Miłosz Huber

Tamara B. Bayanova

Pavel A. Serov

Sebastian Skupiński

Archaiczne gnejsy rejonu Murmańska, Oleniegorska (NE Fennoskandia)

w świetle badań petrologicznych i geochemicznych

2018

ISBN 978-83-947092-5-9

Archaiczne gnejsy rejonu Murmańska i Oleniegorska (NE Fennoskandia)

w świetle badań petrologicznych i geochemicznych.

Miłosz Huber[1], Tamara B. Bayanova[2], Pavel A. Serov[2], Sebastian Skupiński[1].

[1]Earth Sciences and Spatial Managment Faculty, Maria curie-Skłodowska University, 2d/107 Kraśnickie Rd. 20-718 Lublin, Poland.

[2]Geological Center of the Russian Academy of Science, Apatity Russia.
14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia.

Scientific reviewers:
Dr Artem Mokrushin **Russian academy of Sciences, Apatity, Russia**

Fotografie okładki

Przód: Jezioro w nieczynnym kamieniołomie gnejsów w Murmańsku

Mikrofotografie gnejsów z rejonu Murmańska (światło przechodzące Nx).

Tył: Kwarcyt żelazisty z granatami i kuminktonitem z Oleniegorksa

Łupek piroksenowo-lwarcowo-żelazisty z siarczkami (światło przechodzące Nx).

Wszystkie fotografie -M Huber

Copyright: © M. Huber 2018.
License: Science Publisher O. Jakowlewa.
This is an open access monography licensed under the terms
of the Creative Commons Attribution Non-Commercial International License
(http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/) which permits
unrestricted, non-commercial use, distribution and reproduction in
any medium, provided the work is properly cited. **First Edition**

ISBN 978-83-947092-5-9

SCIENCE PUBLISHER

Olga A. Jakowlewa

Lublin, Poland

Email: sciences.publisher@gmail.com

www.scipubl.eu

1. Wstęp.

Kompleks gnejsów z okolic Murmańska oraz skały formacji wstęgowych rud żelaza (BiF) zaliczane są do Archaiku. Ich datowanie opiera się na badaniach ziaren cyrkonów (w przypadku skał w Murmańska) oraz najstarszych kompleksów dajkowych (Oleniegorsk). Ich obecny charakter wskazuje jednak na wiele procesów metamorficznych i magmowych, które miały miejsce w różnych okresach późniejszych, związanych ściśle z rozwojem budowy geologicznej regionu. Zaznaczają się one w postaci metamorficznych przemian, zarówno w makro postaci w formie deformacji skał, jak i w mikro formach, w zonalności granatów. Omawiane skały są w wielu miejscach zdeformowane, noszą niekiedy ślady ultrametamorfizmu, posiadają liczne dajki różnych żyłowych kompleksów. Podobnie wygląda sytuacja w przypadku skał Oleniegorska, które tak samo wykazują metamorfizm w różnych facjach oraz przecięte są licznymi kompleksami dajek. Badania skał wydatowanych na wiek 3.75Ga (Bayanova 2017), stanowią zatem stosunkowo duże wyzwanie dla geologa, jednak z drugiej strony są źródłem wielu informacji o istotnym znaczeniu dla badań Kolskiego Regionu oraz wczesnej historii Europy. Skały te przedstawiają polimetaliczne okruszcowanie, domieszki grafitu, siarczków a w przypadku Oleniegorska złota i srebra. **Celem** niniejszej pracy było kompleksowe zbadanie omawianych skał z zastosowaniem metod badań w mikroobszarze a także analiz geochemicznych. Ich rezultaty oraz wypływające z tego tytułu wnioski znajdzie autor w dalszej części pracy. Autorzy mają nadzieję iż lektura niniejszego opracowania pozwoli udzielić odpowiedzi na niektóre zagadnienia dotyczące ewolucji skorupy ziemskiej w archaiku.

Autorzy, Lublin, Murmańsk, 2018r.

Opracowanie powstało w wyniku finansowania projektu badawczego 2017/01/X/ST10/00454 Narodowego Centrum Nauki.

Spis treści

Lp.	Tytuł rozdziału.	Str.
1	Wstęp	1
2	Charakterystyka metod badawczych	3
3	Zarys budowy geologicznej regionu	14
4	Geologia wybranych masywów regionu kolskiego	17
5	Wyniki badań terenowych z rejonu Murmańska i Oleniegorska	22
6	Opis petrologiczny skał z rejonu Murmańska i Oleniegorska	31
7	Charakterystyka wybranych skał z użyciem badań w mikroobszarze	77
8	Geochemiczny aspekt badanych masywów	90
9	Propozycja rozwoju budowy geologicznej	108
10	Podsumowanie i wnioski	116
11	Tabele wyników mikroanalizy	118
12	Literatura	174

Suma stron: 199

2. Charakterystyka metod badawczych użytych w niniejszym opracowaniu.

2.1. Badania terenowe.

Badania kartograficzne prowadzono korzystając z metody ciągów krokówkowych oraz za pomocą metody alpejskiej (Kotański 1990). Używano kompasu geologicznego typu Frieberg. Ze względu na położenie obszaru na dalekiej północy, od azymutu wskazań kompasu odjęto poprawkę o 11º56' (stan na 2012 rok). Jako podkład wykorzystano Atlas płw. Kola (Картины Кольского Полуострова М.О.О.О. и Р. Росохотрыбловсоюз ВГУ ТМ 1994 г.) w skali 1: 100 000. Na terenie o powierzchni 43km^2 założono 50 punktów obserwacyjnych, których celem było rozpoznanie zmienności petrograficznej omawianych skał. Poszukiwano także wystąpień siarczków objawiających się na powierzchni charakterystyczną zwietrzeliną. Zwietrzelina nie była brana pod uwagę. Wykonane w ramach niniejszej pracy badania terenowe były prowadzone po przeprowadzeniu konsultacji z prof. Mitrofanowem –ówczesnym Dyrektorem Geologicznego Oddziału Rosyjskiej Akademii Nauk w Apatytach oraz dr hab. Tamarą Bayanovą pracownikiem tejże Akademii. Wyniki badań oraz dalsze prace były konsultowane na bieżąco podczas wizyt w Rosyjskiej Akademii Nauk (od 1999 do 2018r -28 razy). Przy wykonywaniu opracowań w zakresie geologii strukturalnej i kartografii posługiwano się opracowaniami: Chaina (1974), Kotańskiego (1990), Dadleza i Jaroszewskiego (1994). Separację minerałów z wstępnie rozdrobnionej skały wykonano manualnie, przy wykorzystaniu lupy oraz mikro-łopatek.

2.2. Mikroskopia optyczna.

Mikroskop optyczny do badań w świetle przechodzącym jak i odbitym umożliwia uzyskanie szeregu informacji dopełniających, związanych z charakterystyką danych prób. Istnieje możliwość określenia wielu cech fizycznych i strukturalnych analizowanych preparatów (struktura, różne własności optyczne wynikające z ich budowy wewnętrznej). Do prowadzenia obserwacji wykorzystuje się mikroskop polaryzacyjny (fig. 2.1). Technologia badania próbek za pomocą mikroskopu optycznego, polaryzacyjnego jest znana już od ponad 200 lat (Huber 2012a, Kittel 1999). Polega ona na podświetleniu próbki preparatu światłem

od góry lub od dołu, które przechodząc przez szereg elementów optycznych (soczewek, polaryzatorów) ma własności zbieżnej wiązki, powalając na obserwacje w świetle przechodzącym lub odbitym wielu cech optycznych badanych preparatów w świetle widzialnym. W wielu nowoczesnych mikroskopach wykorzystuje się technologię kierowania wiązki światła przez elementy optyczne jednocześnie dokonując obserwacji na obserwacje preparatów w świetle przechodzącym i świetle odbitym. Dodatkowym atutem współczesnych mikroskopów jest możliwość stereoskopowego oglądania preparatów a transmisja obrazu na żywo poprzez kamerę cyfrową do komputera gdzie jest rejestrowany, oraz jego dalsze przetwarzanie za pomocą oprogramowania. Dzięki temu można wykonywać szereg rożnych obliczeń dotyczących analizowanych cząstek w obrazie preparatu wraz z analizą intensywności barw uzyskanych w badanej próbce. Istnieje także możliwość automatycznego „sklejania" części ostrych wielu zdjęć pozwalających na konfokalne ujęcie obrazu próbek o zmiennej, nierównej powierzchni a także przygotowanie ich do obliczeń matematycznych (fraktalnych, planimetrycznych, metrycznych włącznie z analizą spektralną otrzymanego obrazu, Gibbins i in. 2000, Huber 2012a, 2014a, Orlik 1996, Zemanova i in. 2003).

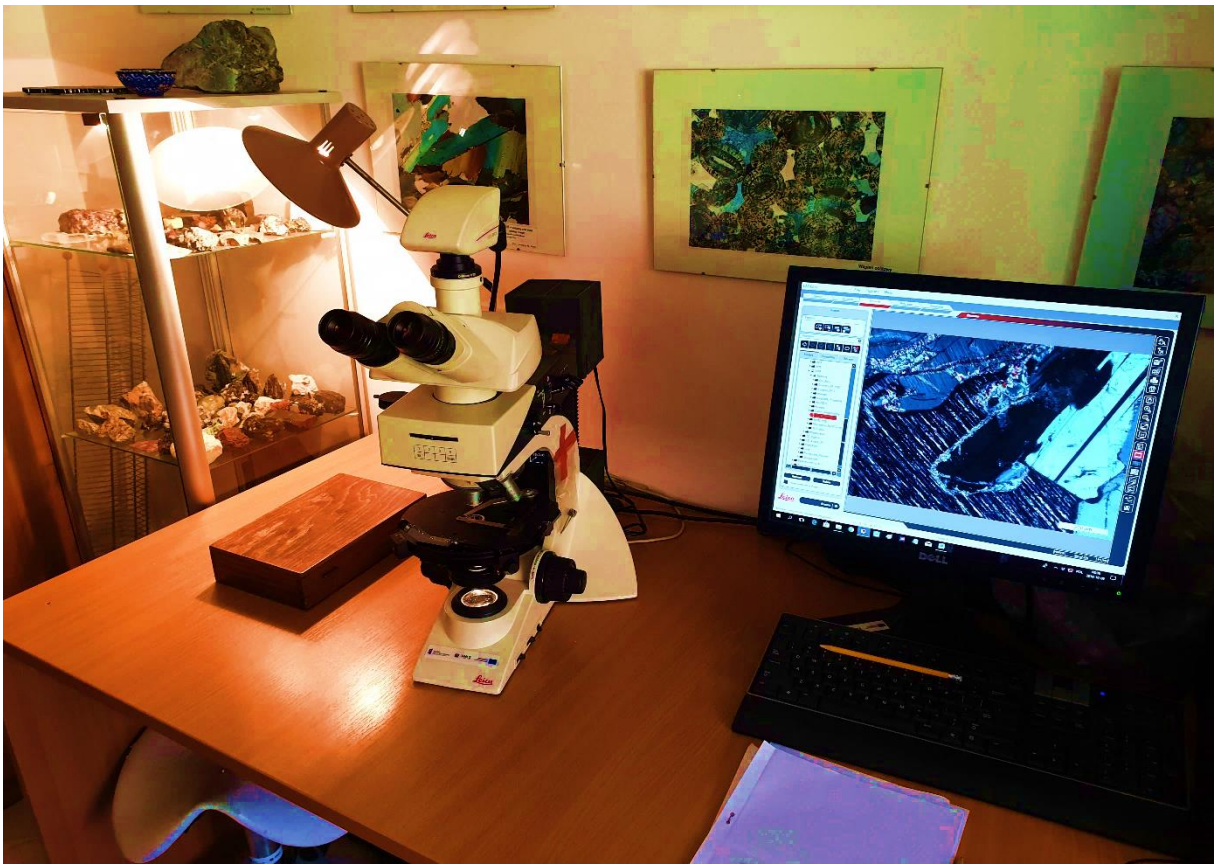


Fig. 2.1. Przykładowy mikroskop polaryzacyjny zdolny wykonywać i rejestrować mikrofotografie w świetle przechodzącym i odbitym (fig. 2.1 i wszystkie kolejne, o ile nie zaznaczono inaczej, w wykonaniu autora).

Zdjęcia preparatów wykonuje się za pomocą cyfrowej kamery, lub jeśli zależy obserwatorowi na dużej rozdzielczości za pomocą klasycznej błony fotograficznej. Ta ostatnia metoda dokumentacji, choć obecnie stosowana rzadziej, przydaje się w uzyskiwaniu powiększeń i wielkoformatowych wydruków zdjęć (np. do celów posterowych).

Wykorzystując oprogramowanie dedykowane jak i specjalistyczne do grafiki komputerowej można modyfikować tak uzyskane mikrofotografie w dowolny sposób eksponując pożądane cechy preparatu. Mikroskop optyczny do światła przechodzącego dziś stanowi jeden z podstawowych narzędzi w badaniu struktur biogenicznych oraz krystalicznych w celu uzyskania barwnych mikrofotografii. Niewątpliwie dużą zaletą mikroskopu optycznego jest możliwość prowadzenia obserwacji zbliżonych do naturalnych różnorodnych próbek krystalicznych także w roztworach. W szczególnych przypadkach służą do tego celu specjalne soczewki przystosowane do badań immersyjnych. Uzyskany w ten sposób obraz zwykle pozawala na bardziej szczegółową analizę włącznie z możliwością uzyskania większych powiększeń.

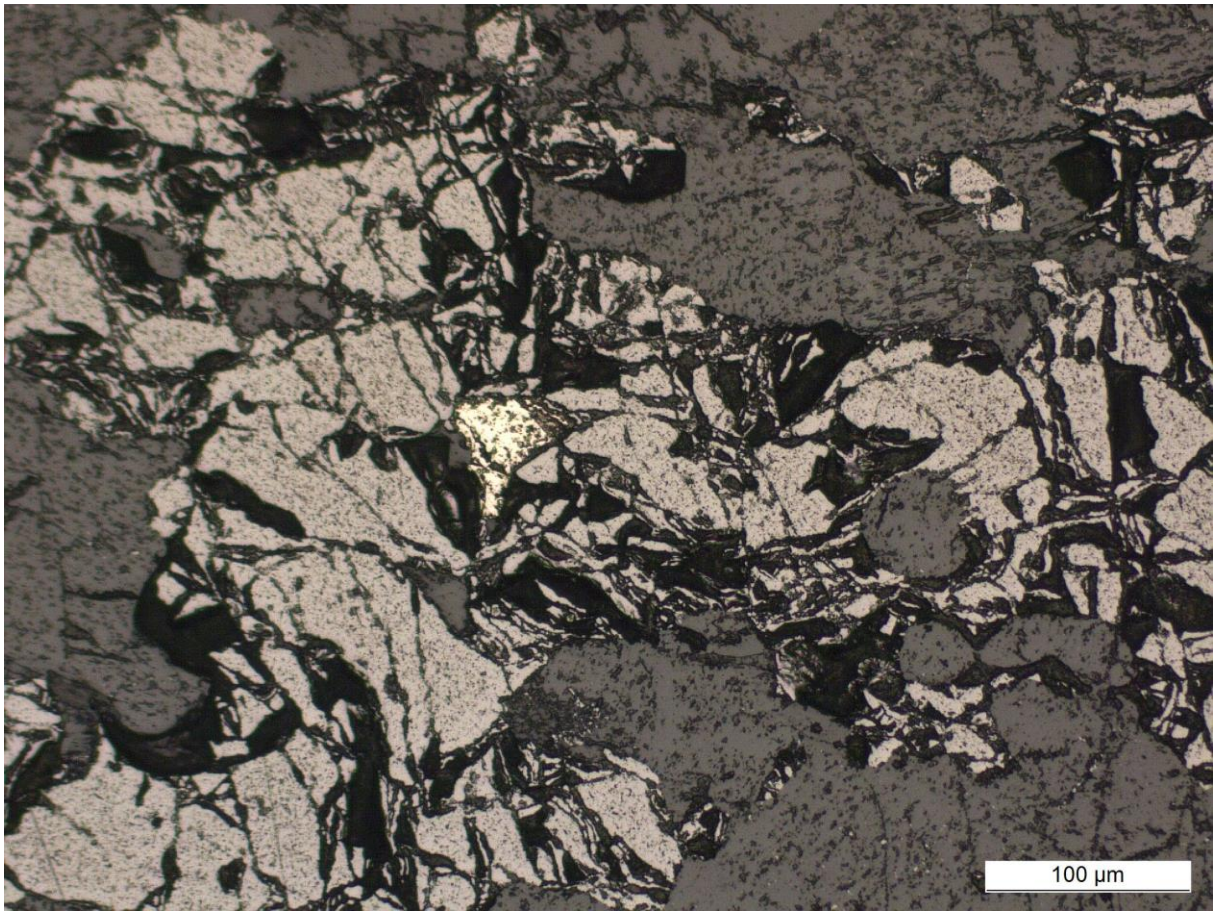


Fig. 2.2. Obraz mikroskopowy preparatu siarczków (pentlandyt na tle magnetytu) w masywnej żelazistym kwarcycie z Oleniegorska.

Mikroskop polaryzacyjny charakteryzuje się możliwością prowadzenia obserwacji związanych z własnościami optycznymi próbki także z wykorzystaniem pewnych jej cech orientacyjnych w przestrzeni względem polaryzatorów świetlnych, także z wykorzystaniem tzw. barw interferencyjnych. Tak można prowadzić obserwacje rożnych minerałów charakteryzujących się wieloma cechami odróżniającymi od siebie różne fazy i w pewnym zakresie wskazującymi ich identyfikację. W mikroskopie tym światło jest polaryzowane w dwóch polaryzatorach, ustawionych tak, by oba przepuszczały światło spolaryzowane równolegle (1 nikol, Fig. 2.2), lub je wygaszały (nikole skrzyżowane). Interesujące są obserwacje prowadzone w świetle odbitym, szczególnie gdy dotyczą one powierzchni badanego preparatu, jej szczegółów oraz własności optycznych próbki (Calahan i in. 2003,

Greenfield 2002, Segal 2002).

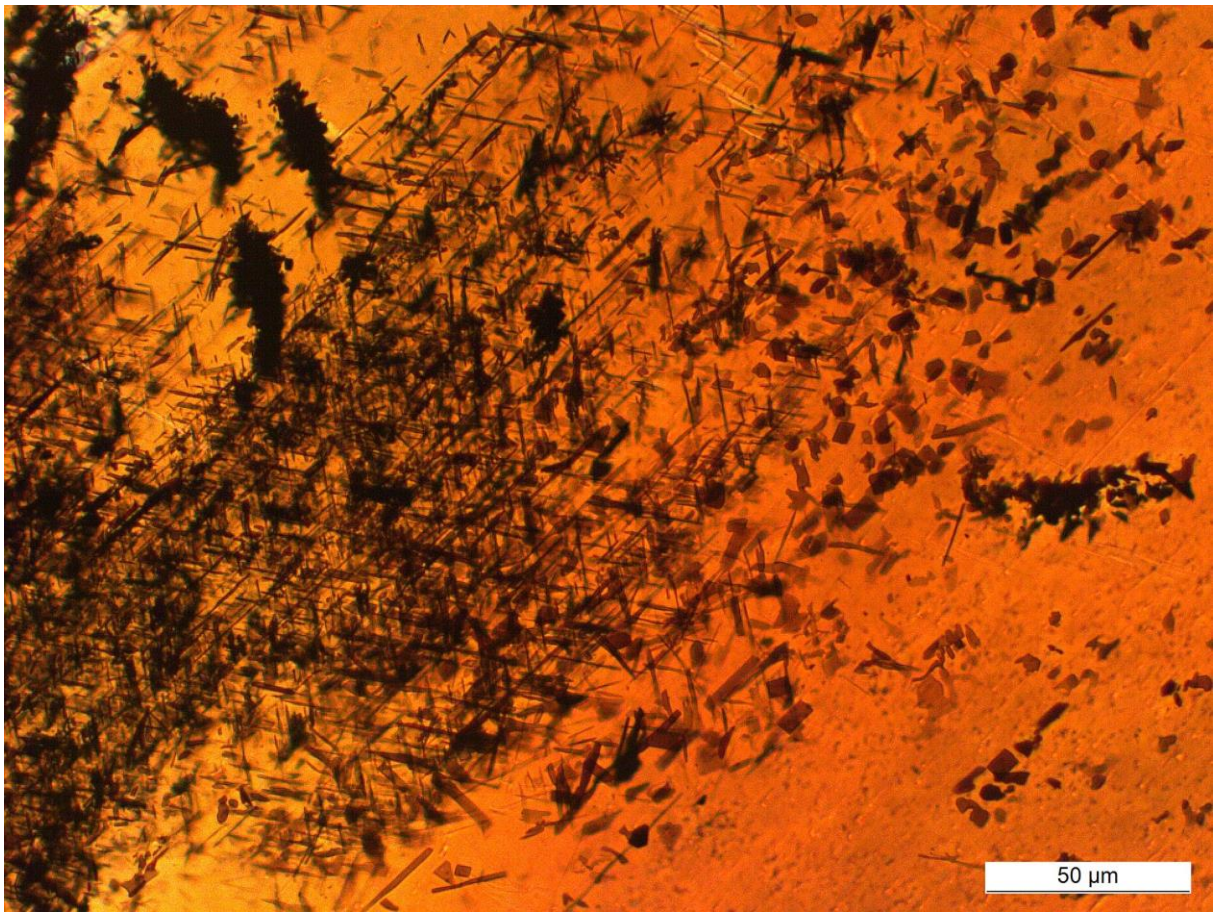


Fig. 2.3. Obraz mikroskopowy w spolaryzowanym świetle ukazujący siatkę sagenitową rutylu we flogopicie.

Część próbek jest nieprzeźroczysta dla światła przechodzącego a wtedy ich obserwacja w świetle odbitym nabiera dużego znaczenia (fig. 2.2), (Bauer i in. 2011, Jain i in. 2000, Niell, Smith 2004, Stephens, Allan 2003, Turkievich i in. 1951). Możliwość obserwowania próbek w świetle odbitym stanowi dopełniającą metodę badawczą stosowana zarówno dla próbek przeźroczystych jak i nieprzeświecających szczególnie ważna w przypadku badania preparatów minerałów rudnych w tym siarczków i tlenków. Za pomocą tej techniki istnieje możliwość dokonania obserwacji powierzchni preparatu wraz z wykonaniem barwnej fotografii obszaru badań.

W szczególnych przypadkach zastosowanie polaryzacyjnej mikroskopii w świetle odbitym umożliwia na zbadanie fizycznych własności preparatów z uwzględnieniem ich powierzchni uzyskując barwne mikrofotografie. Preparaty, które posiadają znaczne rozmiary i niegładką powierzchnię można obserwować przy pomocy mikroskopu konfokalnego, który przystosowany jest do wykonywania szeregu mikrofotografii a następnie za pomocą algorytmu w oprogramowaniu sklejania ich ze sobą, wycinając nieostre części zdjęcia. Dzięki temu istnieje możliwość wykonania szczegółowej fotografii pomimo ograniczeń głębi ostrości (Boucher i in. 2002, Fine i in. 1988, Jain i in. 2007, Kaufmann i inn 2004, Wang i in. 2004).

Niektóre mikroskopy posiadają przystawki pozwalające wykonywać dodatkowe analizy obrazu w szczególności w przypadku zjawiska fluorescencji lub katodoluminescencji (Dong, Irudayaraj 2012). Zjawiska wykorzystania wtórnego świecenia preparatu poprzez wzbudzanie go różnymi wiązkami lasera lub elektronów mogą dać wiele dodatkowych komplementarnych informacji o badanej substancji, szczególnie interesujące jest to w przypadku badania charakteru plagioklazów, apatytu i wielu innych faz mineralnych (Bauer i in. 2011, Daniels i in. 2012, Dereń i in. 1971, Egger, Petran 1967, Wang i in. 2004).

Zastosowanie mikroskopii optycznej i elektronowej stanowi podstawowe i potężne narzędzie służące do wykonywania obserwacji różnorodnych preparatów. Połączenie tych dwu technik za pomocą wykonywania analiz w tym samym obszarze i prowadzenie wielu komplementarnych analiz rożnego rodzaju prób skalnych i wyciąganiu istotnych wniosków dotyczących ich budowy fazowej, struktury, tekstury i innych cech petrograficznych. Dzięki temu w stosunkowo krótkim czasie można uzyskać szereg informacji o badanych próbkach, które można w stosunkowo łatwy sposób dalej przetwarzać i wizualizować, wykonując dokumentacje fotograficzną z uwzględnieniem różnych szczegółów budowy preparatów, zbadania ich własności optycznych oraz ustalenia ich składu chemicznego (pierwiastkowego). Badania te są niezbędne w toku postępowania analitycznego, gdyż na podstawie tych wyników można dokonać wstępnych klasyfikacji preparatów oraz kierować ich do dalszych amaliz z użyciem innych instrumentów. Przy opisywaniu obrazów mikroskopowych próbek skał opierano się na opracowaniach geologów w zakresie petrologii i mineralogii skał zmetamorfizowanych (Barker 1994, Blastoul i in. 1993, Bogatikov 1974, Bolewski, Manecki 1993, Bolewski, Parachoniak 1988, Borkowska i Smulikowski 1973, Diakonov 1994, Hawthorne 1976, Heflik 1993, Gessmann i in. 1997, Kertz 1994, Meagher 1975, Mellini i in. 1991, Merli i in. 1995, Miashiro 1994, Jamtveit 1995, Kertz 1994, Oberti i in. 1991, Ryka, Maliszewska 1991, Sandrone, Borghi 1992, Schmadicke 1991, Shemyakin 1976, Tribaudino, Nestola 2002, Ungaretti 1995, Windley 1980, Wyderko –Delekta, Kołodziejczyk 1988, Yang, Evans 1996,Yardley 1983).

2.3. Mikroskopia elektronowa.

Skaningowy mikroskop elektronowy to przyrząd służący do obserwacji i badania skał w dużych powiększeniach. Przy użyciu tego sprzętu udaje się wykonywać wiele analiz w mikroobszarze, mających duże znaczenie w badaniach podstawowych. W chwili obecnej stosunkowo czytelna konfiguracja oraz dostępność różnorodnych przystawek ułatwia możliwości badawcze mikroskopu elektronowego tak aby móc efektywnie wykonywać analizy nieokreślonych faz mineralnych i skał. Występuje on także w rożnych ośrodkach badawczych o odrębnych czasem specjalnościach, zajmujących się badaniami próbek przyrodniczych, archeologicznych artefaktów, szeregu analiz biomedycznych, medycyny sądowej oraz zastosowań typowo fizycznych takich jak analizy materiałowe i mechaniczne. Mikroskop skaningowy wykorzystuje fakt iż elektrony wydostające się z działa elektronowego ulegają przyspieszeniu a następnie są kolimowane do spójnej wiązki, dzięki działaniom elektrosoczewek, które w postaci plamki skanują powierzchnię preparatu wchodząc w interakcję tej wiązki z warstwą powierzchni a następnie mierzenie za pomocą

rożnych przystawek efektów tej interakcji. Wynik badawczy przetwarzany jest dalej i wizualizowany według potrzeb. W takiej postaci metoda ta jest znana w nauce już od połowy XX wieku, wykorzystywana była ona początkowo w fizyce potem w metalurgii a następnie naukach przyrodniczych i innych (Alexandrakis i in. 2012, Brust i in. 1994, Dereń i in. 1971, Durr i in. 2007, Frens 1973, Kimling i in. 2006, Kittel 1999, Kosewicz 2000, Wang i in. 2008, 2004, 2012). W chwili obecnej dostępnych jest na rynku szereg rożnych konstrukcji od przenośnych niewielkich po duże laboratoryjne jednostki cieszące się dużą stabilnością, przewidywalnością, samowystarczalnością i autonomią, która redukuje możliwość popełniania błędu przez człowieka do minimum tym samym także chroniąc urządzenie przed jego niewłaściwym użytkowaniem. Jednostki te są często w pełni skomputeryzowane i zautomatyzowane ułatwiając znacznie pracę, niekiedy nawet przy dużym obłożeniu sprzętu w sposób kontrolowany utrzymując w granicach pożądania jakość prowadzonych analiz (oczywiście w pewnym zakresie przewidzianym dla każdego modelu przez producenta, zakładając właściwy stopień konserwacji urządzenia oraz właściwe się z nim obchodzenie również z wykorzystaniem przeszkolonego personelu). Jednak w ogólnym tego pojęcia znaczeniu dziś praca operatora takiego mikroskopu jest znacznie bardziej czysta i nieingerencyjna niż jeszcze kilkanaście lat temu, choć wcale to nie zwalnia z obowiązku rozumienia co mierzy mikroskop i interpretacji tych zjawisk. Dodatkowym atutem jest dedykowane oprogramowanie umożliwiające na prowadzenie różnorodnych analiz i ich wizualizację, niejednokrotnie eksponując drobne niuanse istotne dla prowadzonej analizy. Od tego oprogramowania dziś w zasadzie zależy bardzo wiele. Wraz ze zwiększaniem się mocy obliczeniowej komputerów oprogramowanie to staje się coraz bardziej zaawansowane i niewykluczone iż w niedalekiej przyszłości będzie także wykorzystywało techniki samo uczące się. Dalej można w sposób różnorodny dokonać obróbki otrzymanego strumienia danych, jakim są setki a czasem tysiące przeprowadzanych analiz i wyników, które coraz trudniej obserwować i porównywać oddzielnie w postaci liczbowej. Dzięki sztucznemu kolorowaniu faz oraz innym technikom można „zobaczyć" rożne własności badanej próby, kiedyś wcale nie tak łatwo dostępne dla obserwatora. Kolejnym atutem jest łatwość eksportu całych bloków przeprowadzonych wielogodzinnych analiz do oprogramowania Office w zasadzie za pomocą jednego kliknięcia myszką. Dzięki temu jest możliwe dalsze przekształcanie tych danych oraz tworzenie różnorodnej grafiki opierającej się na omawianym strumieniu danych obliczaniu kształtu i wielkości cząstek z uwzględnieniem takich narzędzi jak analiza fraktalna czy planimetria (Baker 1994, Binney i in. 1998, Dereń i in. 1971, Hong i in. 2002, Huber 2012a, 2014a, Kuderewicz 1993, Segal i in. 2002).

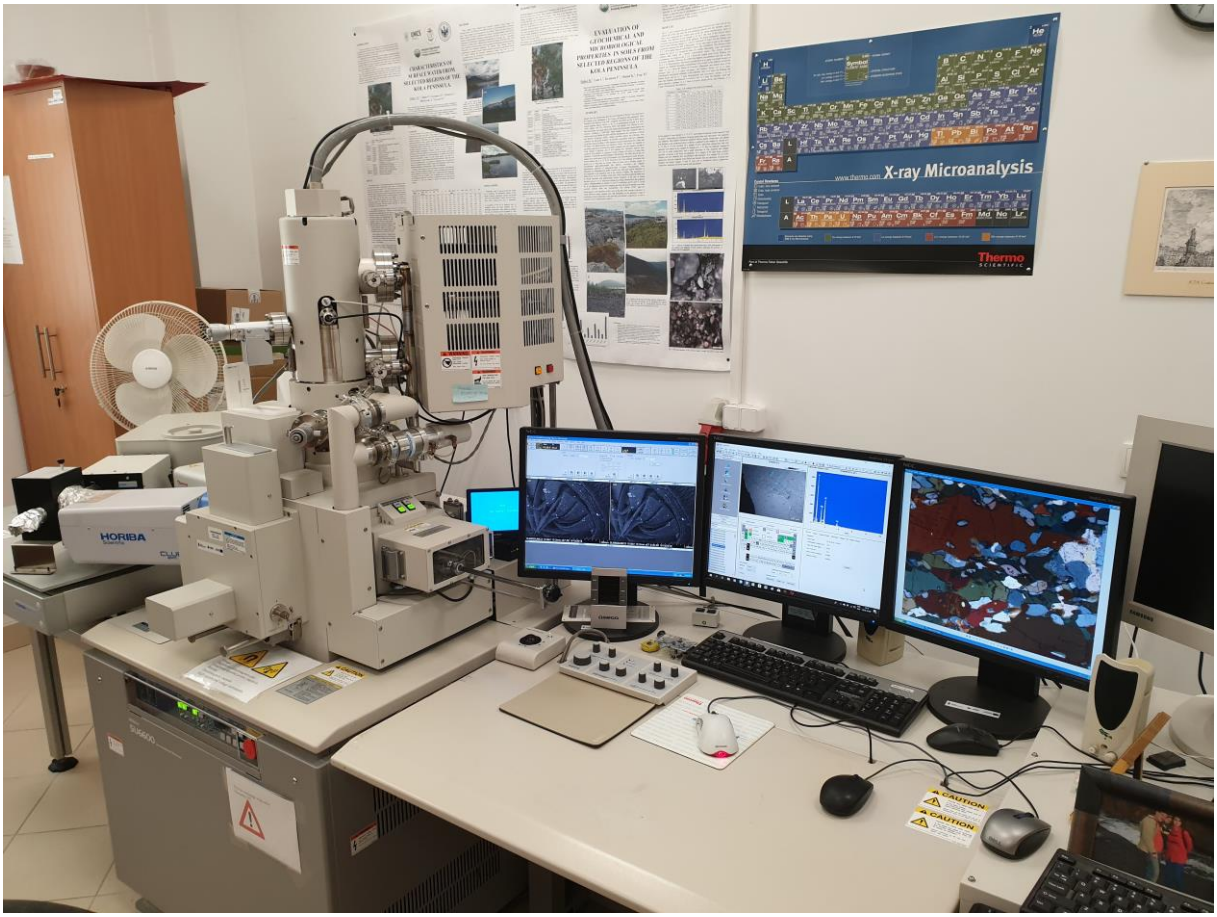


Fig. 2.4. Przykładowy skaningowy mikroskop elektronowy w konfiguracji z przystawkami: EDS, EBSD, CL (wyjaśnienie w tekście).

Obserwacje próbek z pomocą tego typu mikroskopów w zależności od warunków, prowadzone są niekiedy z dużymi powiększeniami osiągającymi próg 100 tys. razy. Istotnym atutem w prowadzeniu badań próbek jest fakt iż metoda ta jest w pełni nieniszcząca. Zbadana próbka nie jest zanieczyszczana, gdyż warunki pracy w tzw. niskiej próżni charakteryzują się wykonywaniem niektórych analiz bez wprowadzenia dodatkowego przewodnika do próbki a tym samym kontaminacji jej innymi pierwiastkami. Współczesne mikroskopy mają możliwość na wprowadzenie próbki wielkości do 15 centymetrów w dłuższym boku i grubości ponad 3 cm, dzięki temu można badać stosunkowo duże próby bez potrzeby ich cięcia (fig. 2.4.). Warto jednak pamiętać o ograniczeniach wynikających z geometrii niegładzonych prób oraz występowaniu pierwiastków atmosferycznych w komorze w trakcie prowadzenia badań w warunkach niskiej próżni.

Obecnie w mikroskopach często są stosowane standaryzowane porty na umieszczanie różnego rodzaju przystawek, konfigurujących sprzęt do założonych celów badawczych. Przystawki te można stosunkowo łatwo zamontować i skonfigurować, co powoduje iż zakup nowych urządzeń i ich instalacja jest stosunkowo prosta i szybka, a dalsza praca jest możliwa bez konieczności dużych przestojów pracy. Zakup przystawki powoduje odblokowanie nieużywanych dotychczas funkcji w oprogramowaniu producenta bądź wgranie nowego oprogramowania dedykowanego przystawce. Niejednokrotnie oprogramowanie to ma własności integrujące różne zamontowane w mikroskopie mechanizmy w jednym interfejsie,

a swobodny przepływ danych pozyskiwanych z rożnych przystawek (niekiedy także w czasie rzeczywistym), także pomiędzy różnymi elementami oprogramowania i stosowanie jednego spójnego raportu wykorzystującego różne techniki badawcze, znacznie zaoszczędza czas, automatyzując proces badawczy. Najbardziej popularną w stosowanych badaniach mineralogicznych jest przystawka EDS (spektroskopia energii dyspersyjne rozproszonych elektronów), która przystosowana jest do badań składu chemicznego analizowanej próby w punkcie, analizy liniowej oraz tworzenia map pierwiastków. W dalszej kolejności wyniki przeprowadzonych analiz są przeliczane na procent wagowy pierwiastków oraz tlenki (w konfiguracji stopnia utlenienia zadawanej przez użytkownika). Dzięki kolorowaniu i zmiennej intensywności barwy charakterystycznej dla danego pierwiastka lub fazy można badać obiekty o charakterystycznych cechach co ułatwia także odróżnienie i wyodrębnienie pustek lub ziaren. Wyniki przeprowadzonej analizy ułatwiają oddzielenie różnych cech badanych substancji (w tym także jej porowatość). Istotnym jest także sprawdzanie cech fazowych i kolorowanie ich by określić ilość oraz charakter fazowy badanej próbki (Fig. 2.5). Ułatwia to znacznie prowadzenie analiz ilościowych w mieszaninie wieloskładnikowej. Przystawka EDS służy także do określenia składu chemicznego i wykorzystanie tych danych w celu ustalenia jakościowego i ilościowego pierwiastków wchodzących w skład badanej próby. Analizy te znacznie poszerzają możliwości badawcze uzyskane za pomocą mikroskopu elektronowego (Buldyrev i in. 2000, Calahan i in. 2003, Greenfield 2002, Guzowski 2001, Nadal i in. 1998) przygotowując próbkę do dalszych badań zaplanowanych w zależności od celów badawczych i wyników uzyskanych tą metodą. Fotografie elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) umożliwiają wykonywanie zdjęć próbki z wskazaniem cech rożnych faz (zależnych od ich składu chemicznego) przy dodatkowym kolorowaniu oprogramowania tworząc mapy zawartości fazowej a poniekąd także z cechami jakościowym i ilościowym zmian uwidocznionych na tych zobrazowaniach. Ponadto analizy liniowe i mapy zawartości umozliwiają skanowanie powierzchni próbek w celu uchwycenia subtelnych zmian pierwiastków, niewidocznych na fotografii BSE. Skład pierwiastków przeliczony na tlenki i procenty wagowe można łatwo zinterpretować.

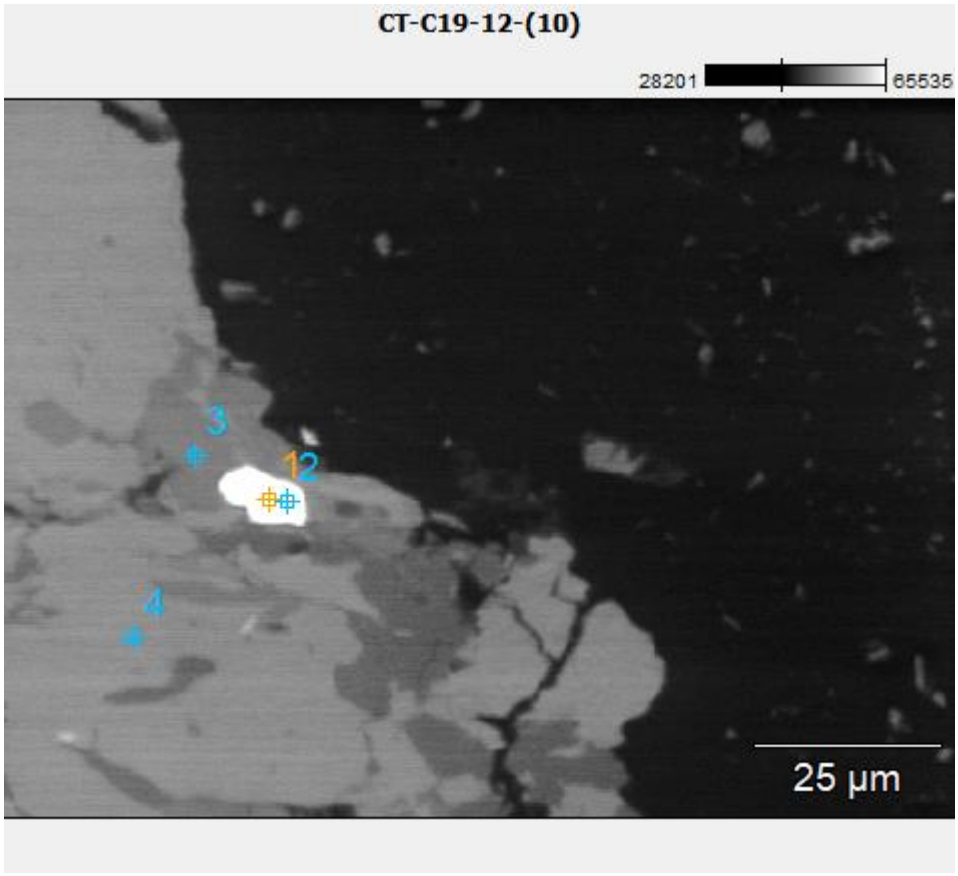


Fig. 2.5. Mikrofotografia elektronów wstecznie rozproszonych ukazująca tlenek bizmutu na tle magnetytu.

Szczególnie interesujące w badaniu obiektów mineralogicznych jest wykorzystanie techniki elektronów wstecznie rozproszonych (BSE, Fig. 2.5), powodujące cieniowanie obiektów w zależności od liczby masowej pierwiastka „Z", która determinuje ilość elektronów w powłokach orbitalnych. Te z kolei wchodzą w reakcję z paczkami energii, wysyłanymi przez działo elektronowe i przechodząc ze stanu wzbudzenia w stan spoczynkowy wysyłają tę energie na zewnątrz. Po za analizą tego promieniowania (na którym polega metoda EDS) można także dokonywać obserwacji elektronów wstecznie rozproszonych z próbki w obrazie bezpośrednim. Fotografie te mają dodatkową zaletę, że intensywność barwy zależy od liczby atomowej „Z" pierwiastków. Pierwiastki lżejsze są ciemniejsze, a cięższe jaśniejsze. Na tej podstawie można odróżnić wiele detali związanych ze zmiennym składem chemicznym ułatwiając także poszukiwanie faz o charakterystycznym widmie np. zbudowanych z ciężkich pierwiastków, jakim są np. platynowce. Badania tego typu przydatne są także w analizowaniu jednorodności prób itp.

Analiza obrazów uzyskanych za pomocą mikroskopu elektronowego ułatwia wykonywanie prostych czynności, między innymi mierzenia wielkości ziaren, zliczania tych ziaren o zadanych własnościach. W ograniczonym zakresie istnieje możliwość badania cieczy i zawiesin z wykorzystaniem specjalnych pojemników (w mikroskopie elektronowym ciecz musi być zamknięta by utrzymać właściwe warunki fizyczne pomiaru). Te możliwości się niedawno znacznie zwiększyły po opracowaniu przystawki mikroramanowskiej, która umożliwia łączenie analizę klasyczną prowadzoną z użyciem mikroskopii elektronowej z analizą drgań sieci w tym samym miejscu jednocześnie i łączyć te dane, tworząc zupełnie

nowa klasę badania minerałów szczególnie ze złożonymi strukturami międzypakietowymi i posiadających strukturalnie związaną wodę. Możliwość obserwacji w dużych powiększeniach jest niezbędna przy wykonywaniu dokumentacji różnych próbek (badaniu morfologii powierzchni, ustalania cech diagnostycznych) można uzyskiwać dokładne fotografie ukazujące szczegóły wykwitów, oraz kryształów.

W niektórych przypadkach badania prób, wykorzystywana jest analiza katodoluminescencyjna (CL). Z jej pomocą można uzyskać obrazy różnych substancji wzbudzonych do świecenia w świetle widzialnym (Sikorska, 2005). W szczególności daje możliwość prostego odróżnienia różnych odmian badanych substancji, w których wywołanie zjawiska wtórnego świecenia w barwach widzialnych (pod wpływem działania wiązki elektronowej) może być związane z subtelną zmianą składu chemicznego (np. poprzez występowanie domieszek lub defektów sieciowych). Zmiany świecenia mierzone są za pomocą spektroskopu, który przekazuje wyniki w postaci widma z zaznaczonymi długościami fal. Widmo to można nakładać na obraz BSE, interpretować z bazą danych uzyskanych od próbek wzorcowych.

Inną przystawką jest analizator orientacji krystalograficznej (EBSD), który jest urządzeniem tworzącym mapy orientacji poszczególnych kryształów w próbce. Analizy tekstury (w ujęciu Schultza) wskazują w analizowanej próbce tzw. cechy kierunkowe, wektorowe oraz stopień dominacji danej tekstury. Badania te mogą mieć zastosowanie szczególnie w przypadku minerałów rudnych, posiadających ciężkie pierwiastki dające dobry sygnał (Bonarski 2001, Huber, Bonarski 2003, Wenk 1996, Wróbel i in. 2002). Wyniki prowadzonych obserwacji i analiz opracowywano matematycznie używając programu Excel z pakietu Office (Peitgen i in. 2002). Przy interpretacji opierano się także na opracowaniach Sorjonen-Ward, Huhma (1994), Wyman (1996), Skublov i in. (2001, 2002a, b), Drugova i in. (2000, 2001).

2.4. Metody geochemiczne

Wykorzystywane w niniejszym opracowaniu były metody spektroskopowe z użyciem techniki ICP-OAS, ASA oraz XRF. Analiza chemiczna została wykonana metodą Jakoba. Próbki uprzednio rozkładano w kwasie fluorowodorowym (HF), w obecności $HClO_4$ (Polański 1974, Minczewski i Marczenko 1997, Korczyńska –Oszacka i in. 1994, Pajdowski 1997, Dereń i in. 1971). Wyniki analizy chemicznej przeliczano za pomocą programu Newpet zgodnie z algorytmem CIPW w celu uzyskania projekcji skał (Dereń i in. 1979). Za pomocą atomowej spektrometrii emisyjnej z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-OAS), wykonano analizy chemiczne wybranych próbek pod kątem zawartości wybranych metali. Aby wykonać oznaczenie, przeprowadzono próbki przez filtr membranowy o wielkości porów 0,45 μm. Minimalna objętość roztworu, potrzebna do oznaczenia jednego pierwiastka, wynosiła 0,5 ml. Czas potrzebny na pojedyncze oznaczenie –około 1 min. Próg czułości tej metody dla żelaza, wapnia, magnezu wynosi odpowiednio: 10;1;1 $\mu g/dm^3$.

W przypadku techniki XRF pobrane fragmenty skał poddano wstępnej analizie pierwiastkowej wykorzystując technikę spektrometrii fluorescencji rentgenowskiej. Wykorzystano w tym celu aparat Epsilon 5 firmy Panalytical (Panalytical speccifications

2016). Jest to spektrometr energodyspersyjny, wykorzystujący jako źródło wzbudzenia lampę rentgenowską z anodą gadolinową. Za zasilanie lampy odpowiada generator wysokiego napięcia osiągający 100 kV o mocy 600 W. Promieniowanie generowane w lampie RTG nie jest kierowane bezpośrednio na analizowaną próbkę, lecz pada na odpowiednie anody wtórne tym samym na bardziej precyzyjny dobór warunków wzbudzania konkretnych pierwiastków. Za detekcję promieniowania fluorescencyjnego próbki odpowiada detektor germanowy implantowany jonami litu z systemem chłodzenia ciekłym azotem. Wydajność detektora według producenta sięga 100%. Odpowiednie ustawienie podstawowych elementów; lampa RTG – anody wtórne – próbka – detektor, tworzy drogę optyczną 3D pozwalając na polaryzację promieniowania. W wyniku polaryzacji następuje znaczące obniżenie poziomu tła pochodzącego od promieniowania charakterystycznego lampy i anod wtórnych obniżając w ten sposób granice wykrywalności i oznaczalności pierwiastków występujących na poziomie śladowym. Fragmenty analizowanych skał przygotowano poprzez wykonanie na ich powierzchni zgładów w celu zapewnienia odpowiedniej geometrii próbki. Powierzchnie te przemywano acetonem bezpośrednio przed umieszczeniem w aparacie aby usunąć resztki możliwych zanieczyszczeń powodujących kontaminację. Ponieważ na podstawie mikrofotografii prób stwierdzono niehomogeniczną budowę materiałów skalnych uniemożliwiającą pobranie do badań próbki reprezentatywnej zrezygnowano z wykonywania dokładnej analizy ilościowej techniką XRF. Wykonano natomiast pełną analizę jakościową w zakresie liczb atomowych 11 – 92, czyli od Na do U. Wykonanie takiej analizy miało na celu poznanie składu jakościowego fragmentów skał i określenie rzędu poziomów stężeń poszczególnych pierwiastków, co stanowiło podstawę do doboru i ukierunkowania kolejnych technik analitycznych. Korzystając z niewątpliwej zalety techniki XRF, jaką jest nieniszczący przebieg analizy, zastosowano ją do pozyskania wstępnych informacji. Pomiar każdej z próbek odbywał się w identycznych warunkach przy użyciu metody analizy bez wzorcowej oferowanej przez oprogramowanie Epsilon 5 Software 2.N/ICSW 2.11.

Oznaczenia geochemiczne z użyciem techniki ICP-OAS wykonała dr Lesia Lata w Zakładzie Gleboznawstwa i Ochrony Gleb, zaś z wykorzystaniem techniki XRF mgr Sebastian Skupiński z Zakładu Geologii i Ochrony Litosfery na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS. Zmiany zawartości analizowanych pierwiastków w omawianych skałach zilustrowano na mapach i diagramach. Dane geochemiczne oraz strukturalne zinterpretowano korzystając z opracowań Gilleta i in. (1992), Geigera (1998), Geigera Armbrustera (1997); Görlicha (1998); Hofmeistera i in.(1996); Langera i in. (1993); Moorea, White'a, Long'a (1971), Langera i Raith (1974), Woodlanda (1994), Omori (1971), Veddera (1964), Liu i Merancha (1992). Analizę izotopów stabilnych $\delta^{34}S$ z wyseparowanych minerałów siarczkowych wykonano w Instytucie Fizyki UMCS w Lublinie na spektrometrze masowym z dwoma wlotami i potrójnymi kolektorami, stosując SO_2 jako analizowany gaz. Próbki minerałów siarczkowych przekształcono w gaz SO_2 w linii próżniowej przez ich utlenienie odczynnikiem CuO o czystości analitycznej w temperaturach 800 do 900°C. Wraz z analizowanymi próbkami porcję 20mg wzorca IAEA-S1 (Ag_2S) przekształcono w SO_2 i analizowano na spektrometrze mas w celu znormalizowania uzyskanych wartości $\delta^{34}S$ do skali VCDT.

3. Zarys budowy geologicznej regionu.

Półwysep Kolski rozciąga się w północno-wschodniej części Skandynawii, leżąc pomiędzy 28º25'–41º26' długości geograficznej wschodniej i 66º03'–69º57' szerokości geograficznej północnej, w całości zaś za Północnym Kołem Podbiegunowym. Administracyjnie płw. Kola, wraz z terenami przyległymi po stronie zachodniej aż do granicy Rosji, należy do okręgu Murmańskiego. Geograficznie zaś od Skandynawii oddzielony jest rzeką Kola i Zalewem Kolskim Morza Barentsa na północy, jez. Imandra w centralnej części oraz rzeką Niwa na południu. Po zachodniej części tej granicy rozciąga się Laponia. Jednak zwykle ze względu na charakter wydzieleń geologicznych oraz spójny charakter regionu teren ten utożsamia się wg granic administracyjnych Murmańskiej Oblasti. Geologicznie zaś obszar ten stanowi północną część tarczy bałtyckiej, ta zaś obejmuje blok Fennoskandzki zaliczany do Europy Wschodniej wraz z blokiem Sarmackim na południu i Wołgo-Uralskim na schodzie. Rzeźba regionu kolskiego jest raczej pagórkowata, także dlatego iż właśnie tam przebiega strefa odmłodzonych tektonicznie bloków skalnych zwana Laplandzko – Białomorskim Pasem Mobilnym. Z tego względu w terenie widoczne są liczne niewielkie wzniesienia dochodzące do 800 i więcej metrów nad poziomem morza, znacznie przewyższając bardziej płaskie tereny środkowej Karelii na południu i wschodnich rejonów płw. kolskiego na północy, gdzie w praktyce osiągają one wysokość 500 m n.p.m. i 100 m wysokości względnej. W strefach obniżeń występują liczne jeziora, których ilość w tym rejonie dochodzi do stu tysięcy. Najczęściej mają one charakter tektoniczny, wypełniając rozłamy, uskoki. Spotyka się także liczne jeziora polodowcowe – rynnowe i wypełniające zagłębienia w krystalicznych skałach, stanowiących barierę dla infiltracji wodnej. Podłoże skalne zbudowane z utworów krystalicznych uległo w tym rejonie konsolidacji we wczesnym proterozoiku (ok. 2.2Ga, Mitrofanov 2000), choć ruchy tektoniczne omawianego Pasa Mobilnego datowane są na orogenezę Sveko-Karelską i datowane są na wiek 1870mln lat (Sharkov 2007). Blok fennoskandii odsłania się na powierzchni w rejonie półwyspu skandynawskiego (jako tzw. tarcza bałtycka), oraz przyległych od strony południowej do niego obszarów głównie w rejonie St. Petersburga, gdzie zanika pod osadami paleozoiku syneklizy perybałtyckiej na południu. Od zachodu przykryty jest Górami Skandynawskimi. W rejonie kolskim znajdują się najstarsze utwory tego bloku datowane na 3,75Ga odsłaniające się w rejonie Murmańska. W tym miejscu także znajdują się skały zaliczane do strefy kolizyjnej ciągnącej się od rejonu kolskiego przez całą Karelię zanikając dalej pod osadami

skał młodszych w basenie moskiewskim zwane Laplandzko-Kolskim Pasem Mobilnym. Zbudowany jest on ze skał archaicznych, które uległy reorganizacji we wczesnym proterozoiku i zostały poprzecinane licznymi intruzjami skał zasadowych obecnymi w omawianym rejonie. Są to od północy intruzja Góry Generalskiej w obrębie bloku Piechengi, intruzje Moncheplutonu i Monchegorska, intruzja Kolwicka w rejonie Laplandzkiego Pasa Granulitowego a także Fedoro-Panskie Tundry w rejonie kolskim, dalej w rejonie Karelii znane są także liczne podobne intruzje. Obszar ten ze względu na pozycję jaką zajmuje w obrębie Platformy Wschodnioeuropejskiej a także stosunkowo najlepsze odsłonięcia skał krystalicznych w rejonie kolskim, stanowi żywe zainteresowanie geologów chcących określić najstarsze etapy formowania się omawianego kratonu. Na te procesy nałożyło się wiele późniejszych etapów działalności magmatycznej. Szczęśliwie w rejonie Kolskim w przedziale 1,8Ga do 350Ma nie występowały żadne stwierdzone istotne etapy magmatyzmu, pozostawiając stare utwory archaiczno-proterozoiczne praktycznie nietknięte do czasów obecnych (nie licząc procesów metamorfizmu regionalnego). Ułatwia to znacznie pracę na próbach skał oraz interpretację wyników.

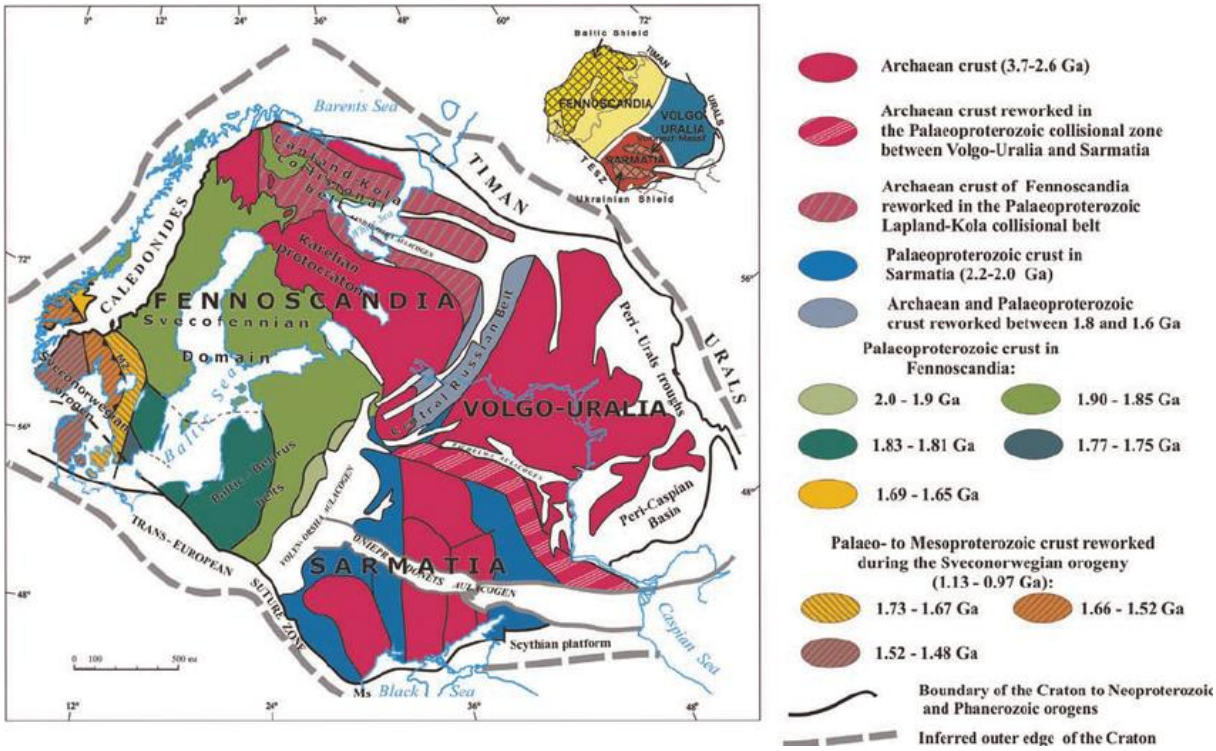


Fig 3.1. Mapa Fennoskandii ukazująca jej położenie na tle jednostek Europy Wschodniej.

Aby zrozumieć procesy kształtowania się wczesno proterozoicznych intruzji warstwowanych znajdujących się w rejonie kolskim, należy przybliżyć sobie budowę geologiczną skał znajdujących się w ich otoczeniu.

Najmłodszymi utworami na płw. Kola są osady zwietrzelinowe i postglacjalne, głównie holoceńskie. Skały te mają przeciętnie miąższość dochodzącą do kilku metrów, rzadziej, w zagłębieniach i strefach kumulacyjnych alimentacji glacjalnej, przekraczają kilkadziesiąt metrów. W czasach współczesnych płw. Kola podlega niewielkim pionowym ruchom wznoszącym związanym z izostatycznym odprężaniem postglacjalnym (Mojski 1993, Jania 1993). Ruchy te mają amplitudę rzędu do kilku cm na sto lat.

Płw. Kola podzielony jest na prowincje geologiczne w strefie kolskiej (północnej) i w strefie białomorskiej (południowej). Strefa kolska (*vide* fig 3.2) dzieli się na: północno – kolskie pogórze (murmańskie zachodnie, murmańskie wschodnie), rejon północno –kolski średniogórski, góry chibińsko –lowozierskie (leżące w centralnej części płw.), rejon północny skrajny (płw. Rybaczyj), Masyw Centralny (na zachód i wschód od Chibin). Strefa białomorska dzieli się na (mapa 4, 5): rejon Masywu Centralnego (centralna cz. płw.), Kandalakszskich Tundr (południowa część płw.), notoziersko –tułomską depresję, południowo –kolską depresję (na południowy wschód od masywu lowozierskiego), kowdorską nizinę i tierskie równiny (południowo-wschodnia cześć płw.). Omawiane w niniejszej pracy jednostki gnejsów Murmańska znajdują się w obrębie centralno -kolskim, intruzje Moncheplutonu i Monchegorska leżą w obrębie tzw. Masywu Centralnego, Laplandzki Pas Granulitowy Kola (LPG) leży w obrębie rejonu północnokolskiego średniogórskiego i Kandalakszskich Tundr w zachodniej i południowej części płw. Kola podobnie jak masyw Afrikandy, zaś masyw Chibin także w centralnej części jako wydzielona strefa górska.

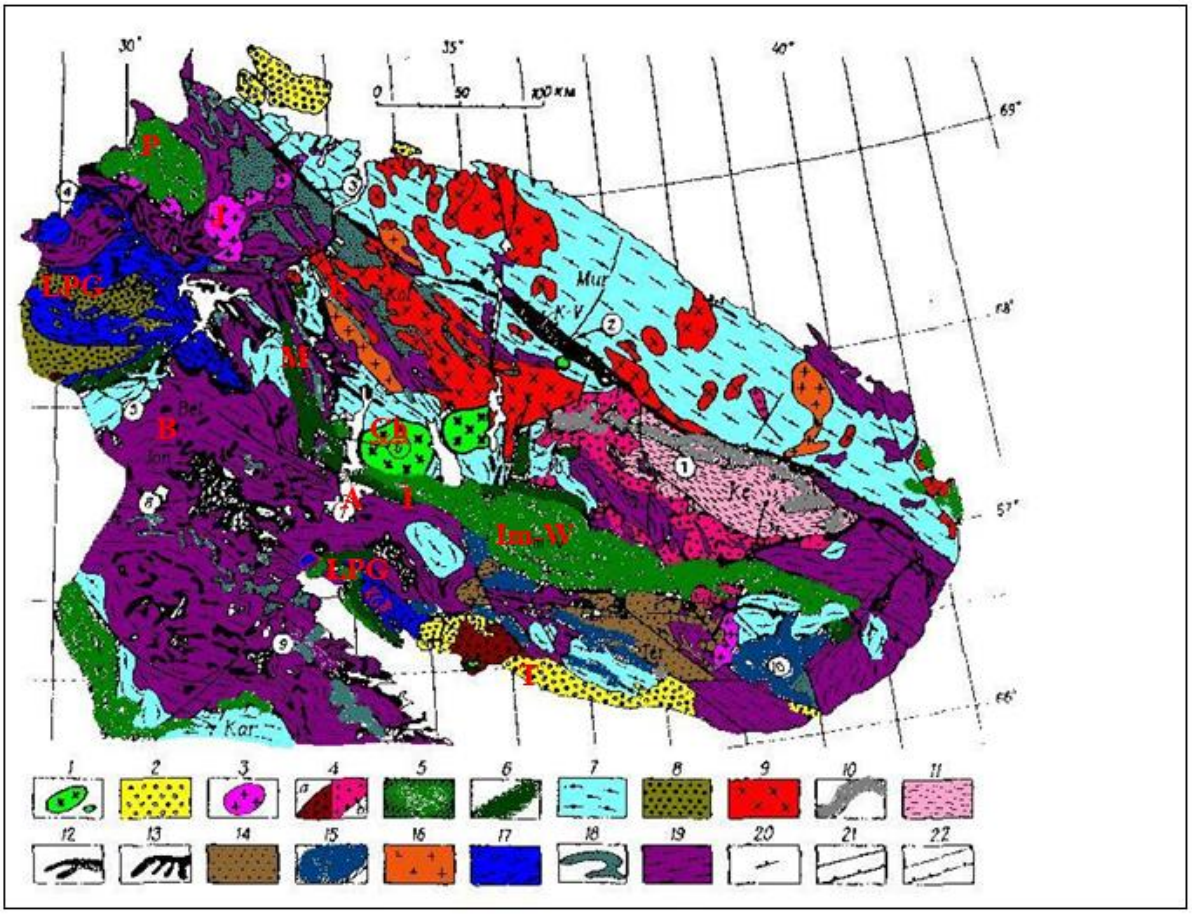


Fig 3.2. Schematyczne rozmieszczenie utworów geologicznych na płw. Kola (wg Annisimow, 2000, zmieniona przez autora). Oznaczenia pogrubionymi literami: **P** –jednostka Pieczengi, **J**- Intruzja Juwoanwijska, **M** – Masyw Monchegorski i Moncheplutonu, **I**- intruzja imandrowska, **Ch** –masyw Chibin, **B** – blok białomorski, **K**-blok kolski, **Im-W** pas Imandra –Warzuga, **T** –Tierski Bierieg, **LGB** –Laplandzki Pas Granulitowy Kola, **A** –intruzja Afrikandy. Kontury palozoicznych intruzji, 2-osadowe skały górnoproterozoiczne, *Wczesny proterozoik* 3-granity, granodioryty i dioryty, 4-Charnokity, granity(a), alkaliczne granity(b), 5-wulkanogenno –osadowe skały, 6-anortozyty, 7-granulity średniego i zasadowego składu, 8-

granulity kwaśne. *Późny archaik* 9-granodioryty, 10 –glinokrzemianowe i superglinkrezmianowe gnejsy i łupki, 11-kwaśne gnejsy, 12-fragmenty zieleńcowych pasów (gnejsy, amfibolity i metakomatyty), fragmenty żelazorudnych formacji (gnejsy, amfibolity i żelaziste kwarcyty), 14 –gnejsy i łupki, 15-gnejsy i amfibolity, 16-granodioryty i dioryty, 17- plagiogranity i granitognejsy, 18-cyanitowo –granatowo –biotytowe gnejsy, 19–granitognejsy, gnejsy i migmatytyy i rzadko amfibolity, 20- elementy zalegania, 21 –poziome uskoki i nasunięcia rozrywające proterozoiczne bloki, 22- pionowe uskoki i nasunięcia.

Granitognejsy regionu murmańska odsłaniają się w mieście Murmańsk, jak i jego okolicy po obu stronach Kolskiego zalewu Morza Barentasa do północnej granicy w okolicach rejonu Safonova, gdzie kontaktują tektonicznie ze skałami formacji pasa zieleńcowego Kolmoziero –Voronia a dalej Bloku Murmańska. Skały masywu Monchepluton i Monchetundry są stosunkowo dobrze odsłonięte w postaci masywów tworzących wzniesienia dochodzące do 700-800 m n.p.m. w dolinach przykryte miąższymi osadami postglacjalnymi. Masywy te sąsiadują ze sobą w sposób tektoniczny. Z kolei Intruzja Imandrowska znajdująca się w sąsiedztwie tych masywów (na południe od nich) znajduje się w pasie Imandra-Varzuga. Skały należące do zachodniej części LPG Kola leżą w granicach Norwegii, w rejonie rzeki Talnayev, gdzie ku NE zanikają pod kaledonidami. Skały te obserwuje się też w Finlandii w okolicach miejscowości Wuotso oraz w Rosji, w okolicach rzeki Jariuoka, basenu rzeki Lotta, Salnych Tundr, Plaskich Tundr i Korva Tundry. Skały wschodniej część skał LPG Kola odsłaniają się w rejonie Kandalakszskich Tundr, płw. Kolwica aż do rejonu miasta Umba (fig 3.2).

W kolejnym rozdziale jest przybliżona geologia wybranych jednostek, opisanych w niniejszej pracy (wraz z obserwacjami poczynionymi w terenie): Zmigmatytyzowanych granitognejsów bloku Murmańska, Masywu Moncheplutonu jako modelowego przykładu intruzji warstwowanej w omawianym regionie, Intruzji Monchegorskiej i Imandrowskjiej (towarzyszących jednostce Moncheplutonu), Laplandzkiego Pasa Granulitowego w szczególności kandalakszskiej części tej jednostki oraz po krótce masywu Chibińskiego i Afrikandy jako form najmłodszych skał intruzywnych znajdujących się w bliskim sąsiedztwie omawianych masywów.

4. Geologia wybranych masywów regionu kolskiego.

1.1.Geologia zmigmatytyzowanych granitognejsów rejonu Murmańska.

Zmigmatytyzowane granitognejsy rejonu Murmańska wykształcone w postaci granatowo-piroksenowo-kwarcowo-plagioklazowych skał zostały zaliczone do utworów suprakrustalnych tworzących metasedymenty wypełniające basen Murmańska gdzie ulegały depozycji abradowane konglomeraty starszych utworów magmowych i metamorficznych tworzących zapewne jeden z pierwszych zalążków skorupy kontynentalnej. Wiek najstarszych cyrkonów znalezionych w tych utworach datowany jest na 3.75Ga co jednoznacznie oznacza także wiek utworów które ulegały abrazji. Omawiane skały odsłaniają się obecnie w rejonie Murmańska, w stokach zalewu Kolskiego Morza Barentsa oraz w rejonie przekopów obwodnicy miasta gdzie w wyniku prowadzenia prac remontowych uzyskano świeże odsłonięcia omawianych skał. Autor prowadził w omawianym terenie badania w latach 1999-2003 i 2016-2018 (fig 4.1). Skały tworzą kompleks naprzemianlegle przeławicających się granulitów poprzecinanych licznymi gnejsami, granitognejsami oraz migmatytami a także licznymi utworami żyłowymi. Tworzą one wzniesienia sięgające do wysokości 400-500m n.p.m. o charakterze izolowanym z czytelną tektoniką dysjunktywną, porośniętą lasotundrą a w miejscach obniżonych, zabagnioną. Ze względu na lokalizację terenu partie szczytowe są praktycznie pozbawione lasu, z występująca na nich tundrą. W strefach obniżeń często widoczne są utwory postglacjalne a najbardziej jaskrawym ich przejawem jest czop morenowy w południowej części zalewu w rejonie Miasta Kola, wysoki na ok 50m, rozcięty erozyjnie przez wpadającą do zalewu rzekę Kola. Wzniesienia mają charakter łagodny, często są mocno wygładzone co także stanowiło podstawę do lokalizacji dzielnic miasta Murmańska w ich otoczeniu. W strefach uskokowych występują niekiedy ściany dochodzące miejscami do kilkudziesięciu metrów zwykle jednak nie przekraczające kilkunastu metrów, z rozciągającymi się u ich podnóża licznymi blokowiskami.

Utwory te geologicznie należą one do dużo większej struktury –centralnokolskiego bloku, która stanowi kompleks skał uległy wielokrotnemu metamorfizmowi, poprzecinanych licznymi utworami żyłowymi. Najstarsze z dajek w omawianym bloku datowane sana wiek 3Ga (Balashov i in 1992, Timmerman, Daly 1995). Omawiana jednostka na północy i północnym wschodzie graniczy w sposób tektoniczny z Blokiem Murmańska, zbudowanemu głównie z różnorodnych skał magmowych i metamorficznych od południowego wschodu z

jednostką Kiejwy od południa z Masywami alkalicznymi Chibin i Lowoziera od południowego zachodu z Masywem Moncheplutonu, Monchegorskim a także strukturami zaliczanymi do Laplandzkiego Pasa Granulitowego zaś od północnego zachodu ze strefą Uragubską oraz granitoidami juwoajwiskimi. W obrębie omawianego bloku występują pojedyncze struktury o charakterze izometrycznym, soczewkowatym o średnicy dochodzącej do kilku kilometrów zaliczane do późnoarchaicznych utworów które są porozdzielane uskokami zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej i granulitowej (Pozhylienko i in. 2002, Dobrozheniecka 1989).

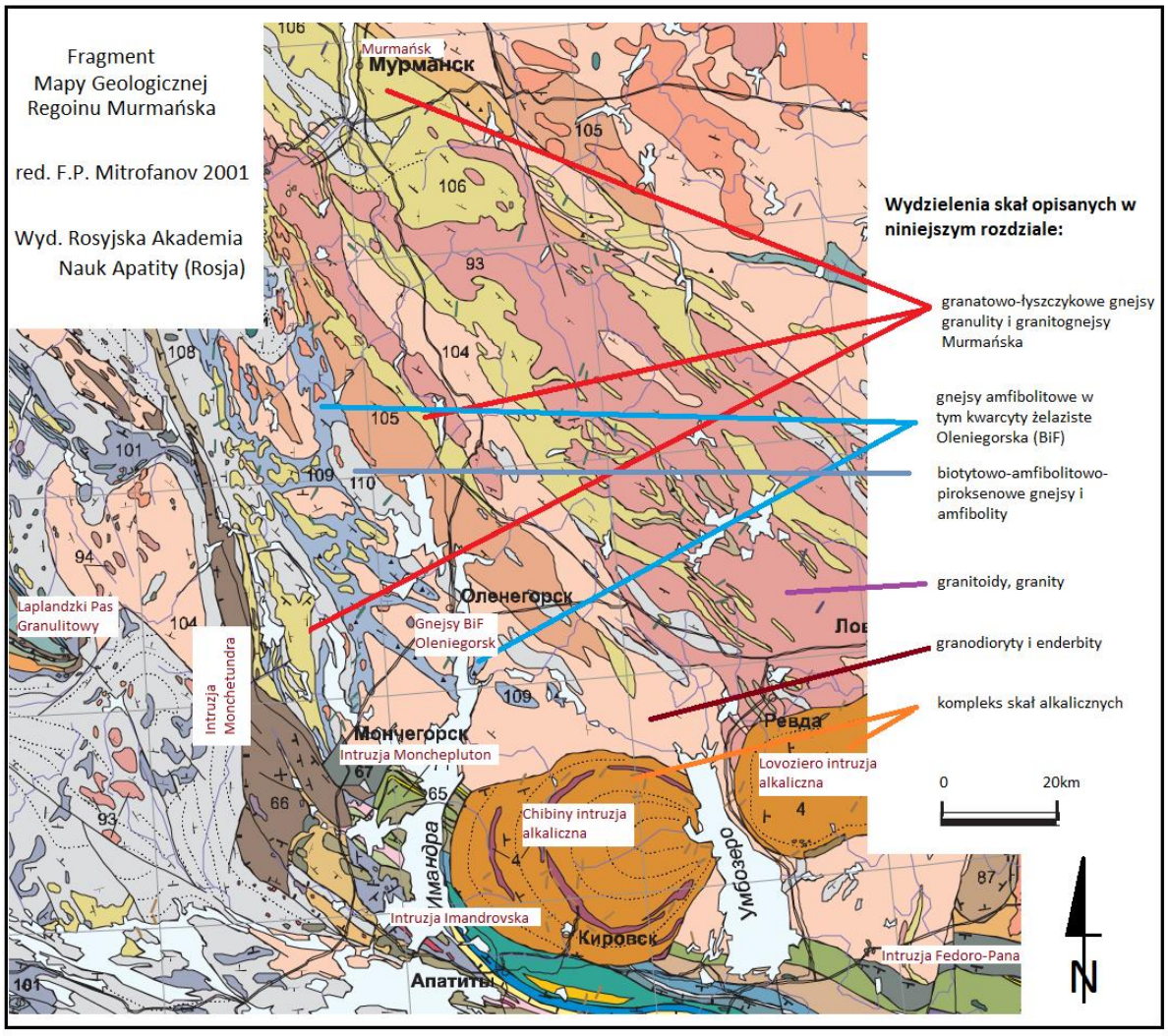


Fig 4.1. fragment mapy geologicznej rejonu Murmańska z zaznaczonymi wybranymi obiektami.

W strukturach tych dominują granitognejsy wraz z towarzyszącymi im granitami, granodiorytami, charnockitami i enderbitami. Otaczają je różnego rodzaju gnejsy wraz z amfibolitami które tworzyły zapewne pierwotne strefy kompleksów rozdzielających omawiane masywy. W niektórych przypadkach w omawianych gnejsach widoczne jest rytmiczne „warstwowanie typu fliszowego" (Pozhylienkoi in2002). Ich podwójny metamorfizm w facji granulitowej został określony na wiek odpowiednio 2830±10Ma (Balashov i in 1992) dla pierwszego i 2724±49Ma (Petrovskaya, Bayanova 2000) dla drugiego metamorfizmu. Występujące granatowo-biotytowe ± cyanitoweo ±kordierytowo ±staurolitowe gnejsy określane są jako skały suprakrustalne odpowiadające formacji

piaskowców glinokrzemianowych (Pozhylienko i in 2002) co będzie jeszcze omawiane dokładniej w dalszej części pracy. W zachodniej części bloku centralnokolskiego znajduje się alkaliczny masyw Gremicha-Vyrmes, datowany na wiek 1973Ma (Bursiy i in. 2000). W bloku znajdują się także liczne intruzje paleozoicznych skał alkalicznych (Siebliavr, Kurginskiy i inne).

Odsłonięcia badane przez autora wykazują dużą różnorodność. W rejonie centrum Miasta u skraju Kolskiego zalewu odsłaniają się gnejsy granulitowe ze staurolitem, często także poprzecinane żyłami ptygmatytowymi o granitoidowym składzie. W ich sąsiedztwie znajdują się także izolowane bloki amfibolitów które mogą być fragmentami starszych skał magmowych, powstałych w trakcie abrazji kratonu. W otoczeniu tych skał odsłaniają się liczne dajki głównie dolerytowego składu, niekiedy przecinające się nawzajem o miąższości dochodzącej do kilku metrów. Utwory te wykazują liczne spękania oraz uskoki widoczne tak w terenie jak i w mikroskali, wykazującej w omawianych skałach strefy poślizgu podkreślone przez krystalizację w nich sillimanitu oraz staurolitu. Odsłonięcia te są mocno ograniczone przez infrastrukturę miasta i pozwalają na fragmentaryczne poznanie budowy geologicznej omawianego terenu. W rejonie obwodnicy znajdują się znacznie lepiej wykształcone odsłonięcia świeżych skał wzdłuż drogi, która była w latach 2015-2017 poddana renowacji w tym poszerzeniu. W tych miejscach idąc od północy w rejonie lenińskim miasta widoczny jest kompleks gnejsów granatowo-kwarcowo-skaleniowych z biotytem i amfibolem które tworzą szereg warstw stojących poprzecinanych licznymi żyłami o składzie granitowym a także kwarcowym z turmalinem. W gnejsach tych zdarzają się wystąpienia grafitu oraz mineralizacja siarczkowa, omówiona w dalszej części pracy. Ciała intruzywne posiadają miąższość od kilku do kilkudziesięciu metrów, niekiedy tworząc także w omawianych gnejsach strefy metasomatycznych przemian objawiających się także niewielkim metamorfizmem w facji epidotowo-amfibolitowej, biotytyzacją granatów, fenityzacją skał. Kompleks tych skał ciągnie się na przestrzeni kilkunastu kilometrów aż do ronda łączącego drogi dojazdowe Murmańska i Kola oraz dalszej drogi w kierunku St. Petersburga. Odsłonięcia tych skał widoczne są także około 20km dalej na wschód w kierunku Teribierki, gdzie kontaktują się ze skałami strefy Kolmoziero-Woronia i dalej przechodzą w granitoidy i tonality Bloku Murmańska. Niekiedy w omawianych gnejsach pojawia się także cyjanit. Uwidaczniają się tam także w południowej części liczne dajki dolerytowe. Podobne odsłonięcia znajdują się także w nieczynnym kamieniołomie w piervomaiskim rejonie miasta. Odsłaniają się tam także omawiane kompleksy gnejsów z granatami a także grafitem i siarczkami. Tworzą one zwarty kompleks skalny z licznymi intruzjami granitoidów odsłaniających się w niewielkich łomach towarzyszących kamieniołomowi. Gnejsy granatowo-biotytyowo-kwarcowo-skaleniowe odsłaniają się także w licznych częściach miasta w postaci niewielkich izolowanych odsłonięć.

Ze względu na charakter wielu późniejszych istotnych z punktu widzenia omawianej geologii regionu czynników, poniżej omówiono także geologię intruzji Monchegorskiej i Piechengskiej jako form powstałych w wyniku procesów ryftogennych oraz kolizyjną młodszą jednostke Laplandzkiego Pasa Granulitowego i najmłodsze przykłady skał alkalicznych.

1.2.Geologia wstęgowych rud żelaza w Oleniegorsku

W południowo-zachodniej części bloku Kolskiego znajdują się łupki kwarcowo-żelaziste tworzące złoża tzw. formacji BiF tworzące złożowe nagromadzenia w pobliżu Oleniegorska, którym towarzyszą granatowo-diopsydowe kalcyfity, granatowo-biotytowe gnejsy, z granatowymi amfibolitami oraz biotytowo-amfibolitowymi gnejsami. Wiek tych ostatnich określono na 2760+7Ma (Bayanova, Egorov 1999). Całość poprzecinana jest dajkami

gabronorytów wieku archaicznego. Blok żelezistych łupków był zmetamorfizowany w późnym archaiku w facji amfibolitowej. Złoża tych skał tworzą pewien obszar o skomplikowanych granicach, pomiędzy jeziorem Kakhoziero (na północy) i jeziorem Imandra (na południu). Znajdują się tam poszczególne strefy nagromadzeń złożowych, które noszą nazwę Oleniegorskie, Baumanowskie, Oktiabrskoe, Komosmolskoe, Kirovogorskoe i inne. Przykładowym rysunkiem złoża jest poniższy schemat złoża Oleniegorskiego (fig 4.2.).

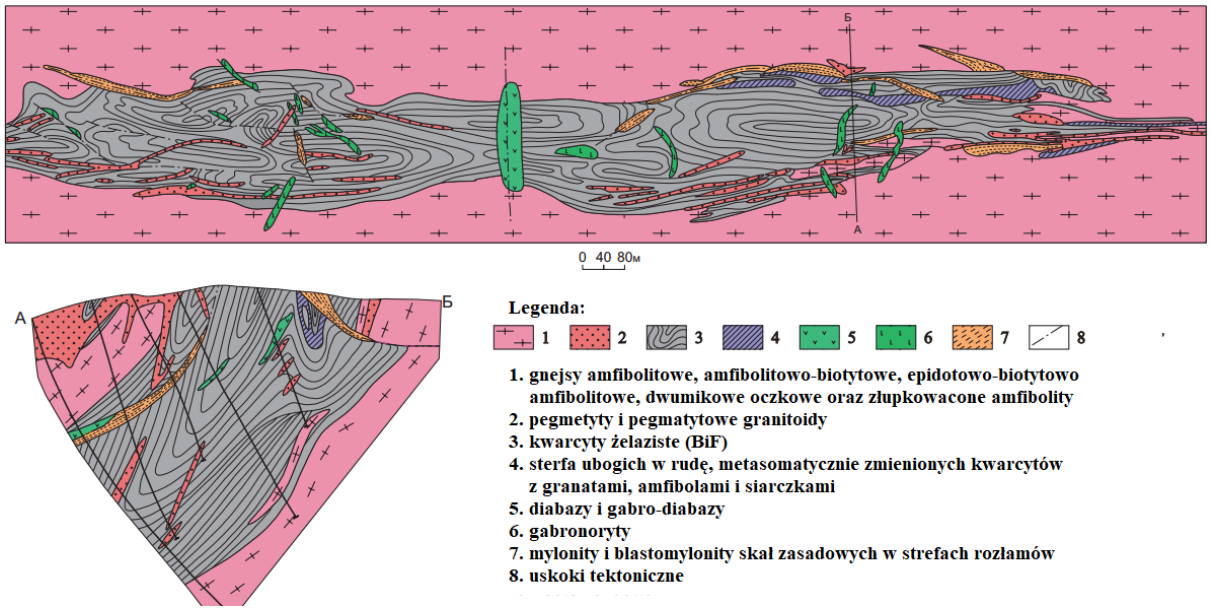


Fig 4.2. Struktura geologiczna złoża Oleniegorsk (wg. Goryianov, 1976).

Posiada ono kształt wydłużony, otoczone jest gnejsami budującymi cokół krystaliczny serii Kolskiej, zaś samo złoże zbudowane jest z kwarcytów żelazistych, które są mocno zdeformowane (widać to także w poszczególnych okazach w makro- i mikroskali). Kwarcytom żelazistym towarzyszą skały bogate w pirokseny, granaty, amfibole i siarczki. Poprzecinane są one dajkami dolerytów oraz drobnymi intruzjami gabronorytów oraz pegmatytami a w strefach tektonicznych wytworzone są mylonity. Ich odsłonięcia przykryte są osadami polodowcowymi a górnicze udostępnienie ich odbywa się metodą głębokich odkrywek.

5. Wyniki badań terenowych z rejonu Murmańska i Oleniegorska.

5.1. REGION MURMAŃSKA

Skały z rejonu Murmańska odsłaniają się w terenie miasta, gdzie tworzą różnorodne progi skalne, załomy, ściany, wygłady (fig 5.1-5.2). Widoczne są one w sposób czytelny w obrębie miasta, niekiedy trwożąc malownicze formy jak to ma miejsce w okolicach Pomnika nieznanego Żołnierza gdzie tworzą fiord Kolskiego Zalewu Morza Barentsa. Ich odsłonięcia kontynuują się pod drugiej jego stronie w rejonie przekopów drogi położonej równolegle do Zalewu. Kierując się ku wschodnim rejonom miasta skały te dobrze są widoczne w odsłonięciach niedawno modernizowanej obwodnicy miasta (lokalizacja pobranych prób jest zamieszczona w tab. 5.1). Występujące tam przekopy odsłaniają świeże skały, których przebieg i sekwencje można obserwować.

Fig 5.1 Widok na próg skalny w rejonie wschodniego brzegu Kolskiego Zalewu.

Generalnie skały w rejonu Murmańska są dobrze odsłonięte, w miejscach zagłębień występują różnej miąższości osady polodowcowe, w strefach załomów skał rumosz skalny i zwietrzelina. Osady te choć miejscami zajmują sporo miejsca nie stanowią większego utrudnienia w prowadzeniu obserwacji skał. Największą przeszkodą jest strefa Kolskiego Zalewu, gdzie w szerokości ok 1km skały pogrążają się pod osady zalewu oraz przykryte są wodami morskimi.

Fig. 5.2. przykłady różnorodnych odsłonięć z rejonu Murmańska oraz przecinających utworów żyłowych.

Obserwacje terenowe są prowadzone przez autorów od 1999r., kiedy były pobierane próby w

okolicy Pomnika Nieznanego Żołnierza a następnie w latach 2015-2018 podczas prac modernizacyjnych obwodnicy miasta i szeroko zakrojonych prac terenowych wraz z geologami z Rosyjskiej Akademii Nauk w Apatytach.

Fig. 5.3. Odsłonięcia z widocznymi różnorodnymi formami żyłowymi.

W trakcie prowadzonych obserwacji stwierdzono iż skały budujące podłoże wykazują różny stopień zwietrzenia. Są także spękane i zuskokowane. W niektórych strefach skały te wykazują potrzaskanie oraz zaawansowane procesy wtórne. Obecne są różnego rodzaju

utwory żyłowe, które przecinają omawiane skały oraz siebie nawzajem (fig 5.3). Niektóre z tych żył jak i utworów otaczających noszą ślady metamorfizmu, procesów metasomatycznych a także ultrametamorficznych. Widoczne są także żyłki ptygmatytowe. Wszystko to znacznie utrudnia prowadzenie obserwacji skał macierzystych, jednak ze względu na charakter omawianych utworów stanowi dokumentację różnych etapów rozwoju budowy geologicznej omawianego obszaru. Obserwacje terenowe wskazują iż omawiane skały znajdują się prawie w pozycji pionowej, zbudowane są głównie z gnejsów w których udział granatów jest bardzo zmienny. Są one barwy szarej lub szaroróżowej z widocznymi makroskopowo biotytem, plagioklazami, kwarcem oraz minerałami akcesorycznymi takimi jak grafit, siarczki. Skały przecinające omawiane utwory posiadają zróżnicowany charakter i skład mineralny. Generalnie można je zaliczyć do dwu grup skał: kwaśnych i zasadowych. Kwaśne reprezentowane są głównie przez różnego rodzaju granitoidy, żyły kwarcowo-turmalinowe z epidotem niejednokrotnie także z mikami. Tną one omawiane skały niekiedy także przyczyniając się do stref przejściowych o wyraźnych strukturach metasomatycznych (fig 5.4.).

Fig. 5.4. Przykład zmian metasomatycznych na granicy gnejsów oraz kwaśnych żył.

Drugim typem są skały zasadowe reprezentowane głównie przez doleryty ale także piroksenity oraz inne odmiany żyłowe. Niekiedy tworzą one także wkładki amfibolitowe. Ich barwa jest z reguły ciemna. Systemy tych żył niejednokrotnie przecinają się wzajemnie. Ich kontakt nie zawsze jest regularny i niejednokrotnie posiada charakter brekcji scementowanej skałą żyłową. Widoczne są także odkształcenia o charakterze plastycznym (fig 5.5.).

Fig. 5.5. Przykład żyły zasadowej, tnącej omawiane skały.

Fig 5.6. Przykład granodiorytów zawierających liczne ksenolity.

Około 30 km na północny wschód od Murmańska odsłaniają się skały zaliczane do Bloku Murmańska, reprezentowane zwykle przez granodioryty, w których także znajdują się występujące w nich ksenolity piroksenitów. Skały te tak samo jak wyżej są poprzecinane licznymi utworami żyłowymi tworzą też niewielkie pagórkowate wzniesienia w których można zaobserwować ich odsłonięcia.

Charakter tych skał wskazuje na ich silne przeobrażenia o charakterze ultrametamorficznym., O tym także wskazują zachowane ksenolity mające często charakter plastycznych deformacji, przypominające bardziej szlirowate formy (fig 5.6.).

Tab. 5.1. Rozmieszczenie próbek skał z rejonu Murmańska.

Próbka (nr)	Długość geograficzna	Szerokość geograficzna
Rejon Murmańska		
05MSK18	68°53'50.1"N	33°07'37.7"E
05dMSK18	68°53'51.1"N	33°07'40.0"E
08aMSK18	68°52'41.0"N	33°07'16.2"E
17MSK18	68°55'55.4"N	33°05'42.1"E
24-1MSK18	68°55'50.7"N	33°05'31.4"E
25MSK18	68°55'42.7"N	33°05'16.4"E
26-1MSK18	68°56'45.5"N	32°58'01.0"E
27-1MSK18	68°56'42.5"N	32°57'58.3"E
28MSK18	69°03'34.7"N	33°02'24.1"E
29MSK18	69°03'48.6"N	33°02'41.2"E
30MSK18	68°54'34.9"N	33°29'26.4"E
31MSK18	68°54'43.9"N	33°28'26.2"E
32-1MSK18	68°55'05.3"N	33°36'48.7"E
32-2MSK18	68°55'05.3"N	33°36'48.7"E

5.2 REGION OLENIEGORSKA.

Region Oleniegorska znajduje się około 100km na południe od Murmańska. Występujące tam skały odsłaniają się w kilku położonych obok siebie kamieniołomach. Położenie próbek skał pobranych z omawianych wystąpień zamieszczono w tab 5.2. Badania rentgenograficzne wykazały podobny skład mineralny, wykazany we wcześniejszych analizach (fig. 5.7).

Fig. 5.7. Przykładowa hałda jednego z kamieniołomów w Oleniegorsku.

Badania terenowe były prowadzone w tym rejonie w latach 2015-2018. W trakcie padań skupiono się głównie na obserwacji różnorodności skał znajdujących siew omawianych kamieniołomach (fig. 5.7). Poszukiwano różnych odmian kwarcytów, rud siarczkowych oraz skał towarzyszących, tworzących ciała niewielkich intruzji jak i dajek.

Gnejsy formacji BiF zwykle zbudowane są z kwarcu, magnetytu oraz granatów, kumingtonitu i piroksenów. Ich charakter zwykle jest zaburzony choć da się odczytać ich warstwowość (fig. 5.8).

Fig. 5.8. Przykłady gnejsu formacji BiF z widocznymi amfibolami, granatami, kwarcem oraz magnetytem.

Skałami towarzyszącymi są między innymi gabronoryty są to skały barwy szarozielonkawej. Zbudowane są z piroksenów, którymi towarzyszą ilmenit, magnetyt oraz plagioklazy (fig 5.9).

Fig 5.9. Przykład próbki gabronorytu z Oleniegorska.

Podsumowując należy stwierdzić iż we wszystkich omawianych strukturach skały wykazują różne formy zaburzenia, zmian metasomatycznych i metamorficznych. Są one poprzecinane licznymi żyłami, skał otaczających posiadających różnorodny skład chemiczny. Szczegółowe analizy tych utworów znajdują się poniżej w następnych rozdziałach.

Tab. 5.2. Rozmieszczenie próbek skał z rejonu Oleniegorska.

Próbka (nr)	Długość geograficzna	Szerokość geograficzna
Rejon Oleniegorska		
24OLE16	68°04'43.2"N	33°07'01.6"E
21OLE16	68°04'38.1"N	33°07'15.1"E
18OLE16	68°04'43.2"N	33°07'01.6"E
16OLE16	68°04'38.1"N	33°07'15.1"E
12OLE16	68°04'38.1"N	33°07'15.1"E
10OLE16	68°04'44.1"N	33°06'44.1"E
08OLE16	68°04'44.1"N	33°06'44.1"E
07OLE16	68°04'38.1"N	33°07'15.1"E
05OLE16	68°04'35.6"N	33°06'49.2"E
03OLE16	68°04'35.6"N	33°06'49.2"E
01OLE16	68°04'44.1"N	33°06'44.1"E

6. Opis petrologiczny skał z rejonu Murmańska i Oleniegorska.

6.1. REGION MURMAŃSKA

Poddane skały z Murmańska zostały pobrane przy drodze która jest obwodnicą miasta od jego wschodniej strony. Droga ta była niedawno modernizowana i posiada liczne nowe przekopy, które pozwoliły na pobór względnie świeżych prób skał. Ponadto były także pobrane próbki od strony Zachodniej Miasta (po drugiej stronie zalewu kolskiego) a także w samym centrum miasta. Generalnie pobrano 51 prób (w latach 1999-2018), z czego 11 zostały wykonane preparaty płytek cienkich a następnie wykonano analizy petrologiczne tych skał. Tabela 6.1 przedstawia sumaryczny zestaw próbek skał z Murmańska oraz wykonane analizy.

Tab 6.1. Zestawienie sumarycznych analiz próbek skał z Murmańskia

Próbka		Wykonane badania			
Nr próby	Krótka nazwa	Św. przech	Św. Odb.	planimetria	inne
05MSK18	Doleryt	x	x	x	planimetria
05dMSK18	Gnejs grt-sill-sta-cya	x	x	x	planimetria
08aMSK18	Granitoid dwumikowy	x	x	x	planimetria
17MSK18	Granitognejs cya	x	x	x	planimetria
24-1MSK18	piroksenit	x	x	x	planimetria
26-1MSK18	Granitognejs	x	x	x	planimetria
27-1MSK18	Granitognejs	x	x	x	planimetria
28MSK18	Granitognejs	x	x	x	planimetria
31MSK18	Ksenolit piroksenitowy	x	x	x	planimetria
32-1MSK18	Granitoid	x	x	x	planimetria
32-2MSK18	Ksenolit piroksenowy	x	x	x	planimetria

Wśród omawianych skał prócz typowych przedstawicieli granitognejsów i gnejsów pojawiają się także różnego rodzaju skały towarzyszące przeważnie o charakterze żyłowym takie jak pegmatyty, doleryty oraz utwory metamorfizmu dynamicznego. Ich szczegółowy opis znajduje się poniżej.

Próbka: 05MSK18 doleryt

Tło skały tworzą duże plagioklazy, tworzące polisyntetyczne zbliźniaczenia, wykształconych na ogół w postaci tabliczek o długości dochodzącej do kilku minimetrów (fig 6.1).

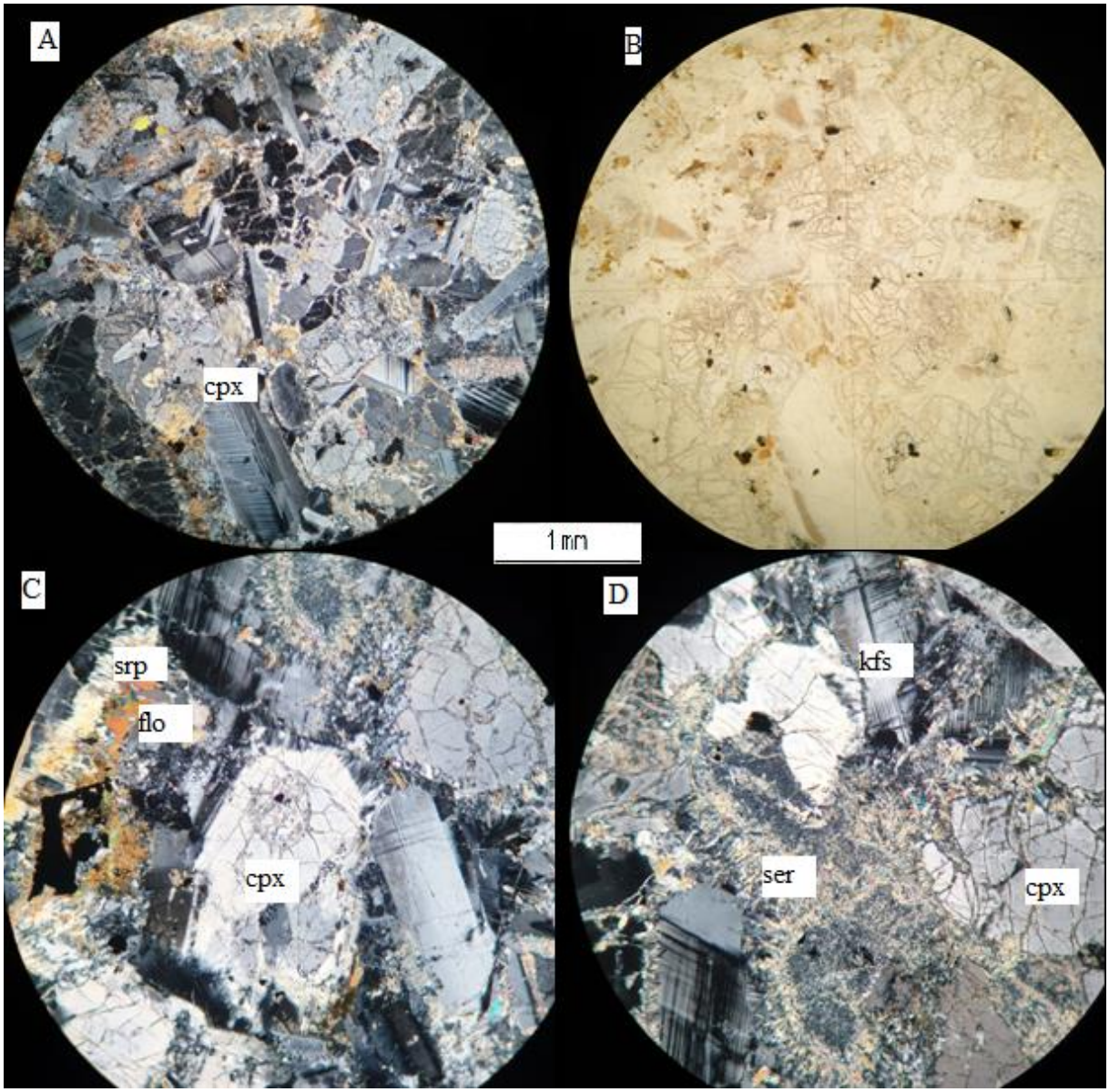


Fig 6.1. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym oraz spolaryzowanym (A,C,D) ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały. Widoczne są w nich ortopirokseny, plagioklazy oraz towarzyszący im mikroklin a także minerały rudne z występującym w ich sąsiedztwie flogopitem, chlorytami, strefami serpentynizacji.

Tworzą one strukturę ofitową, stykając się ze sobą pod różnymi kątami, zaś w przestrzeniach pozostawionych między nimi znajdują się inne fazy. Współwystępuje on z mikroklinem, który występuje w sąsiedztwie lub tworzy strefy zrekrystalizowane, nadbudowane, odznaczające się charakterystycznym pociemnieniem oraz barwą różową w świetle niespolaryzowanym. Niekiedy tworzą także formy gniazdowe z promieniście rozchodzącymi się kryształami W ich sąsiedztwie pojawiają się duże kryształy hiperstenu, które współwystępując z plagioklazami budują osnowę tła skały. Ich wielkość także dochodzi do kilku mm średnicy, wykształcone są

w postaci obcokształtnych różnorodnych kryształów, niekiedy spękanych. Obserwacje mikroskopowe wykazują ich sektorową budowę, charakteryzującą się pewną zonalnością barw interferencyjnych. Prawdopodobnie związana jest ona z różnym wysyceniem tych faz w jony w pozycji oktaedrycznej. Niekiedy posiadają one wrostki minerałów rudnych a także klinopiroksenów. Na styku ortopiroksenów występują niekiedy klinopirokseny w niewielkiej ilości reprezentowane głównie przez diopsyd. Na około tych kryształów rozwijają się obwódki zbudowane z epidotu, chlorytów, flogopitu i serpentynu. W sąsiedztwie tych minerałów występuje także biotyt, szczególnie chętnie rozwijający się w pobliżu minerałów rudnych krystalizujących kosztem korozji piroksenów. Przejawia się ona także występowaniem szkieletowych form kryształów o charakterze lamelkowym oraz zbiorowiska drobnych agregatów występujących w sąsiedztwie tych minerałów. W sąsiedztwie tych faz spotyka się także pojedyncze kryształy węglanów wskazujące na proces saussurytyzacji skały. Minerały rudne reprezentowane są przez magnetyt i ilmenit, które znajdują się głównie w interstycjach faz femicznych oraz niewielkie domieszki i pirotynu.

Omawiana skała to hiperstenowy doleryt, który uległ procesom feldspatyzacji i saussurytyzacji. Skała ta wydaje się być stosunkowo młoda w porównaniu z otaczającymi ja gnejsami. Poza procesami autometamorfizmu dostrzec można także procesy metasomatyczne choć niewykluczone iż one mogły zaistnieć w wyniku kontaminacji tych skał na skutek przebijania się omawianych żył w sąsiedztwo granitognejsów.

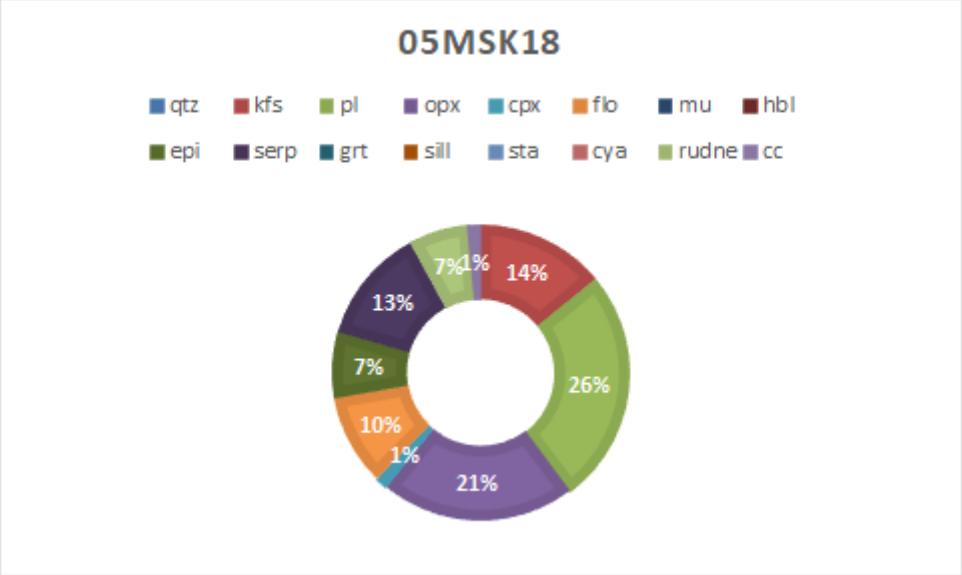


Fig 6.2. Diagram wyników planimetrii omawianej próbki skały.

Analiza planimetryczna wykazała iż w omawianej skale dominują plagioklazy (26% obj.) oraz ortopirokseny (21%) z domieszką klinopiroksenów (1%). Obok plagioklazów występują także skalenie potasowe (14%). Pewien udział w skale posiada także flogopit (10%), który znajduje się w interstycjach tych minerałów. Obok mik na diagramie (fig 6.3) także zaznacza się epidot (7%) i minerały serpentynu (13%). W skale występują także minerały rudne (7%) a także niewielkie domieszki kwarcu (1%) i kalcytu (1%). Występowanie serpentynów, chlorytów, epidotu, kalcytu, kwarcu jest w tym przypadku przejawem procesów wtórnych zachodzących w omawianej skale.

Próbka: 05dMSK18 gnejs granatowo-staurolitowo-silimanitowy z cyjanitem.

Tło skały stanowią kryształy kwarcu, o nieregularnych granicach, dochodzącego wielkością do kilku mm średnicy, ściemniającego w sposób falisty, sektorowo. Obok niego znajdują się także plagioklazy, polisyntetycznie zbliźniaczone a także ortoklaz. Na granicach pomiędzy kwarcem i ortoklazem tworzą się myrmekity (fig 6.3).

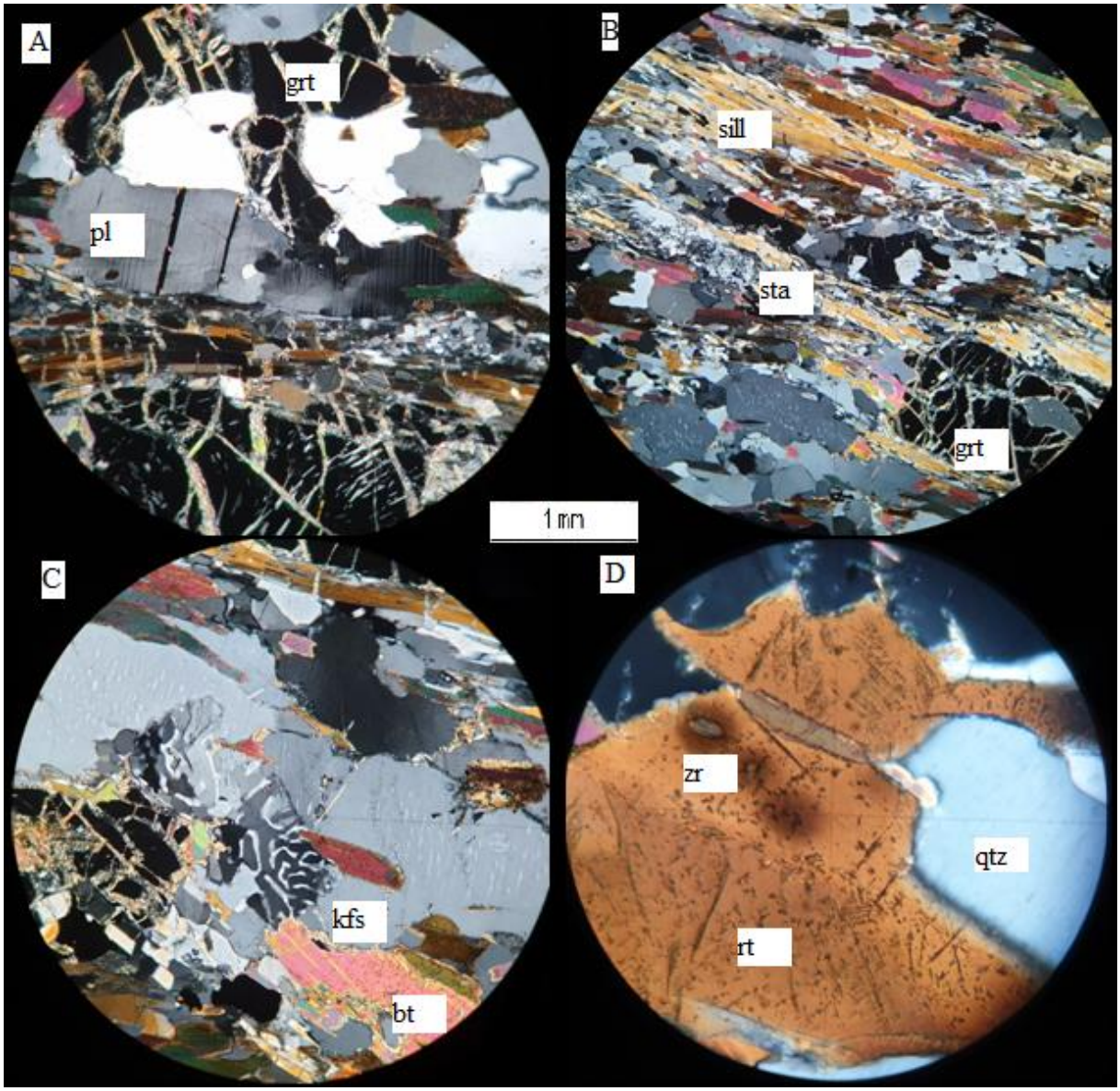


Fig 6.3. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały. Widoczne są w nich granaty, minerały rudne, myrmekity, sillimanit i staurolit, kwarc oraz plagioklazy i biotyt z widoczną siateczką sagenitową rutylu oraz cyrkonami.

W niektórych kwarcach można dostrzec niewielkie agregaty biotytu. Obok dużych kryształów kwarcu w skale występują także znacznie drobniejsze ziarna, ulokowane zwykle pomiędzy biotytem lub innymi minerałami femicznymi. Minerały leukokratyczne tworzą naprzemienne wkładki o zmiennej miąższości przyczyniając się do makroskopowej struktury gnejsowej w omawianej skale. Pomiędzy tymi minerałami widoczne są agregaty biotytu, niekiedy ulegają one deformacji i są wyraźnie powyginane. Szczegółowe obserwacje pozwalają stwierdzić iż w omawianej skale występujący biotyt zwykle posiadają wrostki cyrkonu o

charakterystycznym halo pleochroiczne. Wiele z tych minerałów biotytu posiada także widoczne sagenitowe siatki wrostków rutylu. W sąsiedztwie biotytu widoczne są granaty, zwykle o średnicy dochodzącej do kilku minimetrów, najczęściej mocno spękane, z rozwijającymi się drobnymi blaszkami flogopitu oraz epidotu i chlorytów w strefach spękań. Posiadają one liczne wrostki i inkluzje stałe kwarcu, plagioklazów oraz niewielkich ilości drobnych minerałów rudnych. Minerały te są silnie zdeformowane, posiadając wciski faz mineralnych, mikro uskoki i spękania. W ich sąsiedztwie rozwija się sillimanit, tworzący wydłużone kryształy pomiędzy granatem i biotytem także w strefach poślizgowych faz ulegających deformacji w sąsiedztwie granatów. Towarzyszy mu kostkowo wykształcony staurolit lokując się niejednokrotnie na granicy staurolitu z plagioklazem, kwarcem jak i w tle tych ostatnich minerałów. W omawianej skale występuje także licznie akcesoryczny apatyt. Występujące w omawianej skale minerały rudne tworzą zarówno wydłużone skupienia wśród biotytu, występują także w formie rozproszone w sąsiedztwie granatu jak i w przestrzeniach pomiędzy minerałami leukokratycznymi. W skale tej z minerałów rudnych dominuje pirotyn któremu towarzyszy pentlandyt.

Obserwacje mikroskopowe pozwalają stwierdzić iż omawiane skały są prawdopodobnie paragnejsami, które jednak uległy znacznym modyfikacjom metasomatycznym na skutek różnorodnych procesów magmowych w sąsiedztwie, oznaczających się różnego rodzaju żyłami tnącymi kompleks tych skał. Przeszły one metamorfizm w facji granulitowej jak i przeobrażenia związane z wysokociśnieniowym metamorfizmem. Występujące niewielkie agregaty epidotu i chlorytów wskazują także na metamorfizm w facji epidotowo-amfibolitowej, choć miała ona jednak marginalny charakter dla omawianych gnejsów.

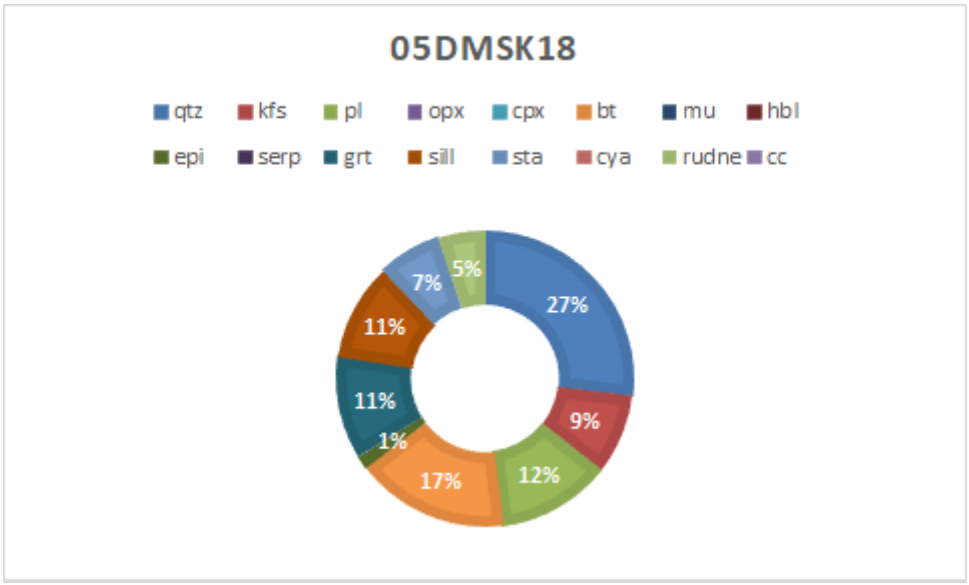


Fig 6.4. Rezultaty planimetrii omawianej skały.

Analiza planimetryczna (fig 6.4) wykazała obecność kwarcu w omawianych skałach w ilości dochodzącej do 30% obj., któremu towarzyszą plagioklazy (12%) i skalenie potasowe (9%). Stosunkowo dużo jest także biotytu (11%) a także granatów (11%) i sillimanitu oraz mniejsza ilość staurolitu (7%) i minerałów rudnych (5%). Przy liczeniu minerałów rudnych nie brano pod uwagę rozproszonego rutylu w siateczkach sagenitowych.

Próbka: 8aMSK18 granitoid dwumikowy.

Tło skały wypełniają minerały leukokratyczne takie jak kwarc, plagioklaz i ortoklaz. Kwarc posiada nieregularny kształt, ściemnia faliście oraz ma zmienną wielkość kryształów. Plagioklazy są polisyntetycznie zbliźniaczone zaś ortoklaz zwykle jest mocno zserycytyzowany.

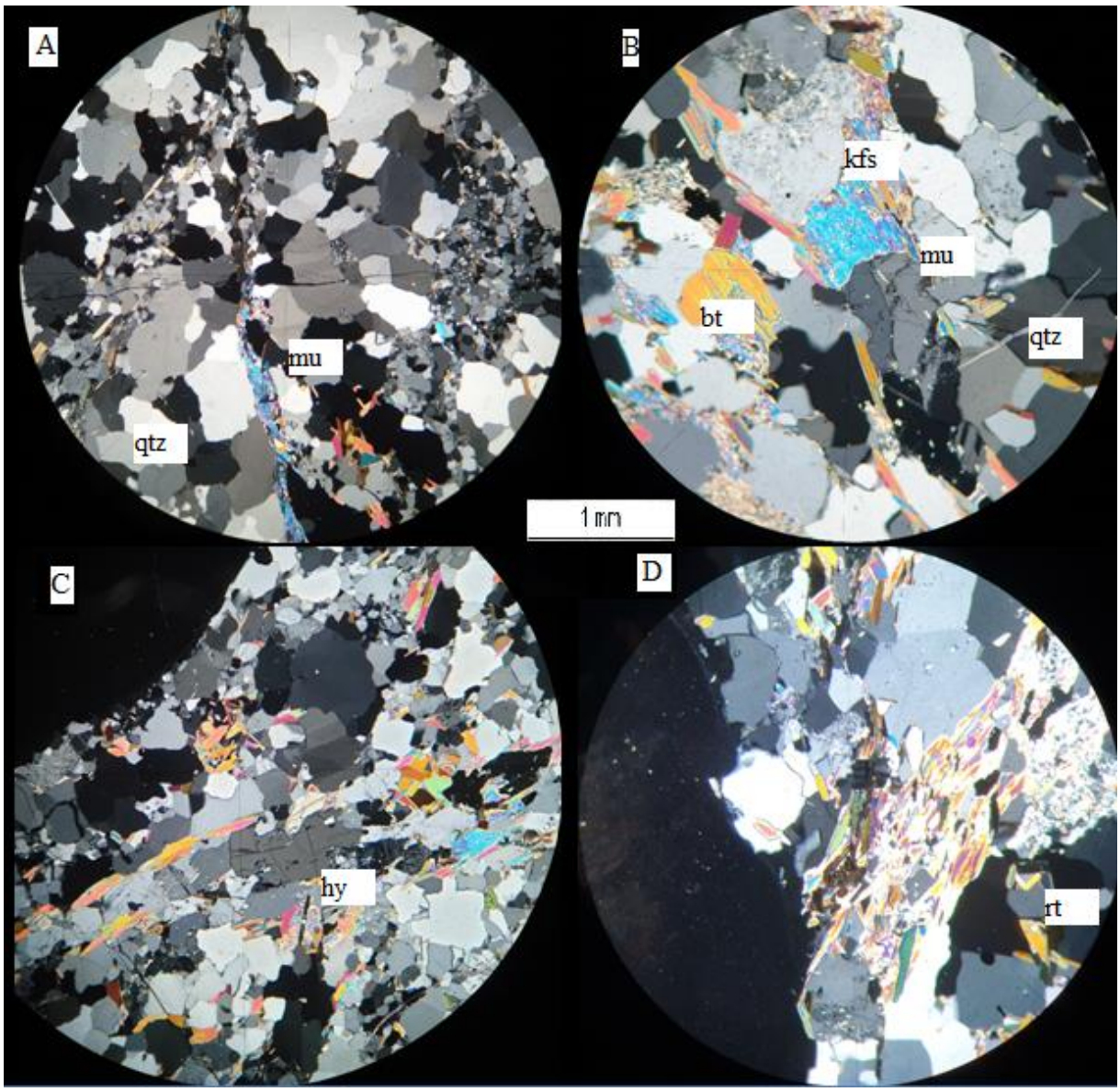


Fig 6.5. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały. Widoczne są w nich kwarc, ortoklaz, biotyt i muskowit a także domieszki minerałów rudnych. W obrazie mikroskopowym (A) widoczne są także strefy spękań podkreślone obecnością mik i tlenków żelaza. Poniżej widoczny jest kryształ hiperstenu (C) oraz rutyl w biotycie (D).

Kryształy kwarcu tworzą niekiedy także strefy zbudowane z pod frakcyjnie mniejszych kryształów w skale. Towarzyszą im agregaty biotytu, zwykle tworzącego wydłużone, rozproszone w skale blaszki niekiedy z widocznymi na ich tle drobnymi minerałami rudnymi oraz drobnymi ziarnami cyrkonu. Obok nich pojawia się w interstycjach

biotytu rutyl, który tworzy samodzielne wydzielenia ale czasem także niewielkie wrostki w biotycie. Towarzyszą im agregaty muskowitu, często tworząc zwarte skupiska pomiędzy blaszkami biotytu. Niekiedy w sąsiedztwie biotytu pojawiają się także chloryty i epidot w postaci drobnych, pojedynczych minerałów. Na tle tych minerałów występują także pojedyncze kryształy hiperstenu. W skale można dostrzec także niewielkie i nieliczne kryształy amfiboli –hornblendy zwyczajnej, zwykle towarzyszącej epidotowi i biotytowi. Przez skałę biegną spękania tnąc wszystkie omawiane fazy. Minerały rudne pojawiają się zarówno w sąsiedztwie biotytu w formie wydłużonych lamelek lub zwartych wieloziarnistych skupień. Pojawiają się także w sąsiedztwie kwarcu w postaci rozproszonej. Minerały rudne reprezentowane są głównie przez pirotyn, któremu towarzyszą ilmenit oraz w mniejszej ilości tytanit, chalkopiryt.

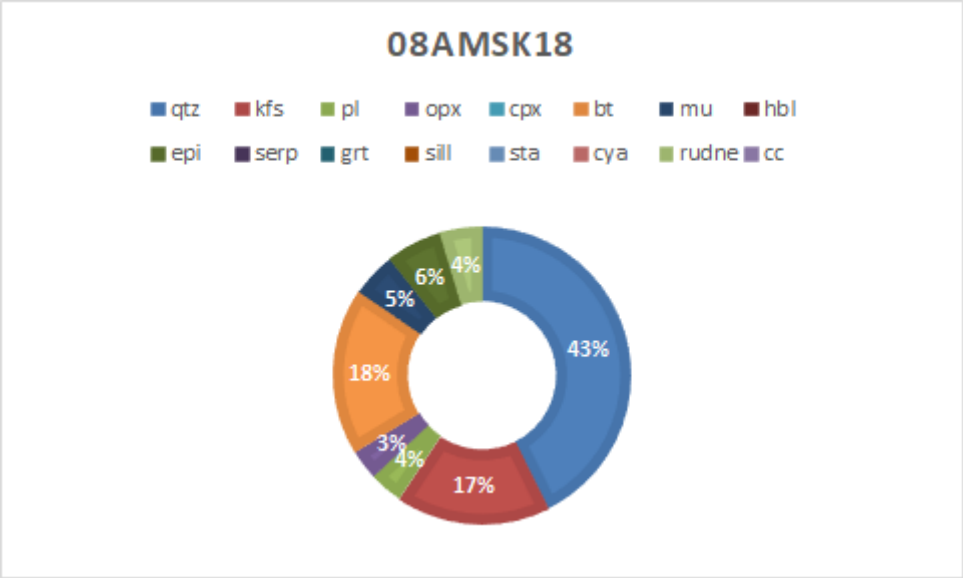


Fig 6.6. Diagram analizy planimetrycznej omawianej skały.

Obok nich pojawia się w interstycjach biotytu rutyl, który tworzy samodzielne wydzielenia ale czasem także niewielkie wrostki w biotycie. Towarzyszą im agregaty muskowitu, często tworząc zwarte skupiska pomiędzy blaszkami biotytu. Niekiedy w sąsiedztwie biotytu pojawiają się także chloryty i epidot w postaci drobnych, pojedynczych minerałów. Na tle tych minerałów występują także pojedyncze kryształy hiperstenu. W skale można dostrzec także niewielkie i nieliczne kryształy amfiboli –hornblendy zwyczajnej, zwykle towarzyszącej epidotowi i biotytowi. Przez skałę biegną spękania tnąc wszystkie omawiane fazy. Minerały rudne pojawiają się zarówno w sąsiedztwie biotytu w formie wydłużonych lamelek lub zwartych wieloziarnistych skupień. Pojawiają się także w sąsiedztwie kwarcu w postaci rozproszonej. Minerały rudne reprezentowane są głównie przez pirotyn, któremu towarzyszą ilmenit oraz w mniejszej ilości tytanit, chalkopiryt.

Analiza planimetryczna wykazała obecność takich minerałów jak kwarc (43% obj.) któremu towarzyszy skaleń potasowy (17%) i plagioklazy (4%). Obecność kryształów hiperstenu szacuje się na 3% objętości skały. Udział biotytu wynosi 18% zaś muskowitu 5% obj. Towarzyszy im epidot (6%) i minerały rudne (4%).

Próbka: 17MSK18. Granitognejs z cyjanitem.

Tło skały wypełniają kryształy kwarcu o zróżnicowanej wielkości ziaren, ściemniającego faliście. W niektórych kryształach znajdują się wrostki biotytu. Obok kwarcu pojawia się plagioklaz, zwykle polisyntetycznie zbliźniaczony, obok niego zaś występuje w dość znacznej ilości ortoklaz, zserycytyzowany (fig 6.7).

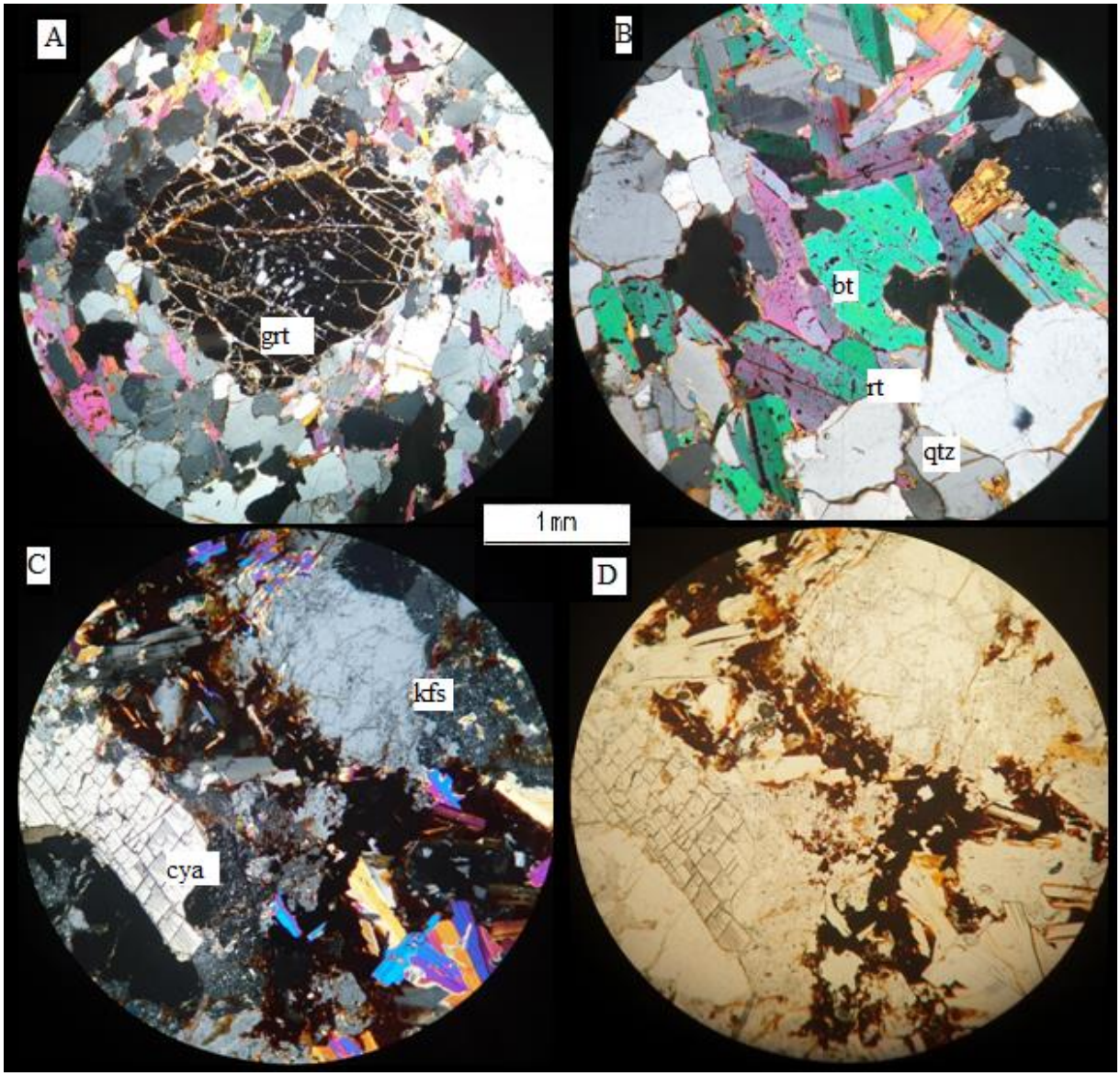


Fig 6.7. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym oraz spolaryzowanym (A,C) ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały. Widoczne są w nich granaty, biotyt z widoczną siateczką sagenitową rutylu oraz minerały rudne. Na mikrofotografiach poniżej ukazano także obecność cyjanitu oraz ortoklazu.

Pomiędzy tymi minerałami widoczne są agregaty biotytu, często tworzącego wydłużone wkładki tworzące strukturę gnejsową omawianej skały. Na te tych minerałów widoczne są niewielkie kryształki cyrkonu, tworzące typowe halo pleochroiczne naokoło siebie. W omawianych biotytach występuje także lamelkowo wykrystalizowany ilmenit. Jego kształt niekiedy przypomina siatkę sagenitową w innych przypadkach układa się w strefy zgodne prawdopodobnie z deformacją tych skał. W sąsiedztwie tych kryształów pojawiają się kostkowo wykształcone kryształki sillimanitu a także duże, niekiedy silnie wydłużone

kryształy cyjanitu. Obok tych minerałów pojawiają się duże skupiska minerałów rudnych niekiedy także z widocznym hematytem na około nich.

Hematyt tworzy także samodzielne żyłki w skale tnąc kryształy leukokratyczne. W skale tej pojawiają się drobne kryształy muskowitu, epidotu i chlorytów. W skale pojawia się także akcesoryczny apatyt. Obok tych minerałów widoczne są duże dochodzące do kilku mm średnicy, wykształcone kostkowo kryształy granatu. Zwykle jest on spękany z widocznymi biotytem, hematytem oraz minerałami rudnymi w strefach wypełniających te spękania. W granatach można wydzielić dwie strefy: wewnętrzna z licznymi wrostkami na ogół kwarcu oraz zewnętrzna wykrystalizowana w postaci zwartej, nie posiadająca wrostków. W skale występuje akcesoryczny apatyt i cyrkon. Z minerałów rudnych pojawia się tylko magnetyt.

Obserwacje mikroskopowe wykazują iż jest to ortometamorfit (granitognejs) lub parametamorfit poddany procesom granityzacji. Skała przeszła kilkuetapowy proces metamorfizmu oda facji granulitowej poprzez facje amfibolitową oraz facje wysokociśnieniowego metamorfizmu o czym świadczy koegzystencja cyjanitu i sillimanitu. Obecność tych dwu minerałów jednocześnie determinuje charakter t4go metamorfizmu.

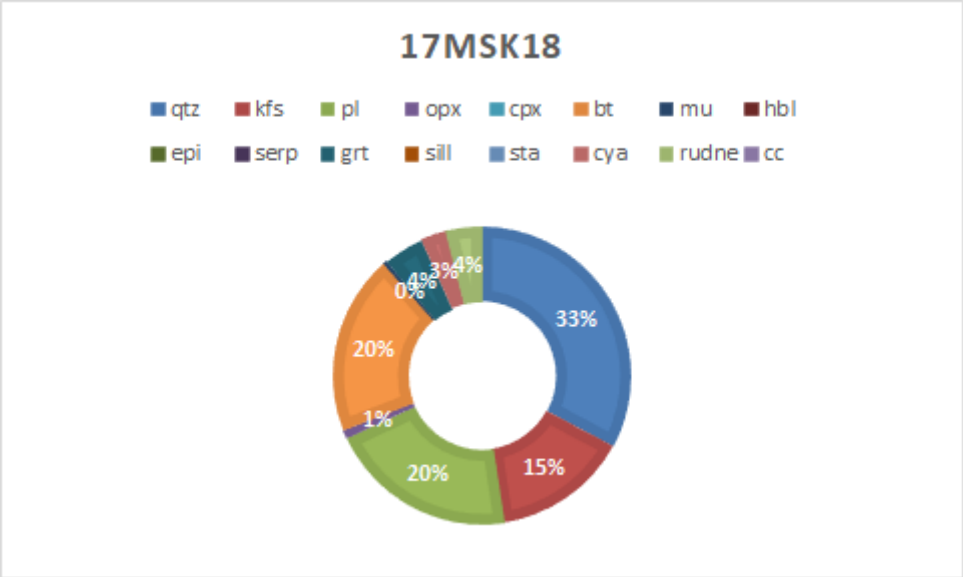


Fig 6.8. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały

Ilustracja wyników planimetrii (fig 6.8) ukazuje zawartość kwarcu (33% obj.) któremu towarzyszy skaleń potasowy (15%), plagioklazy (20%) oraz biotyt (20%). Obok nich pojawiają się także granaty (4%), cyjanit (3%), minerały rudne (4%) oraz hipersten (1%).

Próbka: 24/1MSK18 zamfibolizowany piroksenit

Tło skały wypełniają kryształy ortopiroksenów (hiperstenu) oraz klinopiroksenów (diopsydu), tworzące agregaty zwartych minerałów o wielkości zróżnicowanej. Kryształy te przenikają się ze sobą tworząc także diablastyczne przerosty piroksenowe, niekiedy jednak stykają się ze sobą granicami. Niekiedy posiadają one wrostki apatytu i cyrkonu a czasem także i lamelki ilmenitu. W strefach granicznych omawianych minerałów pojawiają się także drobne kryształki talku. Obok wspomnianych powyżej piroksenów w skale widoczne są także licznie występujące amfibole, reprezentowane głównie przez hornblendę zwyczajną która otacza

pirokseny, występuje w ich interstycjach a także niekiedy w formie wrostków pomiędzy kryształami orto- i klinopiroksenów (fig 6.9).

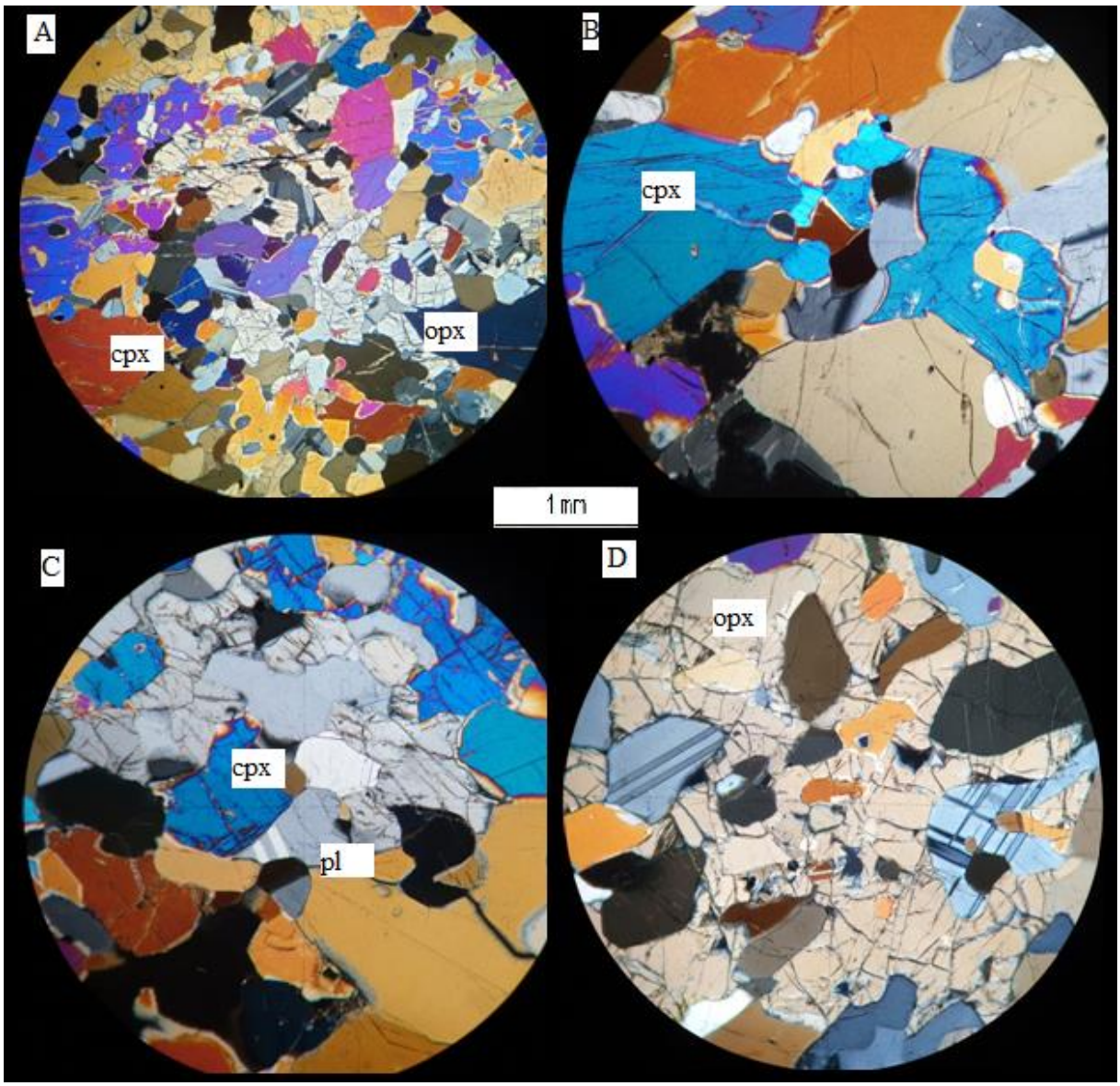


Fig 6.9. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały. Widoczne są w nich orto- i klinopirokseny a także znajdujące się w ich interstycjach plagioklazy i minerały rudne oraz amfibole.

Obok nich dostrzec można plagioklazy, niewielkich rozmiarów, zwykle całkowicie obrośnięte piroksenami oraz łezkowate kryształy faliście ściemniającego kwarcu. Plagioklazy w omawianej skale zwykle są polisyntetycznie zbliźniaczone, posiadają na ogół kształty obłe, krystalizując pomiędzy piroksenami. Na tle tych minerałów pojawiają się niewielkie kryształy rudne. Niekiedy tworzą one drobne wypełnienia spękań w skale tnących opisane powyżej minerały. W skale pojawia się pirotyn obok którego występuje także srebro rodzime. Obserwacje mikroskopowe wykazują iż jest to prawdopodobnie skała żyłowa, pochodzenia magmowego. Jej świeży charakter świadczy o stosunkowo młodym wieku w porównaniu ze skałami otoczenia zaś występujące plagioklazy i kwarc być może wiążą się z kontaminacją tych faz w trakcie przebijania się przez skały suprakrustalne.

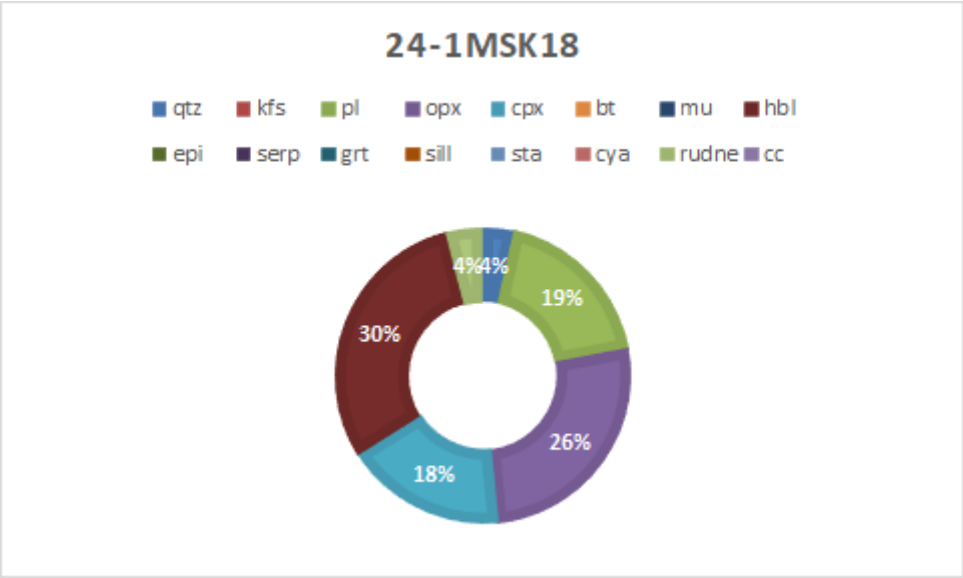


Fig 6.10. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały

Ilustracja wyników planimetrii (fig 6.10) ukazuje znaczną zawartość plagioklazów (19% obj.) którym towarzyszą ortopirokseny (26%) oraz klinopirokseny (18%) a także amfibole (30%). Obok nich pojawiają się także minerały rudne (4%) i kwarc (4%).

Próbka: 26/1MSK18 –granitognejs.

Tło skały wypełniają kryształy ortoklazu, którym towarzyszą kwarc oraz plagioklazy (w znacznie mniejszym udziale). Minerały te posiadają zróżnicowaną wielkość, oraz kształt. W przypadku kwarcu można dostrzec duże kryształy oraz skupiska bardzo małych ziaren, współwystępujących ze sobą. Kryształy te ściemniają faliście, sektorowo. Ortoklaz zwykle jest zserycytyzowany. Ułożone są one bezładnie, niejednokrotnie mają postrzępiony kształt, poprzetykany występującymi minerałami femicznymi, reprezentowanymi przez biotyt. Biotyt tworzy zwykle rozdrobnione agregaty często zawierające także cyrkon. Obok niego pojawiają się niewielkie kryształki muskowitu. Kryształy cyrkonu pojawiają się zarówno w biotycie jak i występują w skale samodzielnie w sąsiedztwie kwarcu. Ich wielkość dochodzi do 0.1mm a obserwacje wskazują iż mogą posiadać charakter zonalny. Kształt cyrkonów jest owalny. W omawianej skale występują także pojedyncze kryształy tytanitu, któremu towarzysza lamelkowo wykształcone minerały rudne a także tremolit, epidot i chloryty. Niektóre minerały rudne są zhematytyzowane (fig 6.11). W skale pojawiają się akcesorycznie apatyt i cyrkon. Z minerałów rudnych występuje głównie pirotyn, któremu towarzyszy w mniejszej ilości piryt, chalkopiryt. Obserwacje mikroskopowe wykazują iż jest to prawdopodobnie skała żyłowa o charakterze granitognejsu. Skała ta mogła ulec pewnym procesom przeobrażenia w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej o czym świadczą zawarte w niej asocjacje mineralne.

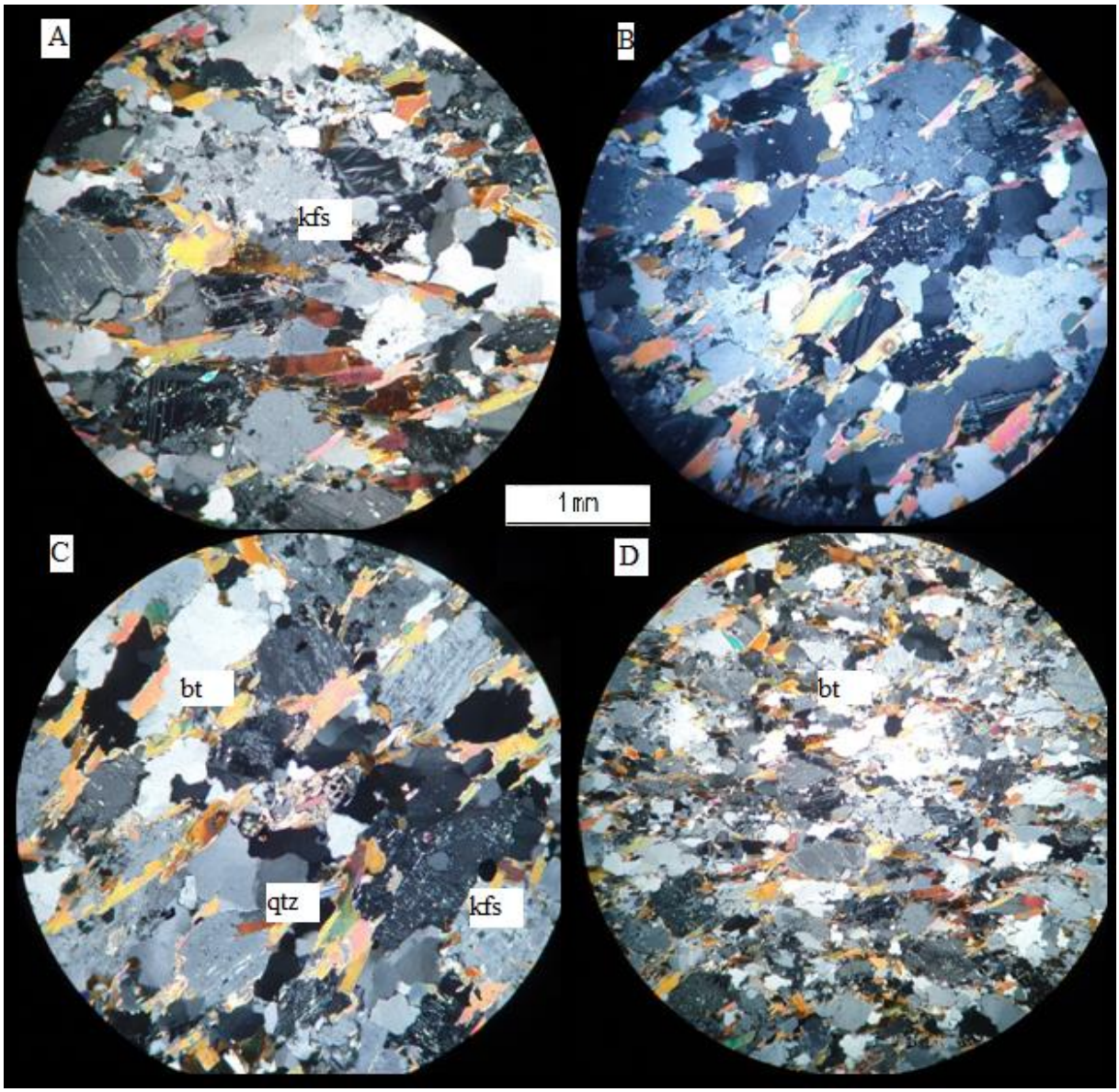


Fig 6.11 Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące strukturę oraz skład mineralny omawianej skały a także występujące w niej kwarc, biotyt, plagioklazy, ortoklaz.

Wyniki planimetrii (fig 6.12) wskazują iż w omawianej skale dominuje kwarc (37%obj.) któremu towarzyszą skalenie potasowe (26%) a także plagioklazy (13%). Obok nich pojawia się biotyt (21%) oraz minerały rudne (3%).

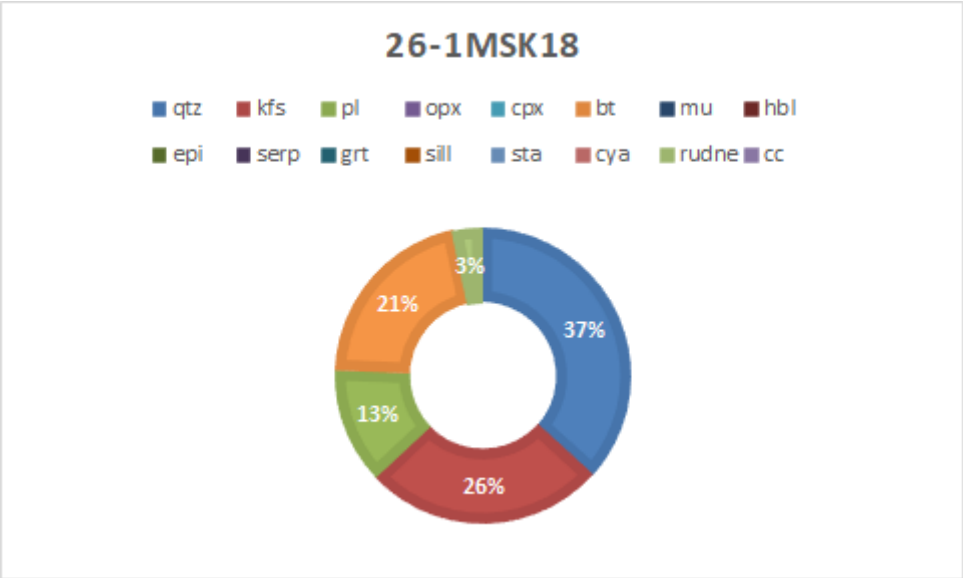


Fig 6.12. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 27/1MSK18 granitognejs

Tło skały budują kryształy kwarcu, zwykle dochodzącego do wielkości kilku mm średnicy ziaren o silnie postrzępionych granicach, stykających się ze sobą w sposób zwarty, tworząc zwykle wielkokrystaliczne skupienia, ściemniając faliście. Niekiedy ściemnianie to ukazuje skomplikowane formy świadcząc o procesach rekrystalizacji i sił deformacyjnych. Ich wielkość jest zróżnicowana. Niektóre z nich obrastają mniejsze tworząc strukturę poikilitową w skale. Towarzyszą im kryształy ortoklazu zwykle zserycytyzowanego. Niejednokrotnie posiada on także anortoklazowe zbliźniaczenia. Obok nich pojawiają się także w mniejszej ilości drobniejsze kryształy plagioklazów. W ich sąsiedztwie znajdują się agregaty biotytu, posiadające lamelki rutyli i ilmenitu, krystalizujące na wzór siatki sagenitowej. Obok nich znajdują się także drobne ziarna cyrkonu, tworzącego charakterystyczne halo pleochroiczne. Minerały te są często zrośnięte diablastyczne z sillimanitem oraz staurolitem. Staurolit często także występuje w sąsiedztwie kwarcu, w strefach jego deformacji i rozkruszenia. Obok tych minerałów występują także fazy rudne o zróżnicowanej wielkości towarzysząc biotytowi, granatowi, lub krystalizując w sąsiedztwie minerałów femicznych. W skale widoczne są także silnie wydłużone, obrośnięte biotytem, sillimanitem i staurolitem kryształy granatów. Posiadają one wrostki staurolitu a także inkluzje kwarcu a nawet cyrkonu. W sąsiedztwie tych minerałów występują także niewielkie kryształy rudne. Minerały te reprezentowane są głównie przez pirotyn, któremu towarzyszy chalkopiryt oraz pentlandyt. Występują także ilmenit, oraz pojedyncze ziarna rutylu magnetytu. Pojawia się także akcesorycznie apatyt i cyrkon. Skała posiada silnie gnejsową strukturę podkreśloną przez wszystkie omawiane fazy, które są silnie wydłużone. W omawianej skale znajdują się także drobne żyłki hematytowe.

Obserwacje mikroskopowe wykazują iż jest to granitognejs, którego protolitem prawdopodobnie jest osad powstały w wyniku abrazji starych pierwotnych utworów magmowych. Skały te zostały zmetamorfizowane w facji granulitowej a następnie prawdopodobnie w niższych fazach metamorfizmu. W skale także są czytelne facje wysokociśnieniowego metamorfizmu.

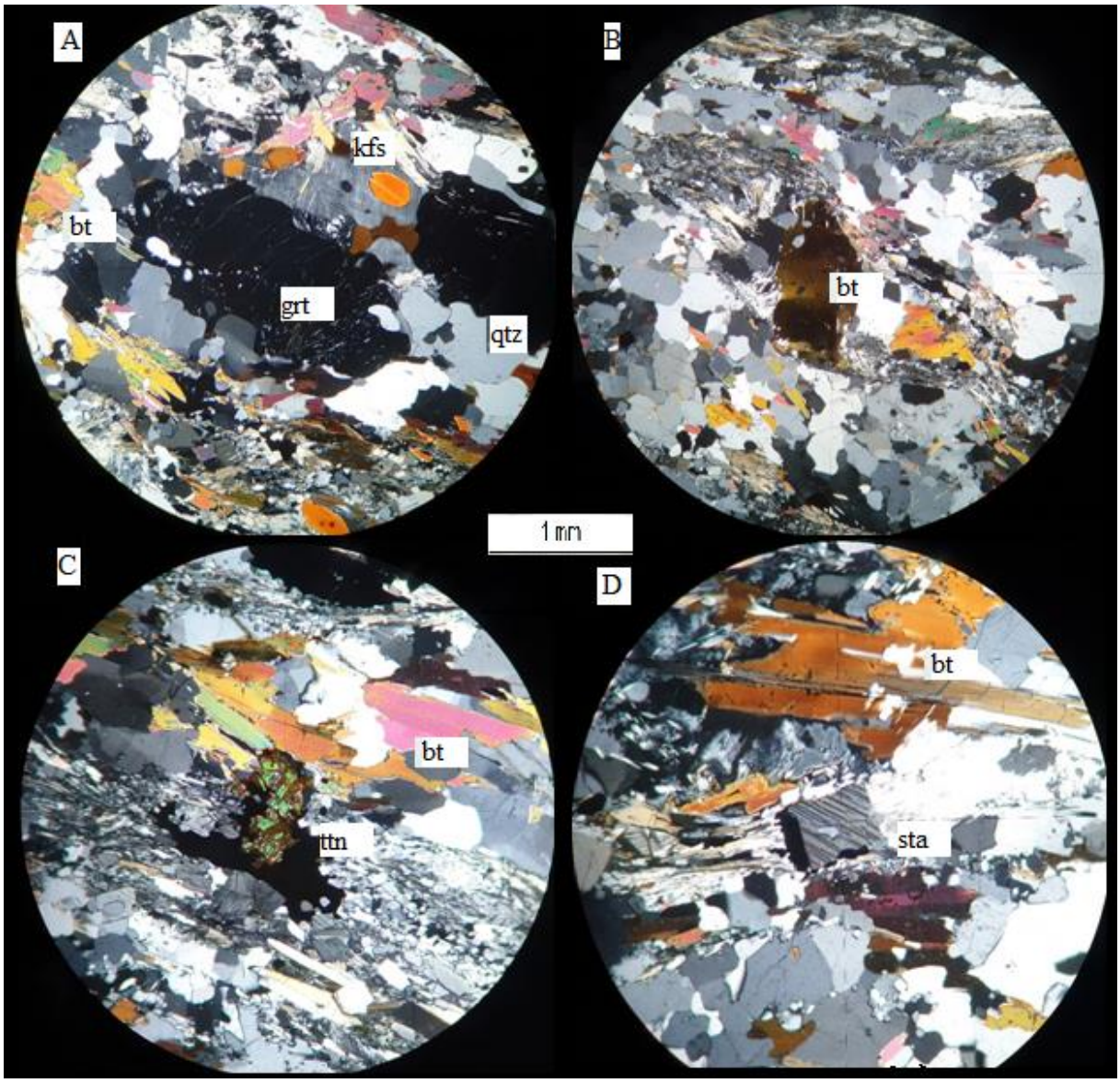


Fig 6.13 Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące granaty posiadające wrostki kwarcu i staurolitu a także struktura helicytowa podkreślona przez biotyt i staurolit. Obok (poniżej) udokumentowano minerały rudne z tytanitem i staurolit z biotytem a także występujące w niej kwarc i plagioklazy.

Wyniki analiz planimetrycznych wskazują iż wiodącą fazą jest kwarc, który zajmuje 22% objętości skały, towarzyszy mu biotyt (17) i sillimanit (17%). Obok tych faz występują skalenie potasowe (9%), plagioklazy (8%), granaty (10%), staurolit (9%), minerały rudne 7%) oraz epidot (2%, fig 6.14).

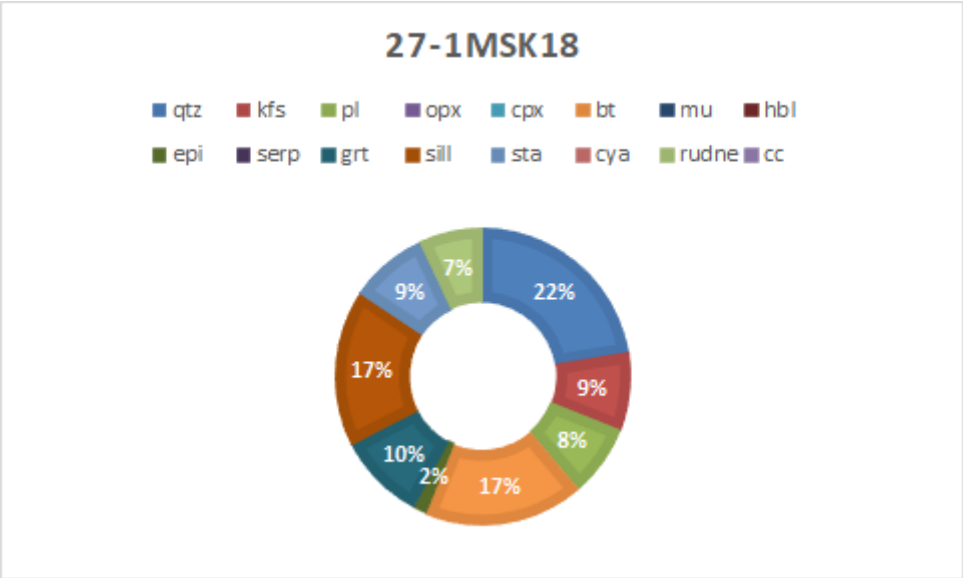


Fig 6.14. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 28MSK18 granitognejs

Tło skały wypełniają kryształy kwarcu o zróżnicowanej wielkości, niekiedy posiadające wrostki mniejszych kryształów w sobie. Mają one obłe kształty i średnice dochodzącą do 2mm niekiedy jednak występują w formie zrostów kilku mniejszych kryształów suturowo upchniętych ze sobą przyjmujących razem kształt obły, charakterystyczny dla obtoczonych litoklasty kwarcytowych. Kwarce w omawianej skale ściemniają faliście (fig. 6.15). Obok nich pojawiają się mikroklin, posiadający charakterystyczna siateczkę zbliźniaczeń. Kryształy mikroklinu także posiadają zróżnicowana wielkość niekiedy dochodzącą do 1cm i stanowią spory udział objętościowy skały. Są niekiedy zserycytyzowane w niewielkim stopniu. Obok nich pojawiają się nieliczne i niewielkie kryształki plagioklazów. Fazom tym towarzyszą minerały femiczne. Reprezentowane są przez niewielkie ilości hornblendy zwyczajnej, posiadającej charakterystyczne barwy pleochroiczne w odcieniach zieleni. W bliskim sąsiedztwie hornblendy znajduje się biotyt oraz minerały rudne. Niektóre kryształy hornblendy ulegają biotytyzacji, ukazując diablastyczne przerosty z biotytem. Znajdują się tam także wrostki ilmenitu. Minerały femiczne podkreślają swoim ułożeniem gnejsowy - smużysty charakter omawianej skały. W agregatach biotytu występują także ziarna cyrkonu. W kryształach hornblendy znajdują się prawdopodobnie pseudomorfozy hematytowo-tremolitowe po piroksenach, umiejscowione jako inkluzje w amfibolach lub w ich bezpośrednim sąsiedztwie. W skale znajdują się także wydłużone ziarna monacytu o wielkości dochodzącej do 0.3mm ulokowane pomiędzy ziarnami plagioklazu i apatytu a także pojedyncze kryształki kordierytu. W omawianej skale występuje także kordieryt, z wrostkami cyrkonu, zwykle w sąsiedztwie ortoklazu. Występuje tam także hematyt. Minerały rudne reprezentowane są przez magnetyt, któremu towarzyszy ilmenit.

Obserwacje mikroskopowe wykazują iż jest to prawdopodobnie parametamorfit, który uległ procesowi granityzacji. Świadczą o tym liczne wskazówki takie jak agregaty kwarcu sugerujące obtoczone ziarna kwarcytów, występująca hornblenda wskazująca na metamorfizm omawianej skały. Obecność dużej ilości skaleni potasowych należy tłumaczyć zaawansowanym procesem feldspatyzacji, który mógł mieć miejsce w wyniku działania metasomatozy. Niewielka gnejsowość skały podkreślona przez minerały femiczne świadczy

także o jej zmetamorfizowaniu.

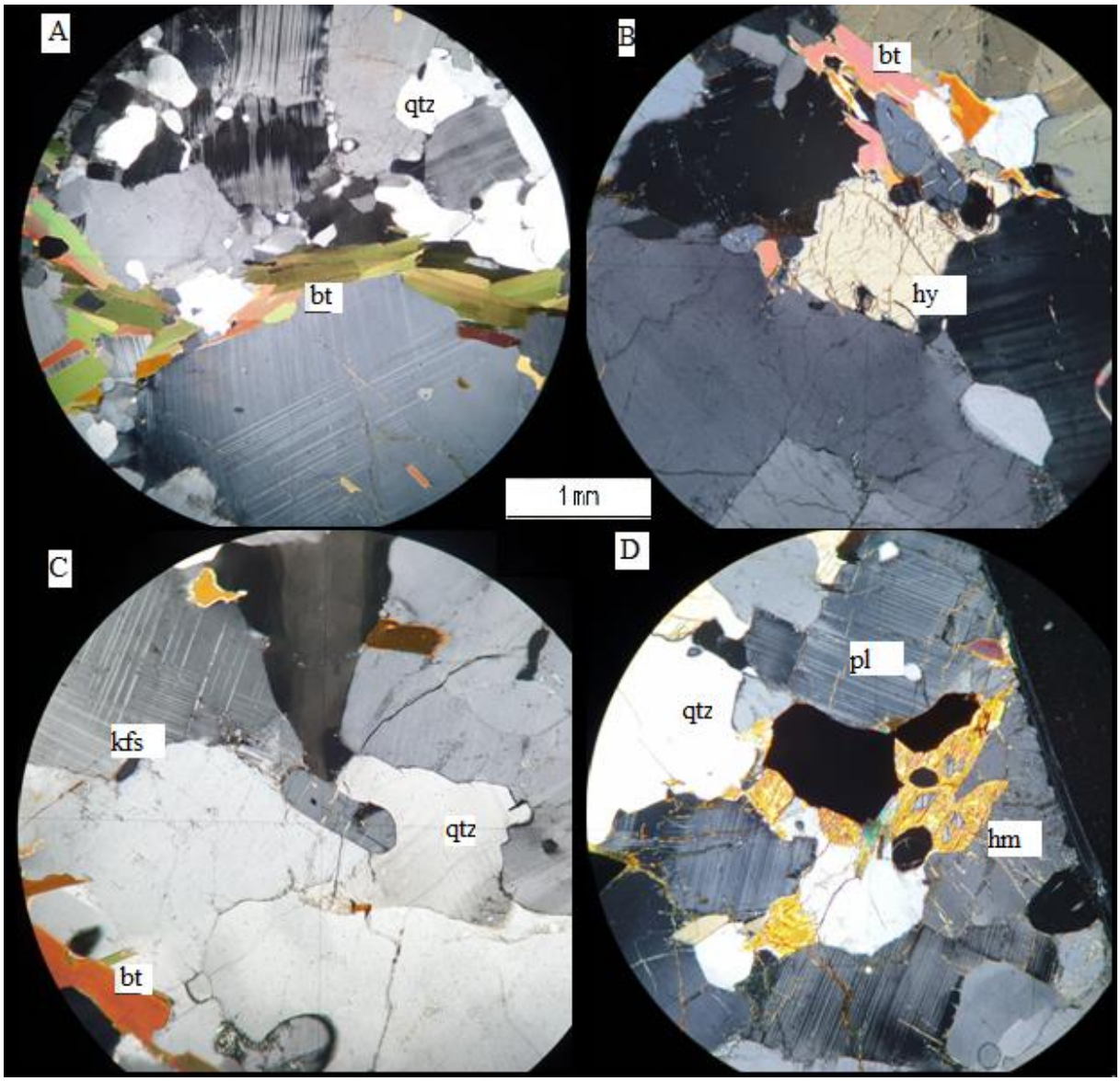


Fig 6.15. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące plagioklazy, biotyt oraz ortoklaz w omawianej skale. Obok widoczny jest hipersten a także kordieryt minerały rudne i hematyt.

Wyniki analiz planimetrycznych (fig 6.16) wykazały iż w omawianej skale dominuje kwarc (23% obj.) oraz ortoklaz (31%) i plagioklazy (20%). Obok tych minerałów występuje biotyt (10%), hornblenda (10%) a także minerały rudne (4%) i hipersten (1%).

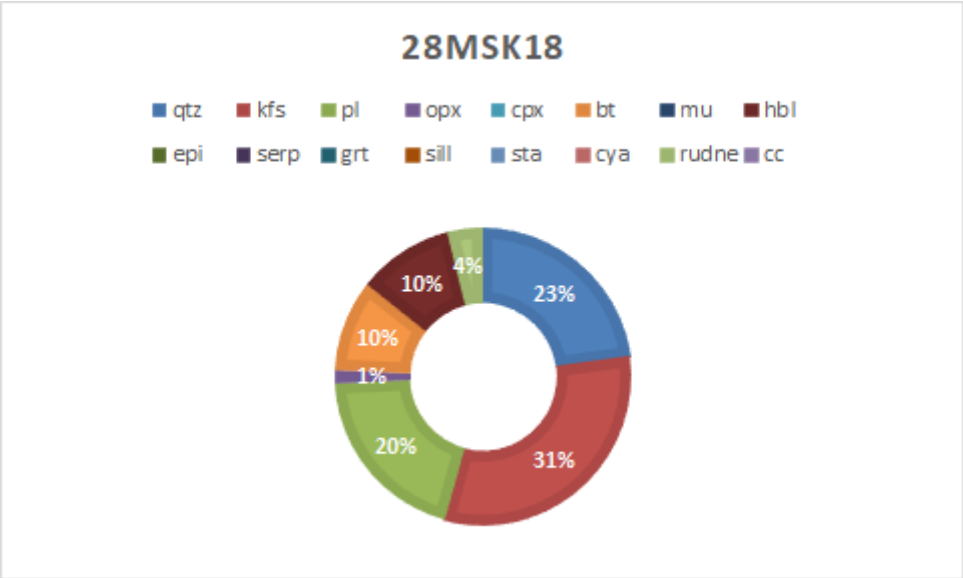


Fig 6.16. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 31MSK18 dwupiksenowo-amfibolowy ksenolit

Tło skały wypełniają kryształy ortopiroksenu i klinopiroksenu wykształcone w postacie nieregularnych kryształów, gęsto upakowanych obok siebie, stykających się granicami ze sobą, niekiedy wzajemnie się otaczającymi. Niektóre z nich wykazują budowę zonalną oraz polisyntetyczne zbliźniaczenia. Klinopirokseny reprezentowane są przez diopsyd. Zwykle posiadają wydłużone kryształy. Ortopiroksenu są reprezentowane przez hipersten. Niektóre kryształy wykazują proces amfibolizacji, oznaczający się obrastaniem ich przez hornblendę zwyczajną (fig 6.17). Na granicy piroksenów i amfiboli często spotyka się także wykrystalizowane lamelki minerałów rudnych. W bliskim sąsiedztwie minerałów rudnych dostrzega się niewielkie ilości hematytu. Wspominana hornblenda zwyczajna charakteryzuje się silnym zabarwieniem zielonym w świetle niespolaryzowanym, wskazując na barwy interferencyjne charakterystyczne dla kumingtonitu. Kryształy hornblendy występują w omawianej skale dość licznie, znajdując się w przestrzeniach obok piroksenów, o kryształach wielkości dochodzącej podobnie jak pirokseny do 2mm. W ich przestrzeni występują inkluzje cyrkonu oraz hematytu a także minerałów rudnych. Obok minerałów femicznych pojawiają się w skale plagioklazy, niekiedy noszące ślady chlorytyzacji. Plagioklazy ułożone są bezładnie w skale, tworząc kryształy o wielkości dochodzącej do 2mm średnicy, polisyntetycznie zbliźniaczone. W omawianej skale kwarc nie występuje lub stanowi bardzo niewielką domieszkę (poniżej 1% obj.). Minerały rudne reprezentowane są głównie przez magnetyt oraz ilmenit. W skale pojawia się akcesoryczny apatyt.

Obserwacje wynikające z terenu badań wskazują iż są to ksenolity skał maficznych znajdujące się w diorytach. Ich skład chemiczny odpowiada charnockitom, które powstały na skutek wysycenia ich plagioklazami na skutek kontaminacji materiału skały otoczenia. Skały te mogły być poddane metamorfizmowi w facji amfibolitowej a także niewielkim procesom wtórnym o czym świadczą chloryty znajdowane w obrębie piroksenów i biotytu.

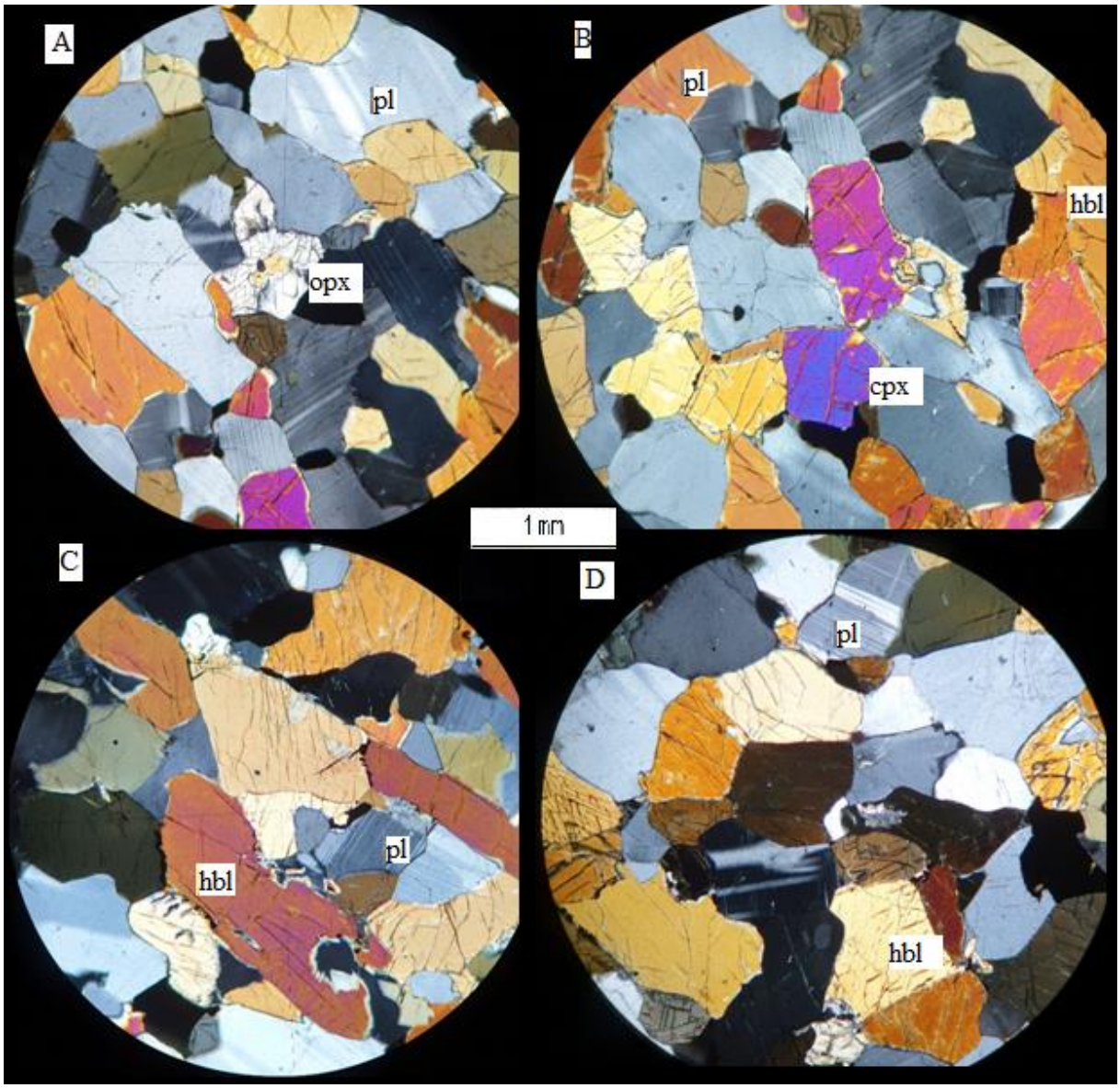


Fig 6.17. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące orto- i klinopirokseny a także towarzyszące im plagioklazy i minerały rudne.

Analiza planimetryczna (fig 6.18) wykazała iż w omawianej skale największy udział objętościowy mają plagioklazy (28% obj) oraz ortopirokseny (15%) którym towarzyszą klinopirokseny (17%) a także amfibole (20%). Kwarc zajmuje siedem procent objętości skały zaś skaleń potasowy 4% a minerały rudne 10%.

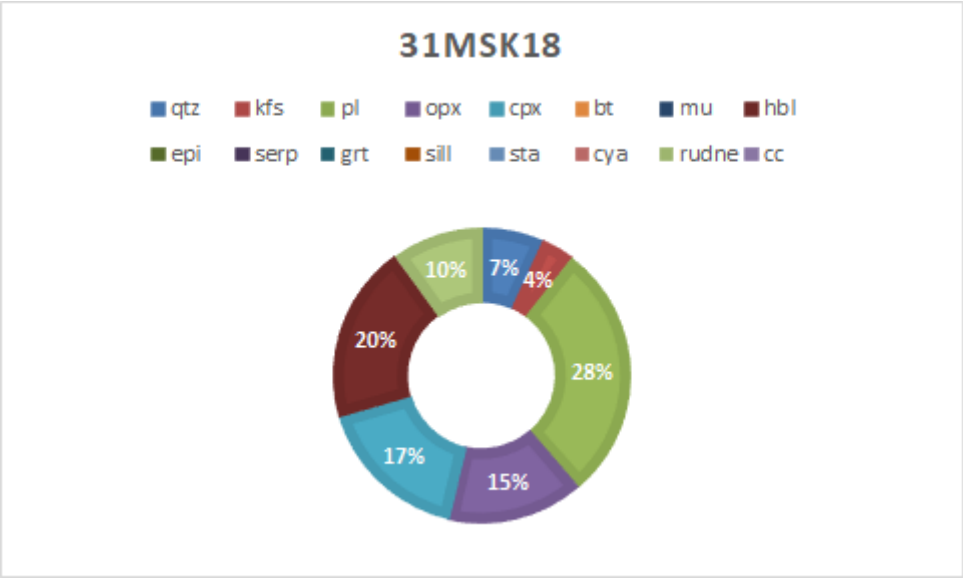


Fig 6.18. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 32/1MSK18 granodioryt.

Tło skały wypełniają duże kryształy kwarcu o wielkości dochodzącej do 1cm, silnie postrzępione, ściemniające faliście, o bardzo zróżnicowanej wielkości. Obok dużych kryształów znajdują się bardzo małe, niekiedy także obrośnięte tymi większymi. Kryształy te są niekiedy spękane a w drobnych żyłkach tych minerałów, podobnie jak i w skaleniach pojawiają się chloryty, epidot, kalcyt. Obok kryształów kwarcu występuje ortoklaz, często zserycytyzowany (fig 6.19). Współwystępuje on z kryształami plagioklazów. Minerały te posiadają zróżnicowane kształty, wielkość dochodzącą do 1cm i są rozmieszczone w sposób bezładny.. Część z nich posiada znacznie mniejsze rozmiary. W ich sąsiedztwie widoczne są agregaty biotytu, niekiedy z ziarenkami cyrkonu, ulokowanymi w tle tych minerałów. Występują tam także pojedyncze minerały rudne, zwykle o bardzo zróżnicowanym kształcie. W skale dostrzega się także relikty ortopiroksenu (hiperstenu), zwykle mocno spękanego, zbiotytyzowanego i schlorytyzowanego z widocznymi agregatami minerałów rudnych w ich bliskim sąsiedztwie. W sąsiedztwie tych faz pojawia się także tremolit towarzysząc hiperstenowi i biotytowi. Minerały rudne reprezentowane są głównie przez magnetyt i ilmenit, oraz pojedyncze kryształy tytanitu. W skale występuje akcesoryczny cyrkon i apatyt.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiana skała swym charakterem przypomina enderbit lub hiperstenowy granitoid. Procesy korozji minerałów femicznych wskazują iż skała uległa przemianie, być może o charakterze metasomatycznym. Za tym faktem także może świadczyć obecność tremolitu, chlorytów występujących w sąsiedztwie omawianych minerałów. Niewykluczone iż przemiany te miały miejsce przy współudziale metamorfizmu skały w warunkach epidotowo-amfibolitowej facji.

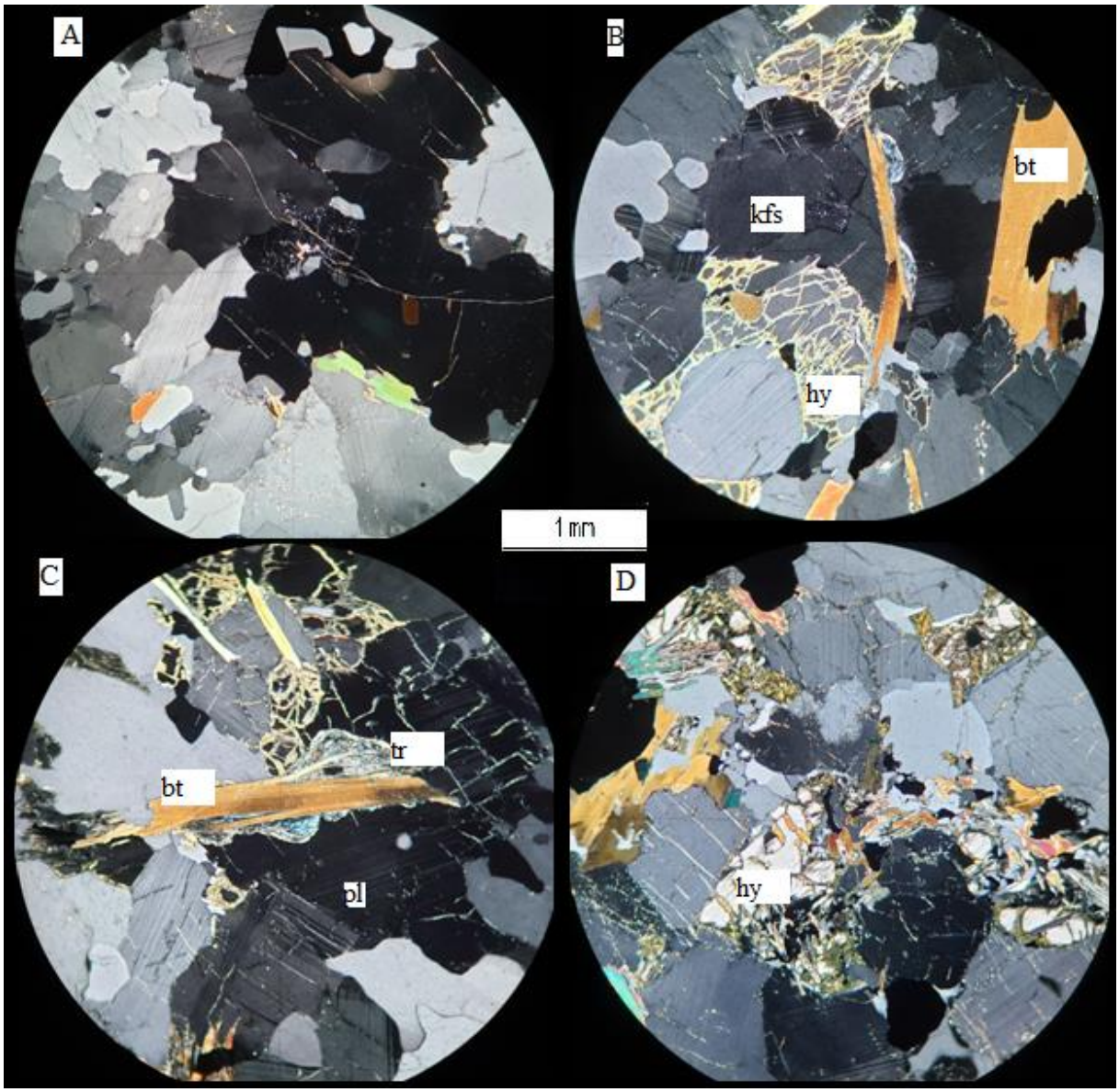


Fig 6.19. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące plagioklazy, kwarc a także hipersten oraz biotyt z chlorytem i tremolitem wraz z występującymi minerałami rudnymi.

Analiza planimetryczna (fig 6.20) wykazała iż w omawianej skale dominują plagioklazy (32%obj) oraz ortoklaz (26%) i kwarc (19%) a z minerałów femicznych odpowiednio hipersten (7%), biotyt (9%), epidot i chloryty (2%) oraz minerały rudne (4%).

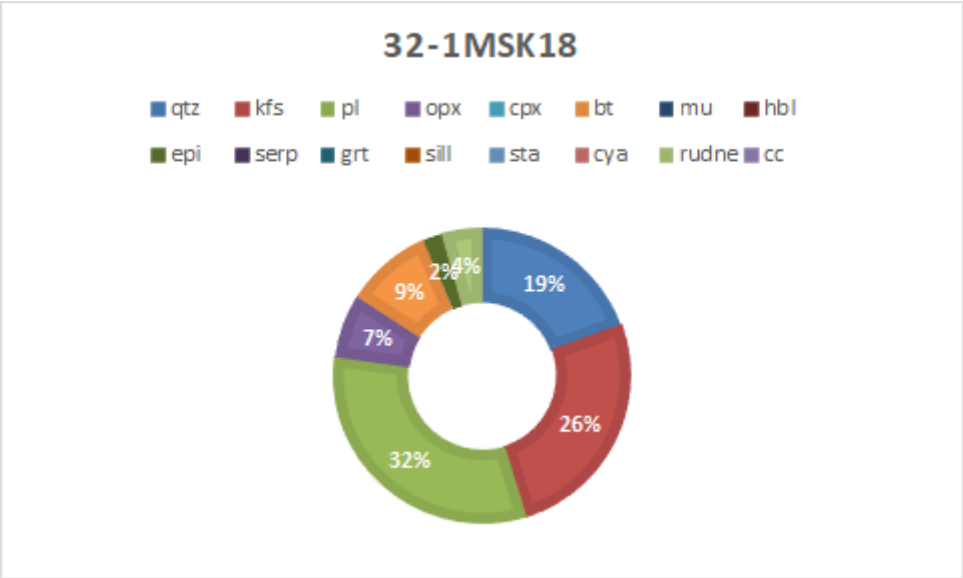


Fig 6.20. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 32/2MSK18 amfibolowo-hiperstenowy ksenolit

Tło skały budują kryształy kwarcu, zróżnicowanego wielkością ziaren i kształtów. Kwarc ściemnia faliście w omawianych skałach. Towarzyszą mu polisyntetycznie zbliźniaczone plagioklazy oraz ortoklaz (niekiedy w niewielkim stopniu zserycytyzowany). Obok pojawia się prawdopodobnie i mikroklin. Kryształy te są ułożone w sposób bezładny w skale. Towarzyszą im licznie występujące kryształy hornblendy zwyczajnej, zwykle o rozbudowanym kształcie, niekiedy noszące ślady biotytyzacji (fig 6.21). Na tle hornblendy często widoczne są minerały rudne, tworząc drobne wpryśnięcia w przestrzeniach pomiędzy omawianymi minerałami, niekiedy jednak także występując w formie rozproszonej na tle hornblendy. W tle ziaren amfiboli widoczne są kryształy cyrkonów. Cyrkon tworzy obłe kryształki niejednokrotnie o skomplikowanej budowie wewnętrznej występując także w interstycjach minerałów leukokratycznych. W sąsiedztwie hornblendy spotyka się także akcesoryczny apatyt. Niekiedy w obrębie hornblendy spotyka się drobne inkluzje pseudomorfozy po reliktach piroksenów wypełnione minerałami rudnymi i biotytem. W skale występuje także hiperstenu. Niekiedy jest on zbiotytyzowany. W interstycjach skaleni spotyka się także niewielkie kryształy węglanów. Niekiedy minerały te wraz z drobnokrystalicznymi minerałami rudnymi tworzą mikro żyłki wypełniające spękania tnące skałę. Minerały rudne reprezentowane są przez magnetyt i ilmenit a także pirotyn. Obok nich występują domieszki chalkopirytu, pirytu, a także rutyl. W skale pojawia się akcesorycznie cyrkon i apatyt.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż jest to skała o charakterze ksenolitu, szliru w granitoidzie. Obecność ortopiroksenów oraz hornblendy zwyczajnej wskazuje iż protolitem omawianej skały mogła być bazytowa skała magmowa. Przeszła ona metamorfizm w facji amfibolitowej a także uległa procesowi metasomatozy o czym świadczą niewielkie dostrzeżone myrmekity w skale.

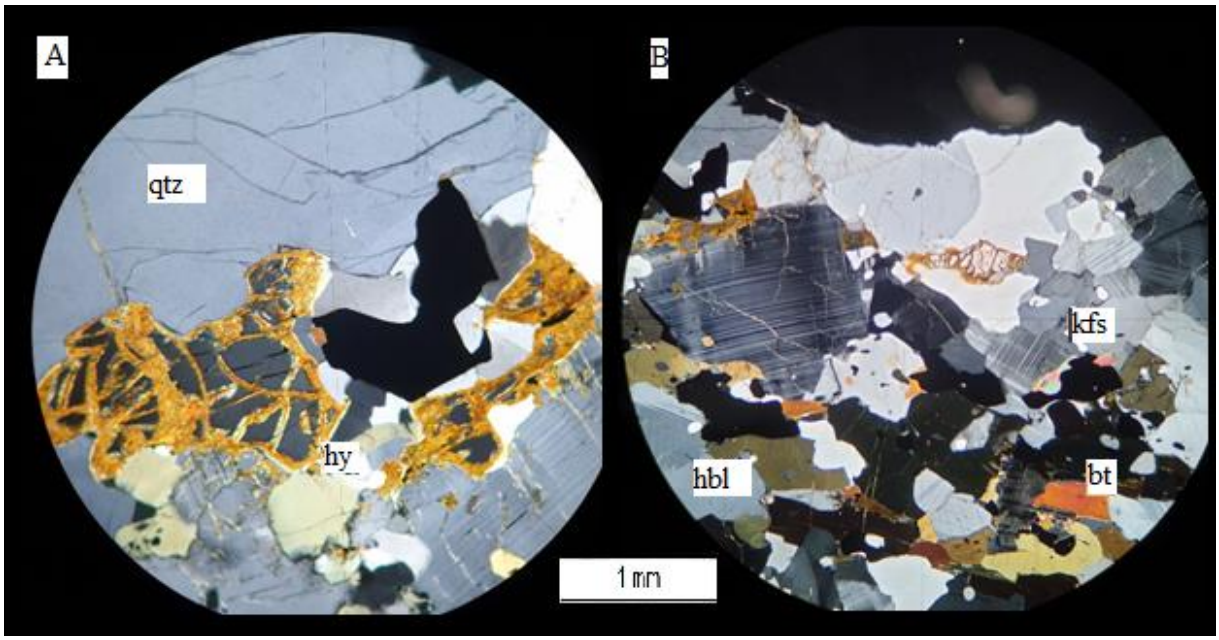


Fig 6.21. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z hiperstenem ulegającym biotytyzacji oraz towarzyszącym im minerałem rudnym. Obok widoczne są plagioklazy i biotyt a także hornblenda zwyczajna.

Analiza planimetryczna (fig 6.22) wykazała iż w omawianej skale występują w dużej ilości hornblenda (28% obj.) oraz biotyt (7%) wraz z minerałami rudnymi (13%). Towarzyszą im ortopirokseny (2%). Z pośród minerałów leukokratycznych występują plagioklazy 26% a także skalenie potasowe (11% i kwarc (13%).

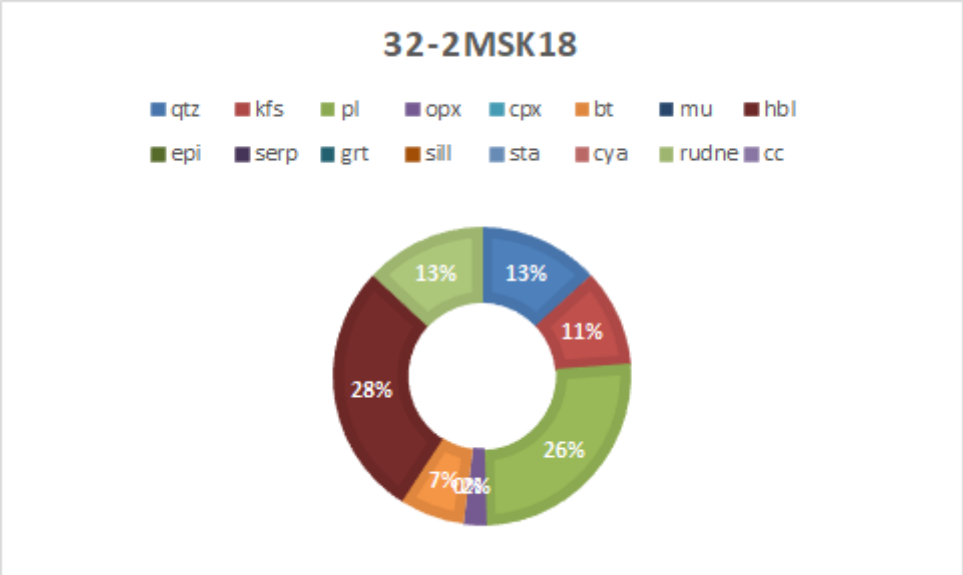


Fig 6.22. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianego ksenolitu.

6.2 REGION OLENIEGORSKA.

Poddane skały z Oleniegorska zostały pobrane w rejonie kamieniołomów XX oraz ich hałd. Ogółem pobrano XX prób, z czego YY zostały wykonane preparaty płytek cienkich a następnie wykonano analizy petrologiczne tych skał. Tabela XX przedstawia sumaryczny zestaw próbek skał z Oleniegorska oraz wykonane analizy.

Tab XX. Zestawienie sumarycznych analiz próbek skał z Oleniegorska

Próbka		Wykonane badania			
Nr próby	Krótka nazwa	Św. przech	Św. Odb.	planimetria	inne
24OLE16	metaanortozyt	x	x	x	planimetria
21OLE16	Ł. Px-grt-q-mika	x	x	x	planimetria
18OLE16	gabronoryt	x	x	x	planimetria
16OLE16	Ł q-amf	x	x	x	planimetria
12OLE16	Kataklazyt	x	x	x	planimetria
10OLE16	Ł q-mt (BiF)	x	x	x	planimetria
08OLE16	Ł. Q-mt-px (BiF)	x	x	x	planimetria
07OLE16	Ł. Px-grt	x	x	x	planimetria
05OLE16	Ł. Amf-grt-mt (BiF)	x	x	x	planimetria
03OLE16	Ł. Q-mt-px (BiF)	x	x	x	planimetria
01OLE16	Ł. Q-mt (BiF)	x	x	x	planimetria

Wśród omawianych skał prócz typowych przedstawicieli formacji żelazistej (BiF) znajdują się skały tworzące wkładki, żyły i dajki oraz utwory metamorfizmu dynamicznego. Ich szczegółowy opis znajduje się poniżej.

Próbka: 21OLE16 łupek krystaliczny dwupiroksenowo-granatowo-kwarcowo-rudny (f. granulitowa, amfibolitowa właściwa, epidotowo-amfibolitowa).

Tło skały wypełniają duże kryształy klinopiroksenu, tworzącego rozbudowane, zonalne kryształy, niekiedy anomalnie ściemniające faliście, o wielkości dochodzącej nawet do 2mm średnicy. Kryształy te mają bardzo nieregularny kształt, stykają się ze sobą, pozostawiając w miejscach styku niekiedy wolne przestrzenie w których znajdują się inne fazy. Reprezentowane są głównie przez diopsyd. Obok nich znajdują się nieliczne kryształy ortopiroksenu, reprezentowanego przez hipersten. Kryształy te są znacznie mniejsze od klinopiroksenów, znajdują się w interstycjach tych minerałów w sąsiedztwie faz rudnych. Kryształy te także mają postrzępiony kształt, choć jest on ograniczony przez aktywne granice minerałów siarczkowych, tworzące wklęsło-wypukłe kształty. W interstycjach piroksenów znajdują się liczne minerały akcesoryczne, występując także w ich tle. Takim przykładem może być apatyt, który spotyka się jako wrostek w klinopiroksenach. W strefach pomiędzy kryształami femicznymi spotyka się hornblendę zwyczajną oraz biotyt i kumingtonit, a także epidot. Minerałom tym towarzyszy kwarc, skaleń potasowy oraz plagioklazy. Spośród minerałów leukokratycznych kwarcu jest najwięcej, tworzy on agregaty zbudowane z suturowo wykształconych minerałów ściemniających faliście, niekiedy tworzących wkładki w skale o znacznym udziale objętościowym. Niektóre kryształy klinopiroksenów wykazują wyraźnie w strefach brzeżnych pojawienie się agregatów chlorytu. W strefie interstycji tych minerałów pojawiają się agregaty granatów oraz minerałów rudnych, tworzących pasma i

wkładki pomiędzy omawianymi fazami. Granaty tworzą duże, dochodzące do 1mm średnicy kryształy o postrzępionych kształtach, często spękane, łączące się ze sobą. W obrazie niespolaryzowanym uwidacznia się silne ich zabarwienie w odcieniach bladej czerwieni widoczne nawet w płytce cienkiej. W ich sąsiedztwie spotyka się klinopirokseny, hornblendę zwyczajną oraz inne amfibole i epidot. W strefach spękań tych kryształów widoczne są fazy rudne a niekiedy także drobne kryształki kwarcu (fig. 6.23).

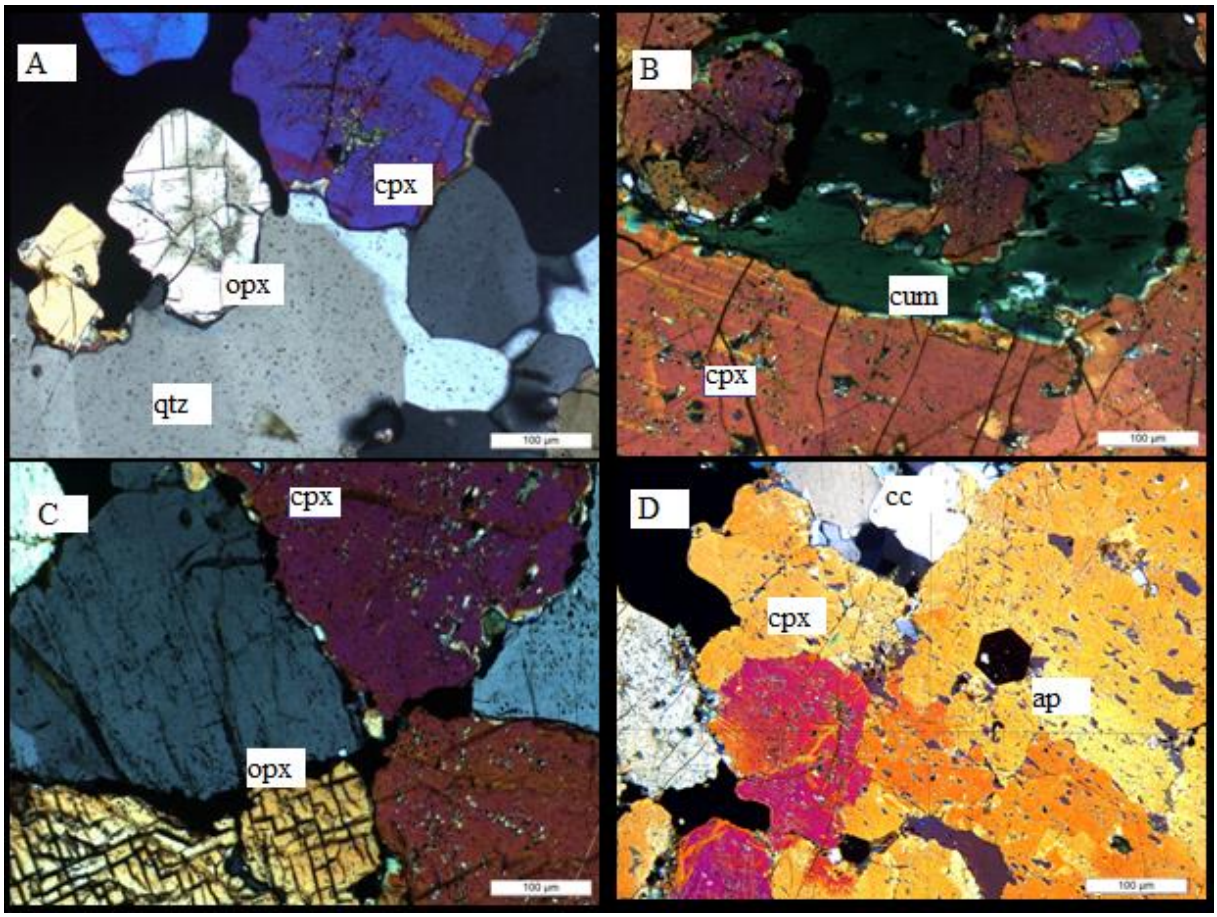


Fig 6.23. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z piroksenami oraz kumingtonit w interstycjach ortopiroksenów a także minerały rudne oraz apatyt.

Minerały rudne reprezentowane są przez magnetyt, któremu towarzyszy tytanomagnetyt i ilmenit a także takie minerały jak piryt, chalkopiryt i pentlandyt. Niekiedy w strefach spękań tnących całą skałę pojawiają się także barwiące w odcieniach brązu tlenki i wodorotlenki żelaza.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż skała ta posiada pochodzenie suprakrustalne. Została ona zmetamorfizowana w sposób polifazowy. Najwyższy stopień metamorfizmu tej skały był w facji granulitowej o czym świadczą występujące w niej orto- i klinopirokseny a także granaty. Kolejnym etapem była faza metamorfizmu w facji amfibolitowej, o czym świadczy występująca hornblenda zwyczajna a następnie facja epidotowo-amfibolitowa związana już z występowaniem epidotu, chlorytów. Analizy w mikroobszarze wykazują także zonalność granatów. Do faz prekinematycznych należą niewątpliwie takie minerały jak kwarc, związki żelaza (minerały rudne) być może także siarczki, apatyt, skalenie.

Analiza planimetryczna (fig 6.24) wykazała 42% obj. klinopiroksenów, a także 19%

minerałów rudnych w omawianej skale. Prócz tego zanotowano kwarc (7%), ortopirokseny (6%), biotyt (5%), amfibole (12%), granaty (8%) oraz apatyt (1%).

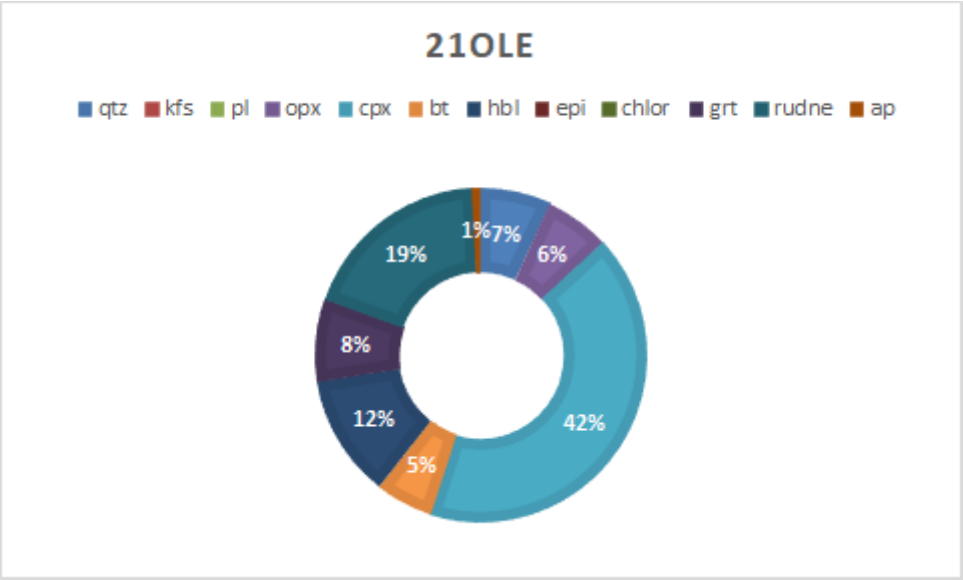


Fig 6.24. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 24OLE16 metaanortozyt.

Tło skały wypełniają duże agregaty polisyntetycznie zbliźniaczonych plagioklazów, wykształconych w formie tabliczek o przekroju dochodzącym do kilku mm wielkości. Ułożone są one względem siebie w sposób zbliźniaczony wg prawa albitowego i lub baweńskiego. Niektóre z nich noszą ślady deformacji odzwierciedlającej się fleksuralnym podgięciem poszczególnych prążków zbliźniaczeń oraz w postaci sektorowo zmienionej formy ściemniania światła. Niekiedy deformacje te powodują wygięcie omawianych prążków w sposób sugerujący ich rotację w skale. Niektóre kryształy posiadają strefy spękań, rozwinięte wzdłuż kierunków [010] i [110]. Plagioklazy występujące w omawianej skale mają lekko postrzępione granice z widocznymi strefami rozwoju myrmekitów oraz mik, które występują także w tle poszczególnych tabliczek, tworząc serycytyzację tych minerałów. Pomiędzy tymi kryształami znajduje się kwarc, tworząc suturowe agregaty ściemniające faliście. W interstycjach minerałów femicznych znajdują się agregaty granatów, tworzących obłe kryształy dochodzące do 1mm wielkości, wielokrotnie spękanych z wrostkami kwarcu oraz licznie występującymi agregatami epidotu, biotytu oraz reliktowymi kryształami klinopiroksenów występujących pomiędzy nimi. Występuje także kumingtonit. W sąsiedztwie reliktowego klinopiroksenu rozwijają się minerały rudne reprezentowane przez tlenki tytanu i siarczki. Obok epidotu występuje także zoizyt oraz muskowit. Omawiane granaty wykazują w świetle niespolaryzowanym w płytce cienkiej zonalność. Wnętrze tych minerałów wykazuje zabarwienie w odcieniach bladej czerwieni, podczas gdy zewnętrzne strefy są bezbarwne. Wewnętrzna część tych minerałów posiada nierównomierne zabarwienie, przedstawiając smugi, oraz strefy zonalne, niekiedy ukazujące powierzchnie „s" będące powyginanymi smugami. W tych strefach znajduje się też stosunkowo dużo wrostków, w porównaniu do stref brzeżnych, gdzie ich ilość znacznie maleje. W centralnych częściach granatów spotyka się także rutyl. W dalszej części szczególnie w strefach krawędziowych występuje wysokomagnezowy biotyt, epidot, muskowit. W granatach stwierdzono ponadto

występowanie kwarcu a w ich sąsiedztwie pirytu.

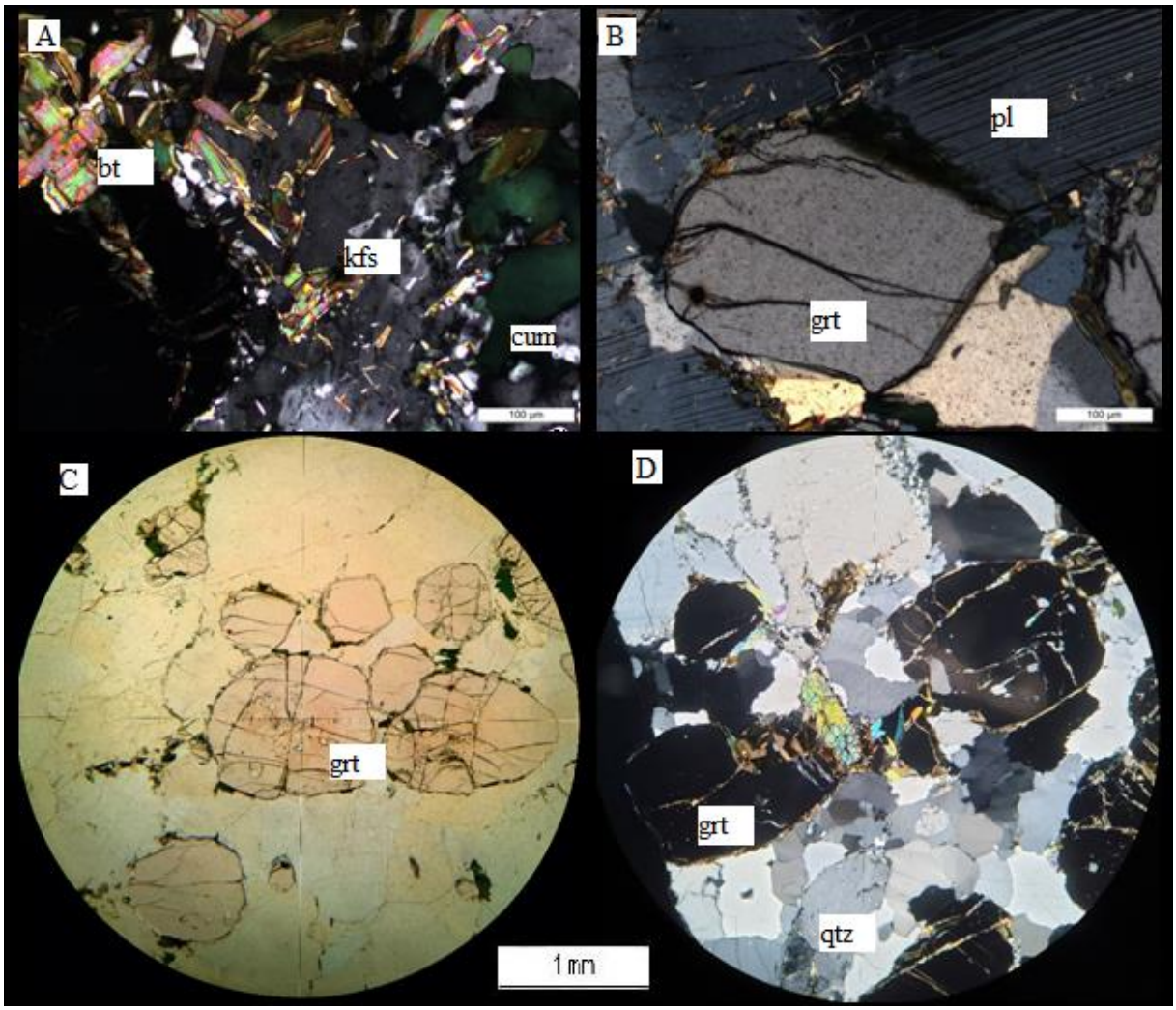


Fig 6.25. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym, spolaryzowanym (a,b,d) oraz odbitym (b) ukazujące biotyt i kumingtonit na tle ortoklazu a także kryształ granatu. Na obrazie poniżej, przedstawiono zonalne granaty o anomalnie czerwonawym wybarwieniu w centrum oraz wrostkami i zregenerowanymi częściami granicznymi. Po prawej na dole widoczny jest rutyl.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż protolitem skały mogły być utwory kwarcowo-skaleniowe które następnie zostały zmetamorfizowane w facji granulitowej o czym świadczą relikty klinopiroksenu, wnętrza zonalnych granatów a następnie w facji epidotowo-amfibolitowej która spowodowała także powstanie takich minerałów jak epidot, zoizyt, muskowit. Skała także ulegała procesom silnych deformacji co jest podkreślone zarówno w kryształach granatów jak i plagioklazach.

Badania planimetryczne (fig 6.26) wykazały obecność kwarcu (20% obj.), skaleni potasowych (13%), oraz plagioklazy (18%), a także granatów (15%). Towarzyszą im ortopirokseny (1%), biotyt (8%), amfibole (6%), epidot (9%), chloryty (4%), serpentyn (4%) oraz minerały rudne (2%).

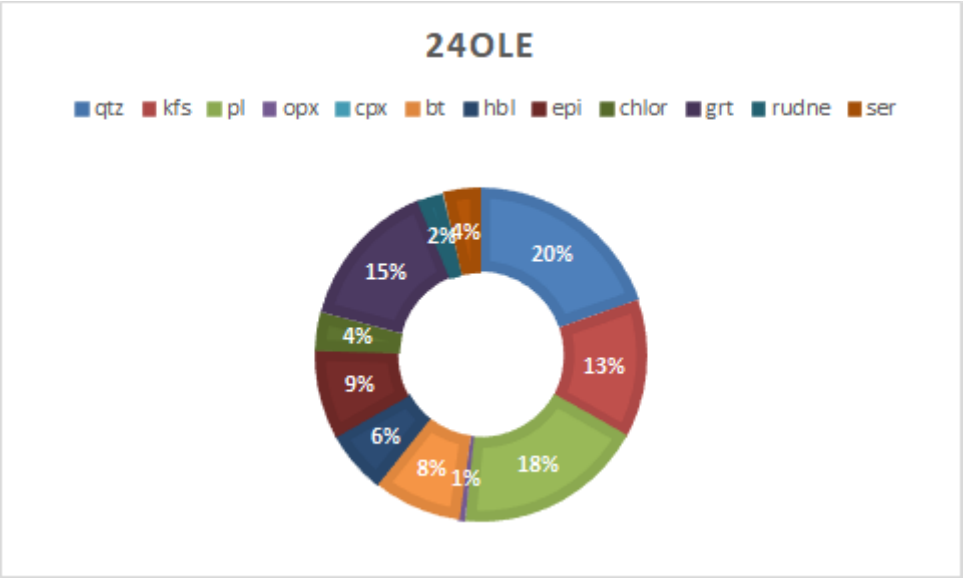


Fig 6.26. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 18OLE16 gabronoryt

Tło skały wypełniają duże tabliczki plagioklazów, polisyntetycznie zbliźniaczonych, o wielkości dochodzącej do kilku mm. Plagioklazy te ułożone są w sposób przypominający strukturę ofitową, gdzie w ich interstycjach znajdują się inne minerały femiczne. Kryształy te wykazują budowę sektorową, gdzie każdy z omawianych sektorów posiada odrębną orientację optyczną (zawierając w sobie polisyntetyczne zbliźniaczenia). Charakter takich plagioklazów sugeruje ich rekrystalizację z mniejszych kryształów. Kryształy plagioklazów są dodatkowo spękane, system spękań przecina różne kryształy układając się w szereg równoległych dyslokacji wypełnionych minerałami rudnymi, biotytem, epidotem. Na granicy z fazami femicznymi wytwarzają się często struktury koronalne, objawiające się prostopadle utworzonymi agregatami flogopitu. W niektórych kryształach plagioklazów na omawiane spękania nakłada się system kostkowych dyslokacji, zgodnych z orientacją optyczną kryształu, wypełniony flogopitem i epidotem. Wśród minerałów femicznych występują duże agregaty flogopitu tworzące omawiane już korony reakcyjne a wraz z biotytem i chlorytami tworzące wypełnienia o charakterze stref rozpadowych faz femicznych. Niektóre z agregatów mikowych otoczone są także minerałami rudnymi, tworzącymi części jądrowe wykrystalizowujących minerałów blaszkowych lub otaczając je. Wśród minerałów femicznych dominuje orto- i klinopiroksen, tworząc duże, postrzępione minerały o wielkości około kilku mm. Niejednokrotnie symplektycznie przerastają się ze sobą a dodatkowo w tle widoczne są także blaszki biotytu i flogopitu oraz minerałów rudnych. Reprezentowane są przez hipersten i diopsyd. Diopsyd zastępuje hipersten i występuje znacznie częściej w omawianej skale. W strefach brzegowych tych minerałów widoczne są niewielkie ilości amfiboli, reprezentowanych przez hornblendę zwyczajną oraz kumingtonit. Obok tych minerałów pojawia się także talk zwykle ulokowany w strefach pomiędzy biotytem, flogopitem, piroksenami i minerałami rudnymi a plagioklazami. Obecne skupienia magnetytu i chlorytów zwykle ulokowane są w tle piroksenów, przypominają swym charakterem, po oliwinowe strefy rozpadowe. Wraz z minerałami femicznymi i rudnymi występuje także akcesorycznie apatyt, występując pomiędzy ortopiroksenami i minerałami rudnymi. W strefach wtórnych pomiędzy minerałami femicznymi pojawiają się także węglany, świadcząc o procesach saussurytyzacji omawianych skał.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż jest to skała której protolitem były utwory magmowe, wykształcone w postaci dajek oliwinowych -gabronorytów.

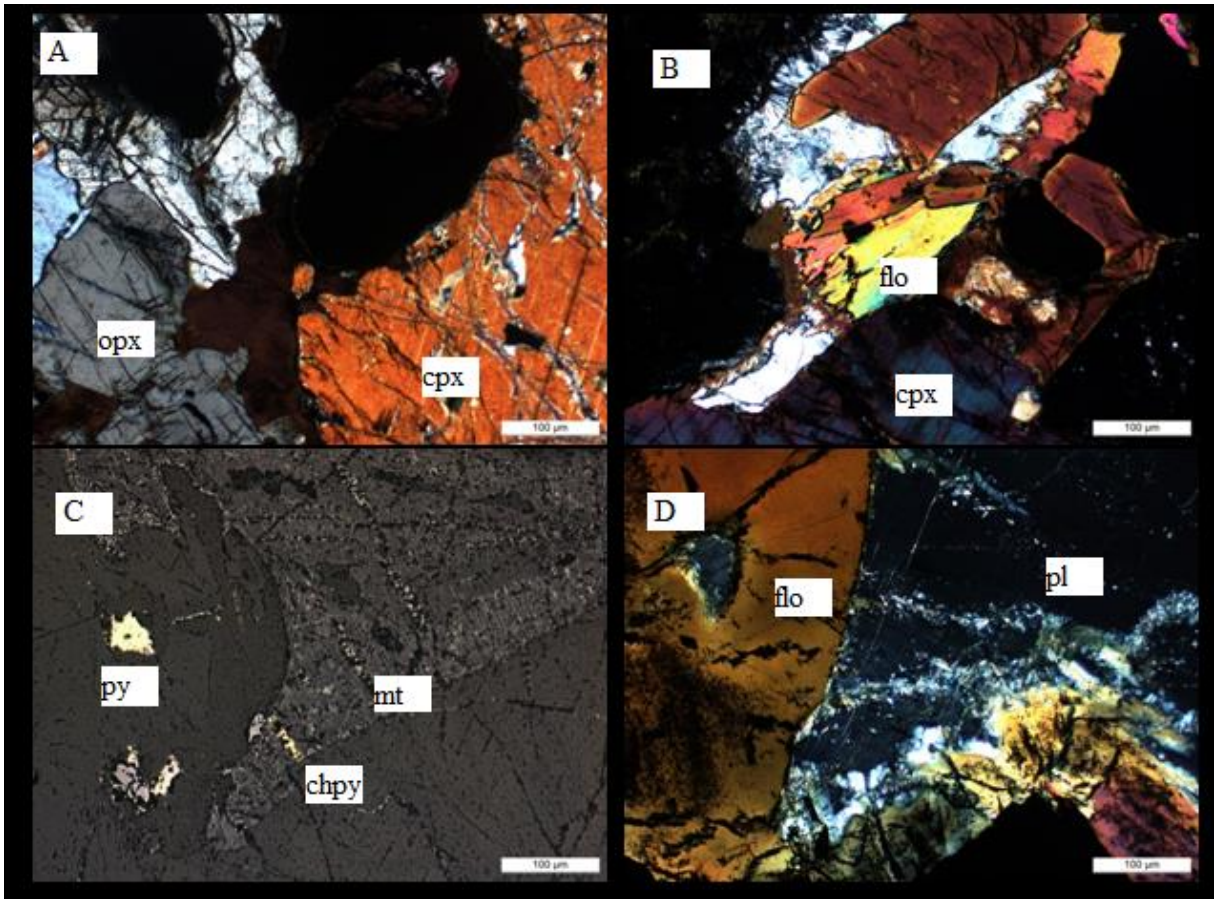


Fig 6.27. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym (a,b,d) i odbitym (c) ukazujące pirokseny, flogopit, chloryty i serpentyn a także minerały rudne (siarczki i magnetyt) a także wrostki magnetytu we flogopicie.

Pierwotna mineralizacja magmowa jest w omawianej skale czytelna, choć częściowo uległa ona rozpadowi. Oliwiny uległy całkowitemu zaniknięciu a ortopirokseny uległy w dużej mierze zastąpieniu przez klinopirokseny, prawdopodobnie w trakcie metamorfizmu omawianej skały. Charakter minerałów metamorficznych wskazuje na metamorfizm omawianych skał w facji granulitowej, a następnie w facji amfibolitowej. Prawdopodobnie także w trakcie najwyższego metamorfizmu rozwinęły się niektóre minerały blaszkowe, krystalizując naokoło faz rudnych oraz zastępując oliwiny i tworząc struktury koronalne na około minerałów maficznych. O niższych facjach metamorfizmu świadczy także niewielki udział amfiboli i epidotu. Procesy saussurytyzacji oraz serpentynizacji prawdopodobnie są znacznie późniejsze. Niewykluczone iż mają one także charakter hydrotermalny, co można także korelować z pewnymi minerałami rudnymi, pojawiającymi się w strefach spękań w plagioklazach.

Badania planimetryczne (fig 6.28) wykazały dużą zawartość plagioklazów (36% obj.), biotytu (17%), a także piroksenów (po 12%), hornblendy (4%), chlorytów (5%) minerałów rudnych 913%) a także agregatów pooliwinowych (1%).

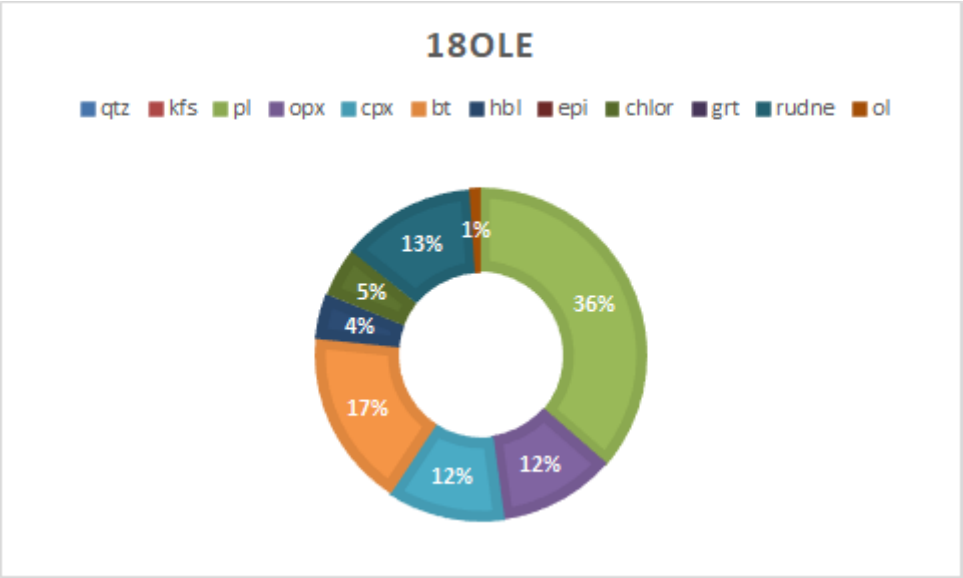


Fig 6.28. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 16OLE16 łupek kwarcowo-amfibolowy

Tło skały wypełniają duże, dochodzące do 1 centymetra wydłużone kryształy amfiboli. Wytworzone są one z agregatów kumingtonitu oraz hornblendy zwyczajnej tworzącej warte agregaty. Kumingtonit tworzy przewarstwienia w skale o charakterze łupkowym a obok niego towarzyszy mu hornblenda zwyczajna. Minerały te są zbliżone orientacją optyczną ściemniając w zakresie około 27 stopni. Oznacza to iż krystalizowały one w podobnych warunkach propagacji ciśnienia, które wytworzyło powierzchnię S w skale nadając jej charakter łupkowy a także wpłynęło na orientację krystalizacji omawianych kryształów krystalizujących względem płaszczyzny płytki zgodnie z kierunkiem [001]. Na tle wielu z nich widoczne są cyrkony, krystalizujące wewnątrz amfiboli, często z obwódką halo naokoło kryształów. Wiele minerałów hornblendy jest w różny sposób spękana a w powierzchniach tych spękań pojawiają się minerały rudne. W interstycjach pomiędzy hornblendą występują mocno skataklazowane i spękane pojedyncze kryształy schlorytyzowanego epidotu, rzadko dochodzące do kilku mm średnicy (fig 6.29). W sąsiedztwie minerałów femicznych spotyka się także kryształy apatytu. Minerałom tym towarzyszy także biotyt, tworząc agregaty skupione w przestrzeniach pomiędzy amfibolami. W skale także dostrzeżono pojedyncze kryształy riebeckitu. W strefach leukokratycznych dominuje kwarc, wytworzony w postaci drobnych kryształków, suturowo stykających się ze sobą, ściemniających faliście. Niektóre z nich są znacznie większych rozmiarów i ściemniają sektorowo, wskazując na rekrystalizację tych faz. Towarzyszą im pojedyncze kryształy plagioklazów, o obłym kształcie, polisyntetycznie zbliźniaczonych. Niektóre z nich wykazują serycytyzacje widoczną w sposób znaczny. Na tle tych minerałów występują także pojedyncze kryształy akcesorycznego apatytu. Towarzyszą im biotyt, tworzący agregaty w interstycjach tych minerałów, rzadziej amfibole. Pomiędzy biotytem w strefie leukokratyczne występują także pojedyncze kryształy kordierytu. W skale znajduje się stosunkowo sporo węglanów, zarówno w postaci pojedynczych skupień w sąsiedztwie hornblendy oraz innych minerałów jak i w postaci żyłek tnących skałę. Obserwacje mikroskopowe wykazały także występowanie minerałów rudnych. Pojawia się wśród nich także hematyt, szczególnie w sąsiedztwie biotytu i kalcytu.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż jest to prawdopodobnie parametamorfit, którego protolitem były utwory piaszczyste z wkładkami substancji ilastych.

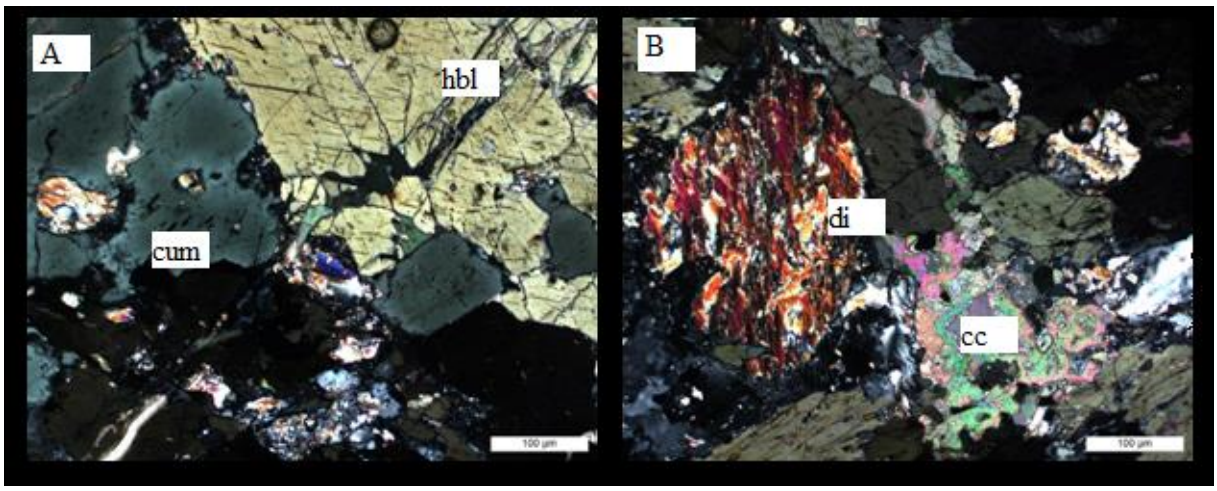


Fig 6.29. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kumingtonit, reliktowy diopsyd oraz węglany i chalcedon.

Całość została w wyniku procesów metamorfizmu przekształcona w łupek krystaliczny. Najwyższy stopień metamorfizmu tych skał wskazuje na fację amfibolitową, niższą niż w przypadku żelazistych kwarcytów, co może świadczyć o tym iż omawiane skały stanowią później wytworzone osady powstałe z abrazji starszych skał, które zostały z całym kompleksem zmetamorfizowane w facji amfibolitowej. Obecność takich minerałów jak epidot, chloryty może świadczyć o niższych stopniach metamorfizmu które nie rozwinęły się jednak na szeroką skalę w omawianych skałach.

Badania planimetryczne (6.30), wykazały występowanie kwarcu (30% obj.), oraz biotytu (21%), amfiboli (26%), którym towarzyszą plagioklazy (3%), a także epidot (5%), węglany (4%) i minerały rudne (10%).

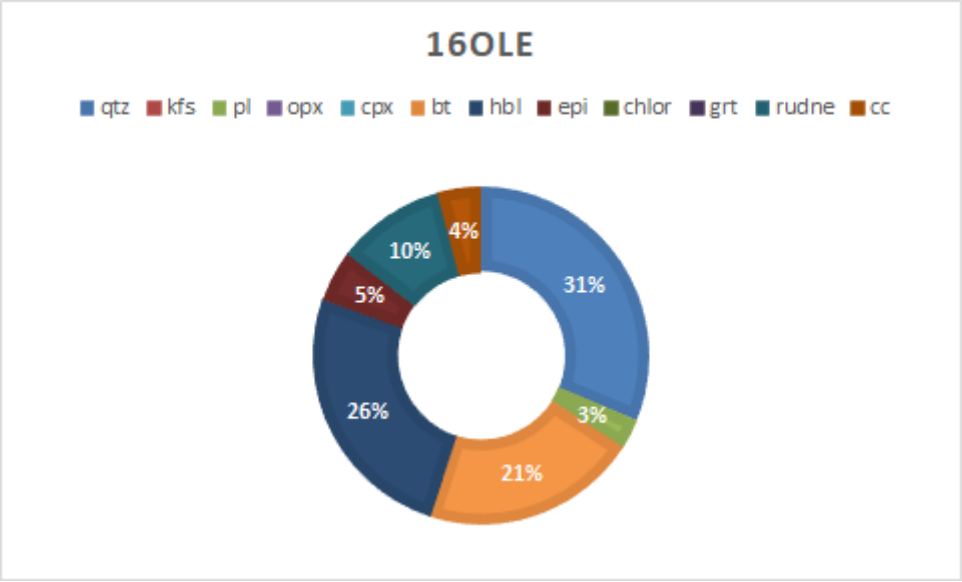


Fig 6.30. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 12OLE16 kataklazyt

Tło skały wypełniają mocno pokruszone i skataklazowane minerały chlorytu i epidotu, tworząc strukturę diablastyczną, niekiedy fibroblastyczną w skale. Omawiane minerały są mocno postrzępione, roztarte, rozlasowane, tworzą agregaty na przemian mieszające się o bardzo zróżnicowanych rozmiarach (fig 6.31).

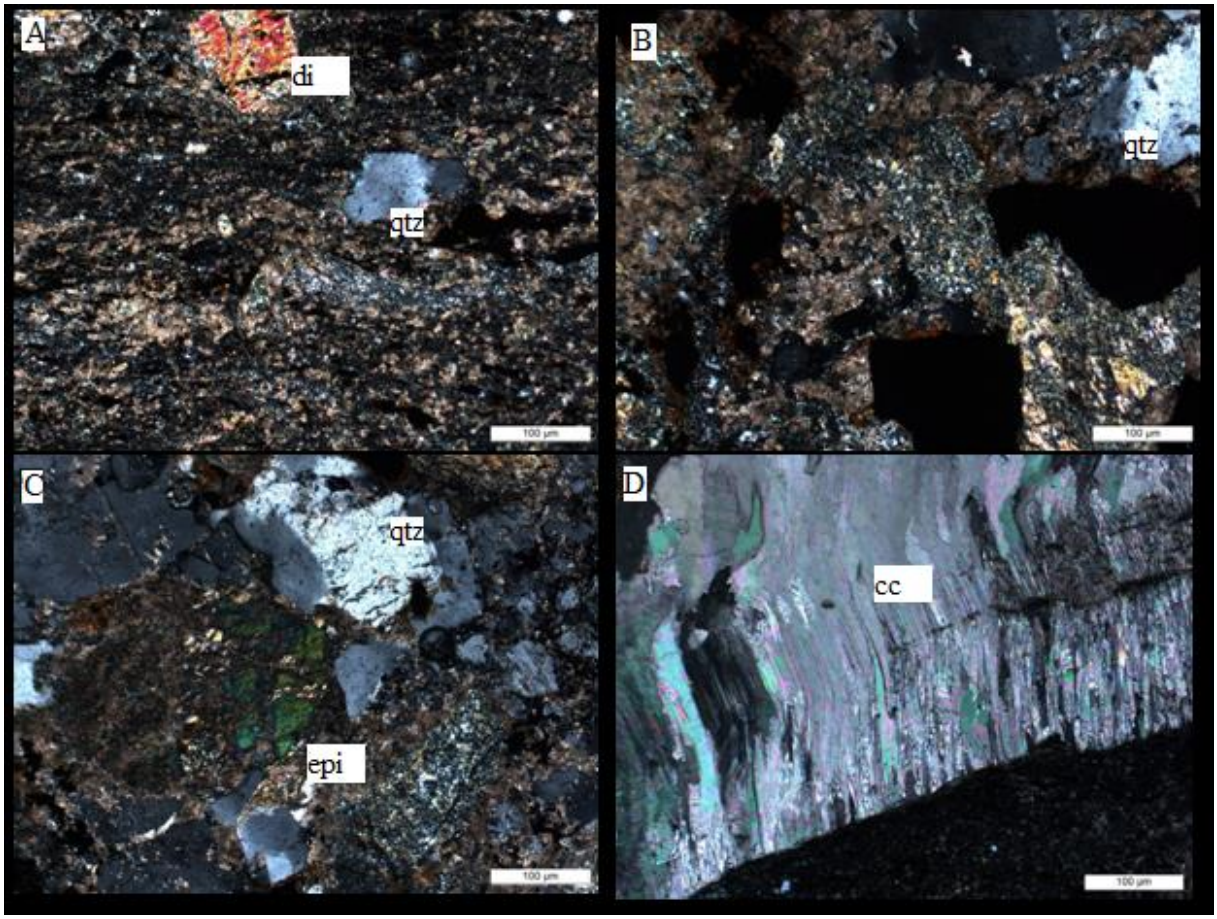


Fig 6.31. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące reliktowy kwarc wraz z diopsydem na tle chlorytowo-epitetowego tła skały. W mikrofotografii po prawej na dole ukazana jest drobna żyłka kalcytowa z palisadowo ułożonymi kryształami ukazującymi rozwieranie się żyły oraz przemieszczanie się fragmentów skały w czasie wzrostu kryształów.

Zwykle bezładnie porozrzucane w tle skały wypełniając ją mniej więcej równomiernie. Zaznaczają się strefy bardziej sproszkowanych faz, gdzie minerały te są wyraźnie mniejsze, roztarte i mieszają się z fazami leukokratycznymi. Obok nich pojawiają się minerały rudne, tworząc także silnie spękane i pokruszone agregaty, niejednokrotnie obrośnięte biotytem, z występującymi żyłkami chlorytowo-epidotowymi oraz pokruszonym kwarcem. Niekiedy minerały te razem tworzą strefy ślizgowe, wypełniając je bardzo drobnymi ziarnami tworzącymi warkoczowe ułożenie faz w tych strefach. Miąższość tych stref wacha się od części minimetra do pojedynczych centymetrów tnąc skałę pod różnym kątem. Widoczne są także szkieletowe kryształy magnetytu, który jest poprzetykany chlorytami i epidotem, utrzymując pierwotny kształt lecz w środku posiadając wiele wrostków tych faz. Niekiedy na tle chlorytów i epidotu można spotkać reliktowe, mocno pokruszone kryształy hornblendy zwyczajnej o niewielkich rozmiarach i stosunkowo małej ilości, ograniczającej się do paru kryształów w objętości preparatu płytki cienkiej dając sumarycznie niecały procent objętościowy w skale. Niekiedy minerałom tym towarzyszą

nieliczne bardzo małe kryształki muskowitu. Obok tych minerałów pojawia się skataklazowany kwarc, tworzący niekiedy oczka zbudowane z kilku kryształów o suturowych granicach, ściemniających sektorowo i faliście. W tych agregatach pojawiają się żyłki i wrostki chlorytu i epidotu, w strefach większych odstępów pomiędzy kryształami kwarcu dostrzec można biotyt. Biotyt towarzyszący minerałom femicznym wykazuje większe bogactwo w magnez zaś towarzyszący minerałom rudnym –w tytan, co dobrze jest widoczne w postaci charakterystycznych barw pleochroicznych tych agregatów blaszkowych. Towarzyszą im zserycytyzowane kryształy ortoklazu, wrastające pomiędzy kwarc, niekiedy także przyczyniając się do powstawania, pseudo - myrmekitów. Obrastają one ziarna kwarcu, który znajdując się w ich wnętrzu ulega korozji wchodząc w reakcję z narastającymi kryształami ortoklazu. Na granicach pomiędzy ortoklazem a pozostałymi fazami widoczne są już myrmekity które musiały powstać jako efekt tych reakcji. W skale także występują pokruszone kryształy plagioklazów, polisyntetycznie zbliźniaczonych, współwystępujących z ortoklazem, kwarcem i minerałami femicznymi. W strefach pomiędzy rozkruszonymi plagioklazami znajdują się także małe kryształki plagioklazów oraz kwarcu. Plagioklazy, podobnie jak ortoklaz także wykazują serycytyzację. W skale tej pojawiają się także węglany zarówno współwystępując z chlorytami w tle skalnym jak i w postaci licznych żyłek tnących omawiane minerały.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiana skała jest prawdopodobnie skataklazowanym łupkiem amfibolitowym. Kataklaza ta prawdopodobnie jest efektem oddziaływania uskoków, które przyczyniły się do metamorfizmu dynamicznego i rozkruszenia omawianych utworów. Dodatkowo w trakcie ruchów tektonicznych dochodziło także do procesów metasomatozy, co spowodowało proces saussurytyzacji oraz feldspatyzacji w omawianej skale a także w dalszym następstwie pojawienia się żyłek węglanowych, świadczących o wieloetapowości procesów tektonicznych oraz różnych z nimi związanych asocjacji geochemicznych.

Badania planimetryczne (fig. 6.32) wykazały iż w omawianej skale występują głównie chloryty (41% obj.) oraz minerały rudne (20%), węglany (9%) a także kwarc (23%) i epidot (7%).

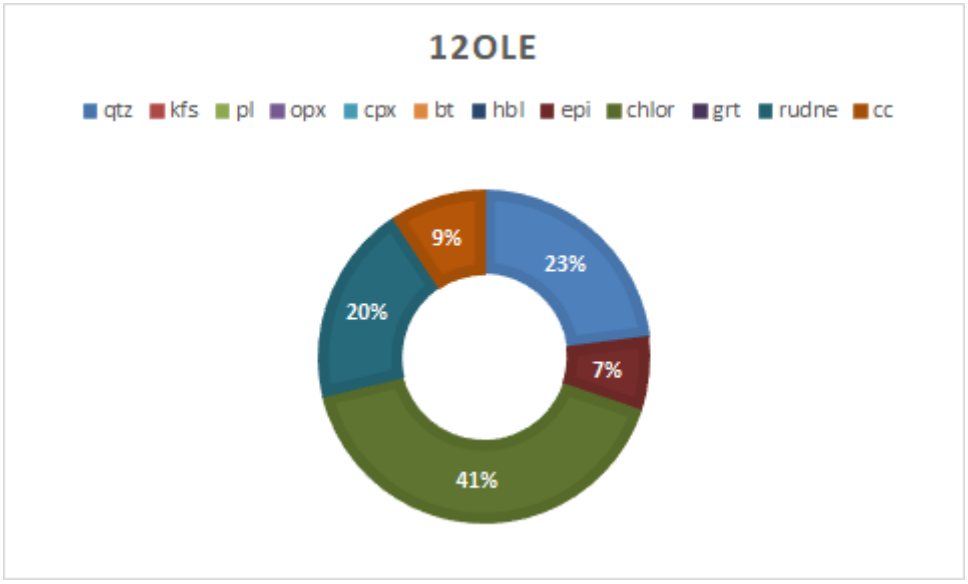


Fig 6.32. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 10OLE16 kwarcowy łupek żelazisty.

Tło skały wypełniają ziarna kwarcu układając się w pasy gruboziarniste i drobnoziarniste wraz z towarzyszącymi im magnetytem. Kwarc posiada suturowe granice i ściemnia faliście, sektorowo.

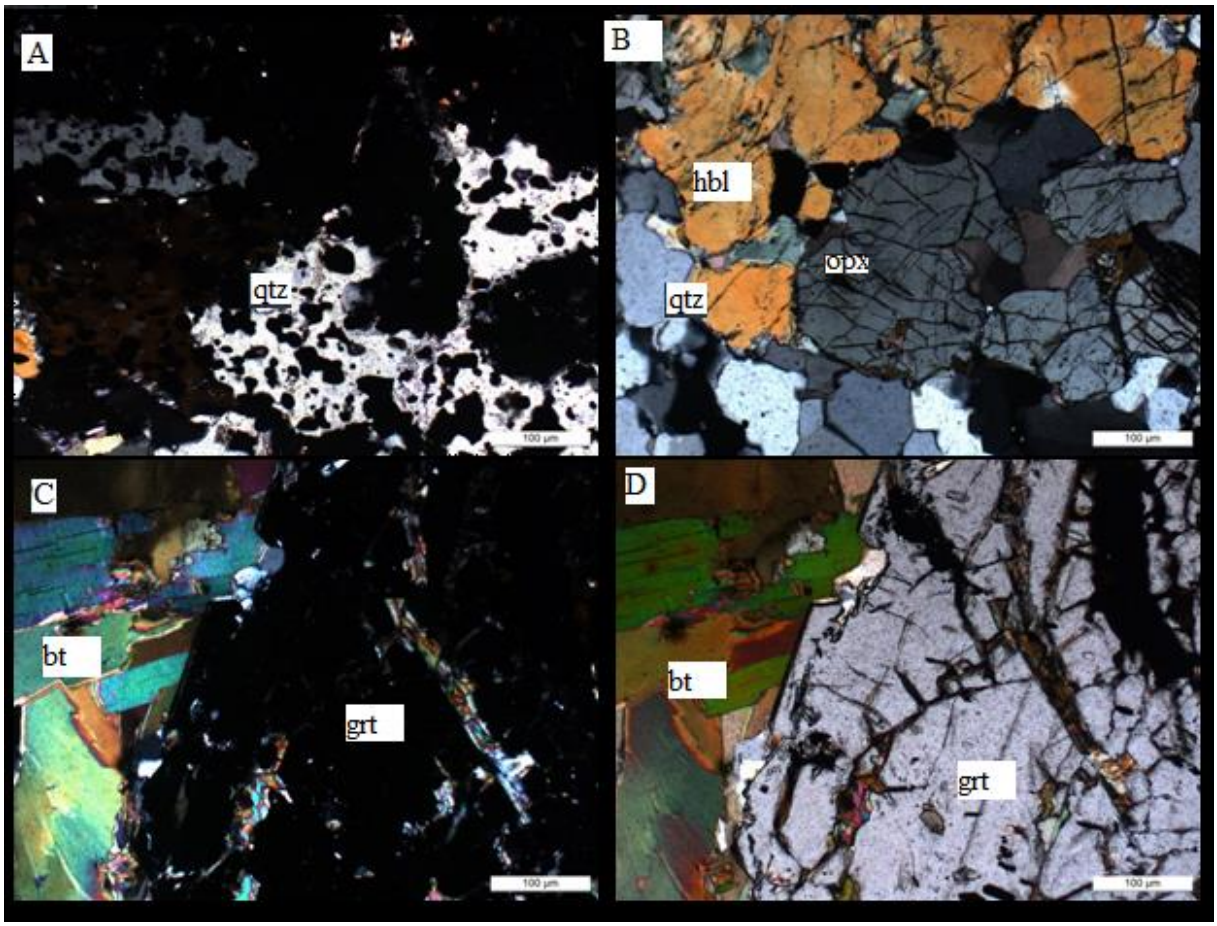


Fig 6.33. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym oraz spolaryzowanym (a-c) ukazujące kwarc wraz z kryształami magnetytu a także hipersten z hornblendą, oraz agregaty biotytu obok granatu(mikrofotografie na dole).

Na tle kryształów kwarcu pojawiają się rozproszone, różnej wielkości ziarna magnetytu (fig. 6.33). Występuje on zarówno we frakcji grubszej (choć jest tam go mniej i ma mniejsze rozmiary) jak i we frakcji drobniejszej (gdzie tworzy także zbite agregaty polikrystaliczne). W tych strefach spotyka się także pojedyncze klinopirokseny, zwykle jednak niewielkich rozmiarów, umieszczone pomiędzy ziarnami kwarcu. Charakter większych frakcji kwarcowych podkreśla „warstwowanie" skały ukazując równoległe i przekątne, konwolutne warstwowanie ziaren podkreślone przez duże ziarna kwarcowe. Pomiędzy tymi agregatami kwarcowymi znajdują się warstwy melanokratyczne zbudowane z magnetytu, tworzącego zbite agregaty o miąższości od kilku minimetrów do kilkunastu centymetrów, budując zbite warstwy żelaziste niekiedy z widocznymi w obrazie mikroskopowym minerałami ortopiroksenów, umieszczonych w interstycjach minerałów rudnych oraz klinopiroksenów, tworzących niekiedy duże kryształy, dochodzące do kilku mm wielkości. Ortopiroksen reprezentowany jest głównie przez hipersten, zaś klinopiroksen przez diopsyd. Często diopsyd wykazuje zbliźniaczenia o charakterze polisyntetycznym. Występują

także kryształy diopsydu przerośnięte ze sobą w sposób diablastyczny. Minerały te współwystępują ze sobą w omawianej skale a ich proporcje ulegają zmianom w zależności od strefy warstwy melanokratycznej. W jednym miejscu dominuje hipersten, w innym zaś diopsyd. W przypadku hiperstenu widać w obrazie mikroskopowym mikro inkluzje oraz diablastyczne przerosty hornblendy zwyczajnej, która otacza warstwy femiczne, krystalizując w ich sąsiedztwie. Wraz z hornblendą pojawia się także kumingtonit oraz pojedyncze kryształy riebeckitu. W sąsiedztwie minerałów femicznych oraz rudnych pojawia się także akcesorycznie apatyt, w postaci drobnych kryształków. Niekiedy warstwy minerałów femicznych zawierają duże, dochodzące do kilku cm kryształy amfiboli którym towarzyszą licznie minerały biotytu wysoko tytanowego (o charakterystycznym pleochroizmie), którym towarzyszą także duże, obłe kryształy granatu. Kryształy granatów wykazują szereg spękań oraz inkluzji stałych głównie magnetytu a także amfiboli, kwarcu i biotytu. Niektóre ze spękań wypełnione są minerałami rudnymi oraz biotytem. W brzeżnych strefach niektórych granatów widoczne są także warstwy magnetytu oraz kwarcu, tworzące w omawianym granacie powierzchnie S. Obok granatu spotyka się kwarc, biotyt i kumingtonit. W omawianej skale znajdują się drobne żyłki –submikroskopowe, wypełnione chlorytami i epidotem. Spotyka się także kryształy węglanów, występujących zarówno w strefach kwarcytowych, jak i femicznych. W sferach leukokratycznych węglany towarzyszą minerałom rudnym (pirytowi). Ich sumaryczna ilość nie przekracza jednego procenta objętości skały. W biotycie spotyka się mikro ziarenka cyrkonów, tworzących naokoło siebie halo pleochroiczne. Opis minerałów rudnych.

Badania planimetryczne (fig 6.34) wykazały występowanie kwarcu (29% obj.) oraz minerałów rudnych (25%) a także amfiboli (16%) oraz ortopiroksenów (4%), klinopiroksenów (9%), biotytu (6%), granatów (9%) i węglanów (2%).

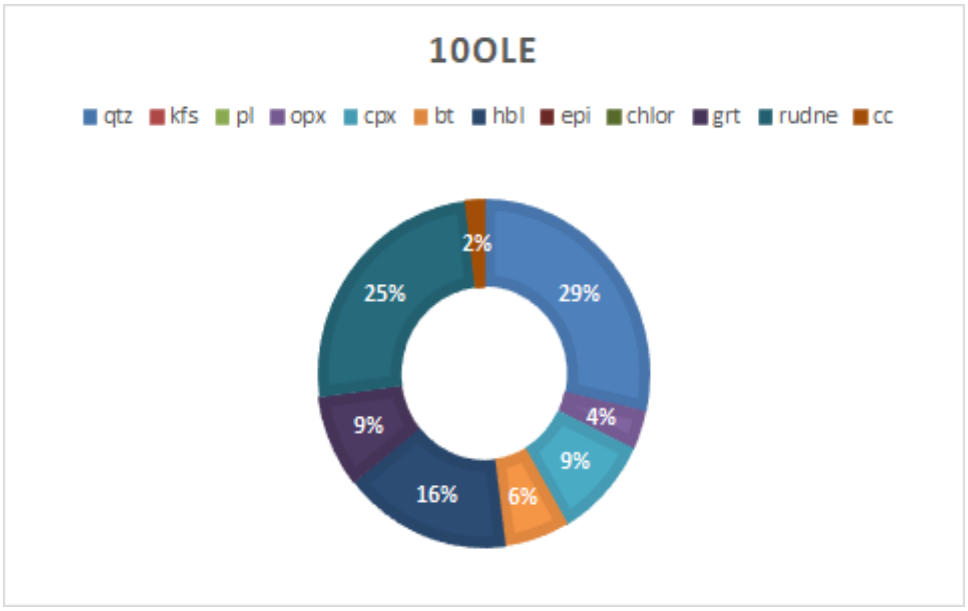


Fig 6.34. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż skała ta tworzy omawianą rudę wstęgową żelaza, tzw. formacji BiF. Jest to zatem parametamorfit, którego wiek został określony na Archaik. Skała ta przeszła metamorfizm facji granulitowej, o czym świadczy parageneza orto- i klinopiroksenów, oraz towarzyszące im granaty i wysoko tytanowy biotyt. Kolejnym etapem metamorfizmu tych skał była facja amfibolitowa właściwa z hornblendą zwyczajną oraz

epidotowo-amfibolitowa, która zaznaczyła siew mniejszym stopniu. Występowanie węglanów, podobnie jak i w innych utworach, świadczy o procesach hydrotermalnych zachodzących w omawianym bloku.

Próbka: 08OLE16 łupek kwarcowo-magnetytowy z piroksenem.

Tło skały wypełniają ziarna kwarcu, posiadającego zróżnicowaną wielkość frakcji, najczęściej jednak o wielkości dochodzącej do 2mm i suturowych granicach, ściemniającego faliście, sektorowo.

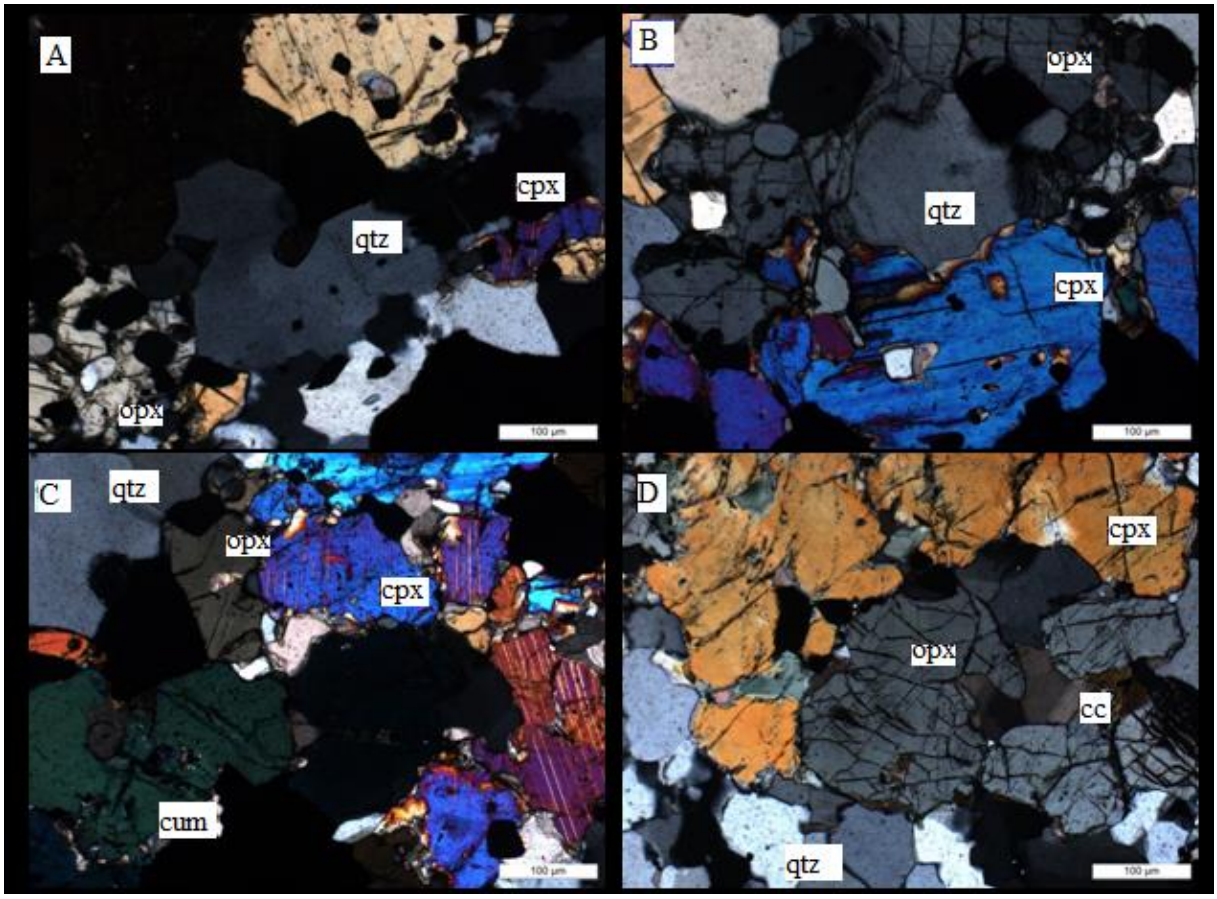


Fig 6.35. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z magnetytem, orto- i klinopirokseny, a także kumingtonit i rozproszone węglany.

Niekiedy kryształy te posiadają cechy szokowe, uwidaczniające się w postaci charakterystycznych prążków przechodzących przez kryształ kwarcu. W tle kryształów kwarcu jak i całej skały widoczne są minerały magnetytu, tworzące pojedyncze rozproszone fazy jak i polikrystaliczne agregaty (fig 6.35). W interstycjach spotyka się pirokseny. Minerały te występują zarówno w formie rozproszonej, jako pojedyncze kryształy pomiędzy kwarcem oraz w formie warstw zbudowanych z orto- i klinopiroksenów. Ortopirokseny w omawianych skałach tworzą niekiedy silnie wydłużone kryształy dochodzące do 2 cm długości. Reprezentowane są głównie przez hipersten, niejednokrotnie polisyntetycznie zbliźniaczony. Towarzyszą mu polisyntetycznie zbliźniaczone, z widocznymi strefami domenowymi –klinopirokseny reprezentowane przez diopsyd. Kryształy klinopiroksenów, zwykle także są wydłużone i często obrastają ortopirokseny, tworząc strefy izolowane w których znajdują się ortopirokseny. Obok tych kryształów spotyka się także węglany, umiejscowione zarówno w interstycjach i wewnątrz kwarcu jak i wśród minerałów

femicznych. Minerały rudne tworzą w omawianych skałach formy rozproszonej mineralizacji na tle wszystkich wymienionych powyżej faz jak i zbite polikrystaliczne warstwy, w sposób zwarty przylegając do siebie, formując wstęgowe rudy żelaza formacji BiF.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiana próbka skały posiada prawdopodobnie najbardziej pierwotny charakter wywodzący się z metakomatitowych formacji których abrazja i przetworzenie w warunkach beztlenowych przyczyniło się do powstania omawianych złóż. Minerały ortopiroksenu są silnie wydłużone tworząc relikty struktury spinifex, charakterystyczne dla tego typu skał. Ich jednoznaczne pochodzenie trudno jest dziś określić. Jednak widoczne asocjacje mineralne wskazują iż omawiana skała przeszła metamorfizm facji granulitowej, ślady pozostałych faz metamorficznych w tym przypadku są jednak marginalne.

Badania planimetryczne (fig 6.36) wykazały występowanie kwarcu (28% obj.) oraz minerałów rudnych (26%) a także klinopiroksenów (26%) oraz ortopiroksenów (12%), biotytu (2%), amfiboli (1%) i węglanów (5%).

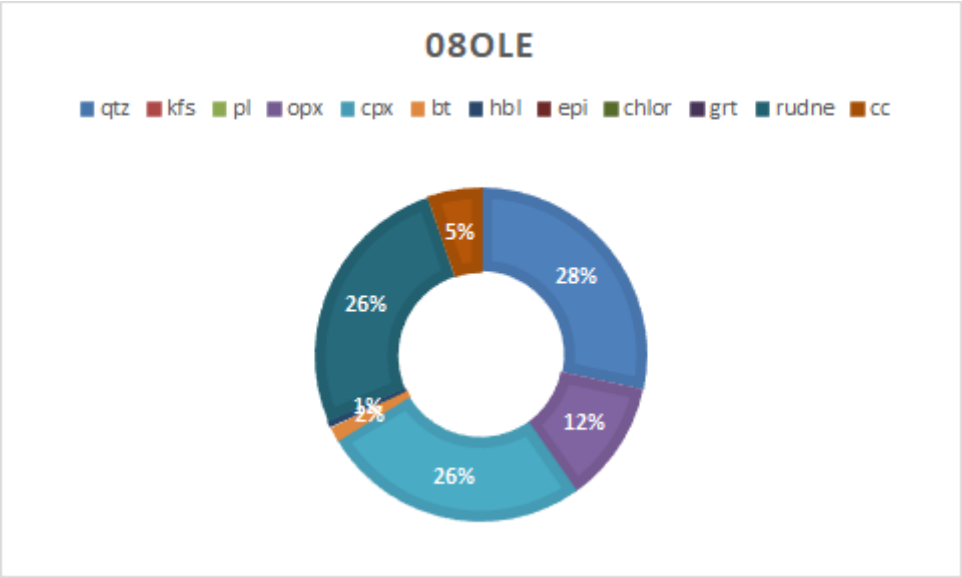


Fig 6.36. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 07OLE16 –Piroksenowo-granatowa skała.

Tło skały wypełniają duże zbliźniaczone polisyntetycznie kryształy ortopiroksenu (hiperstenu), któremu towarzyszą klinopirokseny (diopsyd) o takiej samej budowie. Kryształy te posiadają do kilku mm wielkości, nawzajem współwystępując w omawianej skale. Niektóre kryształy klinopiroksenu wykazują diablastyczne zrosty widoczne w obrazie mikroskopowym w postaci licznych serii wrostków jednego diopsdu w drugim o różnej orientacji optycznej. W ich interstycjach można spotkać niewielkie kryształki kwarcu, występującego w formie inkluzji stałych (fig 6.37). Na tle tych minerałów spotyka się kryształy granatu, wykazującego w świetle niespolaryzowanym lekkie zabarwienie w odcieniach różu. W ich sąsiedztwie spotyka się pojedyncze kryształy apatytu. Pomiędzy tymi kryształami w różnej proporcji spotyka się minerały rudne. Występują one zarówno w formie niewielkich agregatów krystalizujących w siateczce spękań ortopiroksenów, jak i w formie dużych skupień kryształów, występujących w interstycjach omawianych minerałów, niekiedy na około ich

granic a czasem także tworząc soczewkowate, warstwowane wystąpienia. W omawianej skale występują także strefy kataklazy, podkreślone przez rozkruszone minerały piroksenów, pomiędzy którymi znajdują się minerały rudne i granaty. W tych strefach, jak i w różnych innych miejscach omawianej skały spotyka się agregaty domenowo zbliźniaczonych węglanów.

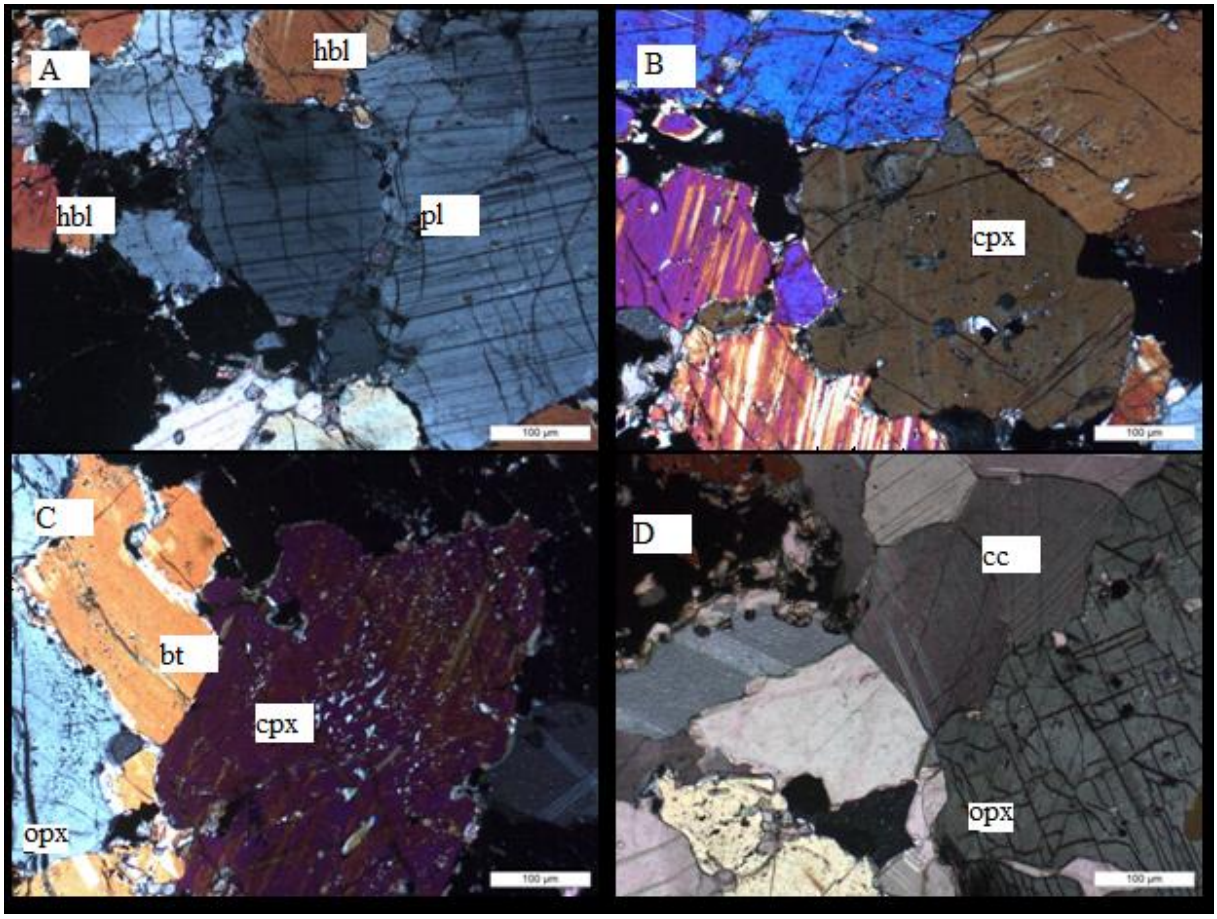


Fig 6.37. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z hiperstenem ulegającym biotytyzacji oraz towarzyszącym im minerałem rudnym. Obok widoczne są plagioklazy i biotyt a także hornblenda zwyczajna.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiana próbka stanowi jedną z melanokratycznych wkładek w skałach formacji BiF. Zbudowana jest z piroksenów, którym towarzyszą granaty oraz licznie występujące minerały siarczkowe. Zaobserwowane wytrącenia rudne w ortopiroksenach jak i obecność klinopiroksenów i granatów wskazują iż skała ta podobnie jak wyżej opisywane utwory przeszła metamorfizm w facji granulitowej. Ślady pozostałych impulsów metamorfizmu są z niej słabo czytelne, widoczne są zaś strefy kataklazy, podkreślone przez rozkruszone minerały.

Badania planimetryczne (fig 6.38) wykazały występowanie niewielkiej ilości kwarcu (1% obj.) oraz ortopiroksenów (12%), a także klinopiroksenów (34%), granatów (28%) minerałów rudnych (10%) oraz biotytu (15%).

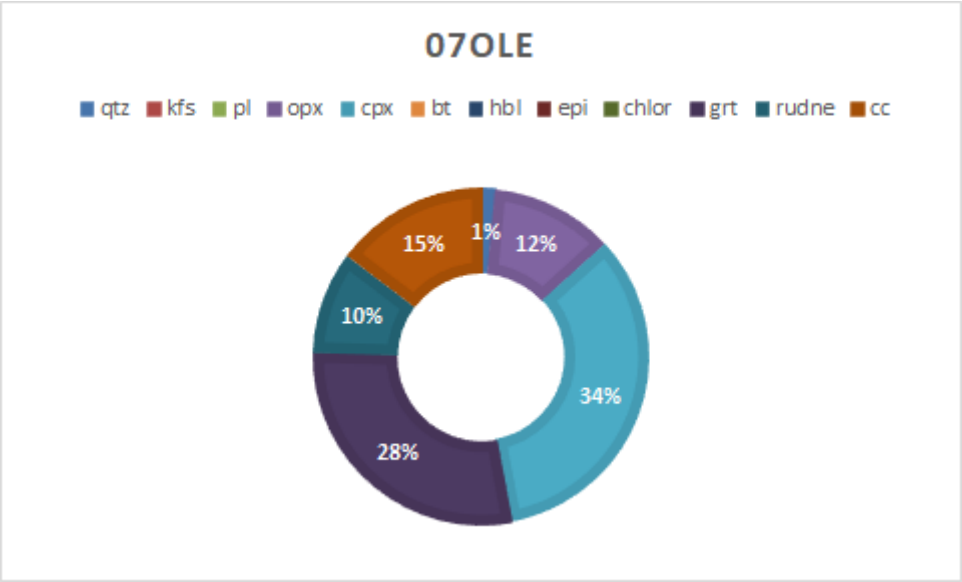


Fig 6.38. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 05OLE16 łupek amfibolitowo-granatowy z siarczkami.

Tło skały wypełniają minerały rudne oraz maficzne z domieszką faz leukokratycznych. Z pośród minerałów femicznych dostrzega się amfibole, miki, granaty. Amfibole reprezentowane są przez zbite agregaty hornblendy zwyczajnej, niekiedy wykazującej budowę zonalną, w sposób sektorowy wykazując zróżnicowanie barw pleochroicznych, związane z nierównomiernym wysyceniem cząsteczką tschermakitową omawianego minerału. Towarzyszy jej niekiedy zielony amfibol choć występuje on w postaci pojedynczych kryształów w omawianej skale. Zwykle jej rozmiar nie przekracza 1 mm choć zdarzają się osobnicze kryształy o większym rozmiarze. Minerały te stykają się ze sobą tworząc agregaty zajmujące znaczne powierzchnie omawianej skały. W ich sąsiedztwie znajduje się także biotyt. W tle niektórych minerałów widoczne są inkluzje cyrkonu, tworzącego charakterystyczne halo pleochroiczne. W tle hornblendy jak i w przestrzeniach międzyziarnowych znajdują się liczne minerały rudne. W tle tworzą one formę rozproszonych inkluzji stałych, zwykle układając się wzdłuż płaszczyzn sieciowych kryształu, natomiast w przestrzeni między ziarnowej tworzą niejednokrotnie cienką obwódkę na około omawianych kryształów. W ich sąsiedztwie spotyka się także pojedyncze kryształy kwarcu oraz akcesoryczny apatyt. W przestrzeniach ziarnowych występuje także hematyt, który także spotyka się w sąsiedztwie biotytu jak i minerałów rudnych. Omawiany biotyt tworzy wydłużone blaszki dochodzące do kilku mm wielkości, układające się w „warstwy" nadając skale łupkowy charakter. Intensywny pleochroizm biotytu świadczy o wzbogaceniu się tego minerału w udział tytanu. W jego tle także spotyka się ziarna cyrkonu. W sąsiedztwie tych minerałów widoczne są pojedyncze kryształy granatów, dochodzące do 1-2 mm średnicy wielkości, zwykle mające obły kształt, posiadając wrostki biotytu i kwarcu. Obserwacje mikroskopowe wykazały iż wrostki te niejednokrotnie układają się wzdłuż równoległych warstewek wskazując na powierzchnie S w granacie. Minerały te są niekiedy pokruszone zawierając także hematyt oraz inne minerały rudne w swoim obrębie. W interstycjach minerałów femicznych spotyka się niewielkie agregaty węglanów, niekiedy otoczone hematytową obwódką. Minerały femiczne reprezentowane są przez pojedyncze, niewielkie

kryształki kwarcu, występujące w strefach międzyziarnowych w amfibolach oraz jako inkluzje w granatach (fig 6.39).

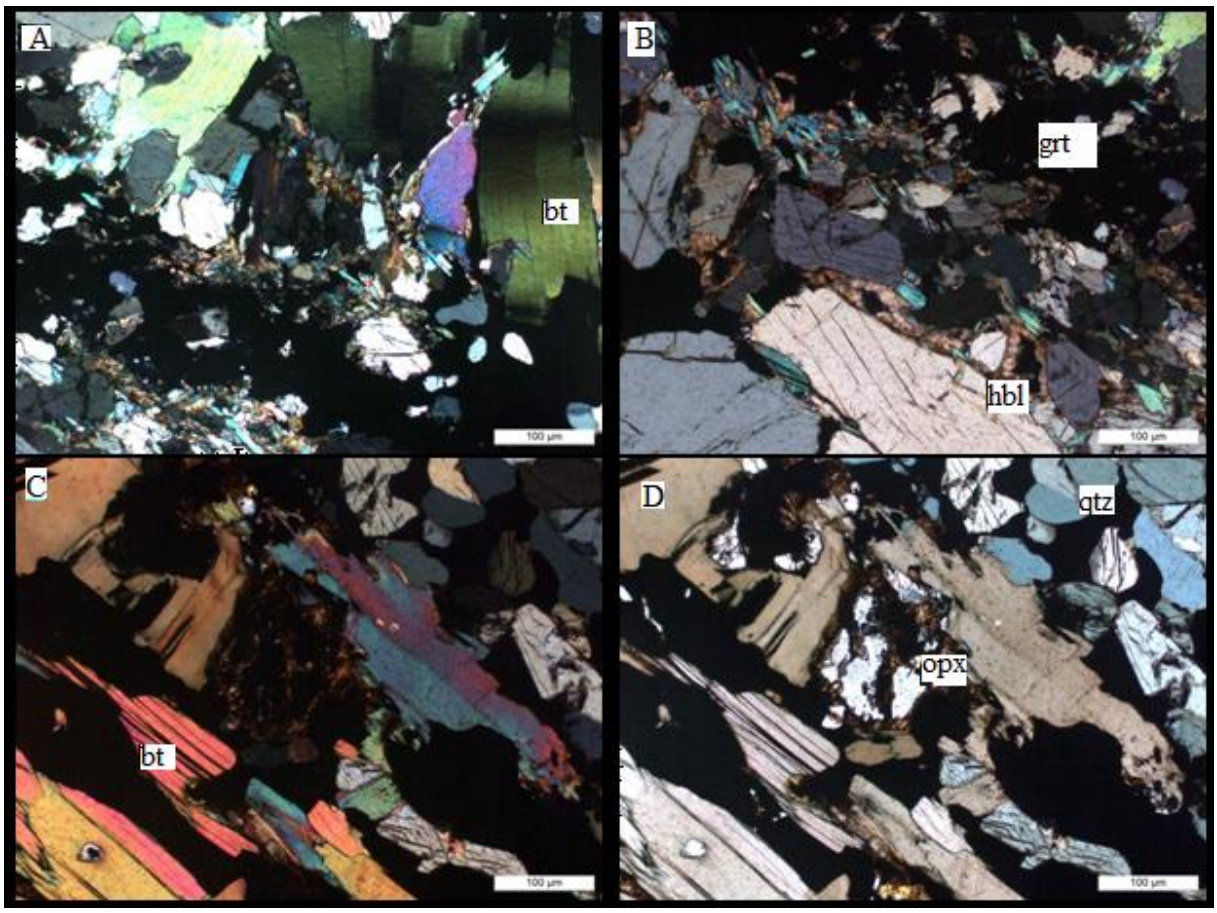


Fig 6.39. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z minerałami rudnymi, biotytem, amfibolami, tlenkami żelaza oraz granatem.

W omawianej skale licznie występują minerały rudne. Tworzą one zarówno drobne fazy rozproszone w formie inkluzji stałych w omawianych minerałach, niekiedy obrastają je w przestrzeniach międzyziarnowych, jednak największy ich udział w skale wiąże się z dużymi wieloziarnowymi skupiskami, zajmującymi duże przestrzenie w omawianych skałach. Towarzyszą one także strefom bogatym w biotyt i granaty.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiane skały towarzyszą rudom wstęgowym żelaza typu BiF jako utwory zawierające siarczki. Prawdopodobnie protolitem tych skał były osady ilaste konkrecje siarczków. W omawianych skałach występują one w formie skupisk pentlandytu, wykazujących charakter zonalny o koncentrycznej budowie. Niejednokrotnie stanowią one strefy zarodkowania obrośnięte pozostałymi fazami siarczkowymi. Związane są one prawdopodobnie z mikro konkrecjami, powstałymi w wyniku redukcji beztlenowej minerałów tlenkowych. Skała ta uległa metamorfizmowi w facji amfibolitowej, właściwej. Niewykluczone iż przeszła ona wyższy stopień zmetamorfizowania, lecz stan ten nie zachował się w niej. Może też być jednak młodsza od omawianych kwarcytów żelazistych. W omawianych skałach ślady niższych facji metamorfizmu nie są dobrze czytelne, jednak obecność węglanów i hematytu wskazuje na procesy niskotemperaturowe być może o charakterze metasomatycznym.

Badania planimetryczne (fig 6.40) wykazały występowanie niewielkiej ilości kwarcu

(3% obj.), ortopiroksenów (4%), klinopiroksenów (1%) a także biotytu (18%), amfiboli (29%), granatów (4%) i minerałów rudnych (41%).

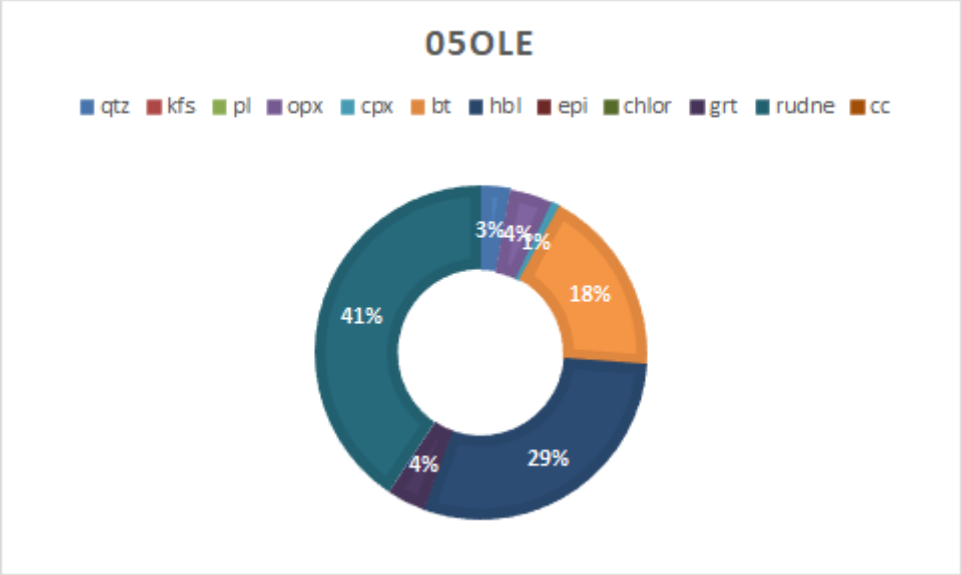


Fig 6.40. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 03OLE16 łupek kwarcowo –piroksenowo –żelazisty.

Tło skały tworzą ziarna kwarcu, o różnej frakcji, suturowo wciśnięte w siebie. Tworzą one strefy drobnokrystaliczne i grubokrystaliczne, ułożone w postaci warstw. Ściemniają one faliście, sektorowo. Pomiędzy tymi ziarnami oraz w ich tle występuje magnetyt, wykształcony w postaci drobnych inkluzji stałych jak i wieloziarnowych agregatów występujących w przestrzeniach pomiędzy ziarnami kwarcu (fig 6.41). Tworzy on także masywne skupienia, o charakterze warstwowym, niekiedy tworzące miąższe skupienia o charakterze formacji BiF. W sąsiedztwie tych minerałów rudnych występują także kryształy piroksenów, tworzące także niejednokrotnie własne wydzielenia o charakterze warstwowym. Zbudowane są z ortopiroksenów jak i klinopiroksenów. Te pierwsze reprezentowane są przez hipersten zaś drugie przez diopsyd. W omawianej próbce skały dominuje diopsyd, zaś hipersten ogranicza się do kilku niewielkich kryształów występujących w interstycjach klinopiroksenu. Ten zaś często tworzy duże, postrzępione kryształy, poikilitowo zamykające w sobie minerały rudne i kwarc. Niejednokrotnie posiadają diablastyczne zrosty ze sobą. Zwykle mają one charakter polisyntetycznych zbliźniaczeń także wykazując zonalny, sektorowy sposób ściemniania światła. Niekiedy w kryształach tych widoczne są drobne wpryśnięcia minerałów rudnych, układających się zgodnie z płaszczyznami krystalograficznymi. Towarzyszą im niewielkie ilości drobnych kryształów hornblendy zwyczajnej oraz biotytu. W skale dostrzeżono także strefy mikrodyslokacji, odznaczające się pokruszonymi minerałami femicznymi oraz występującymi tam także niewielkimi kryształami rudnymi. W omawianej skale pojawia się magnetyt oraz pirotyn, często sąsiadując ze sobą. Pirotyn posiada sferyczny kształt, przypominający konkrecje, poprzez koncentryczne ułożenie zaburzeń sieciowych minerału). Towarzyszy mu chalkopiryt i piryt. W skale występuje także hematyt oraz węglany, ulokowane zarówno w sąsiedztwie kwarcu

jak i klinopiroksenów.

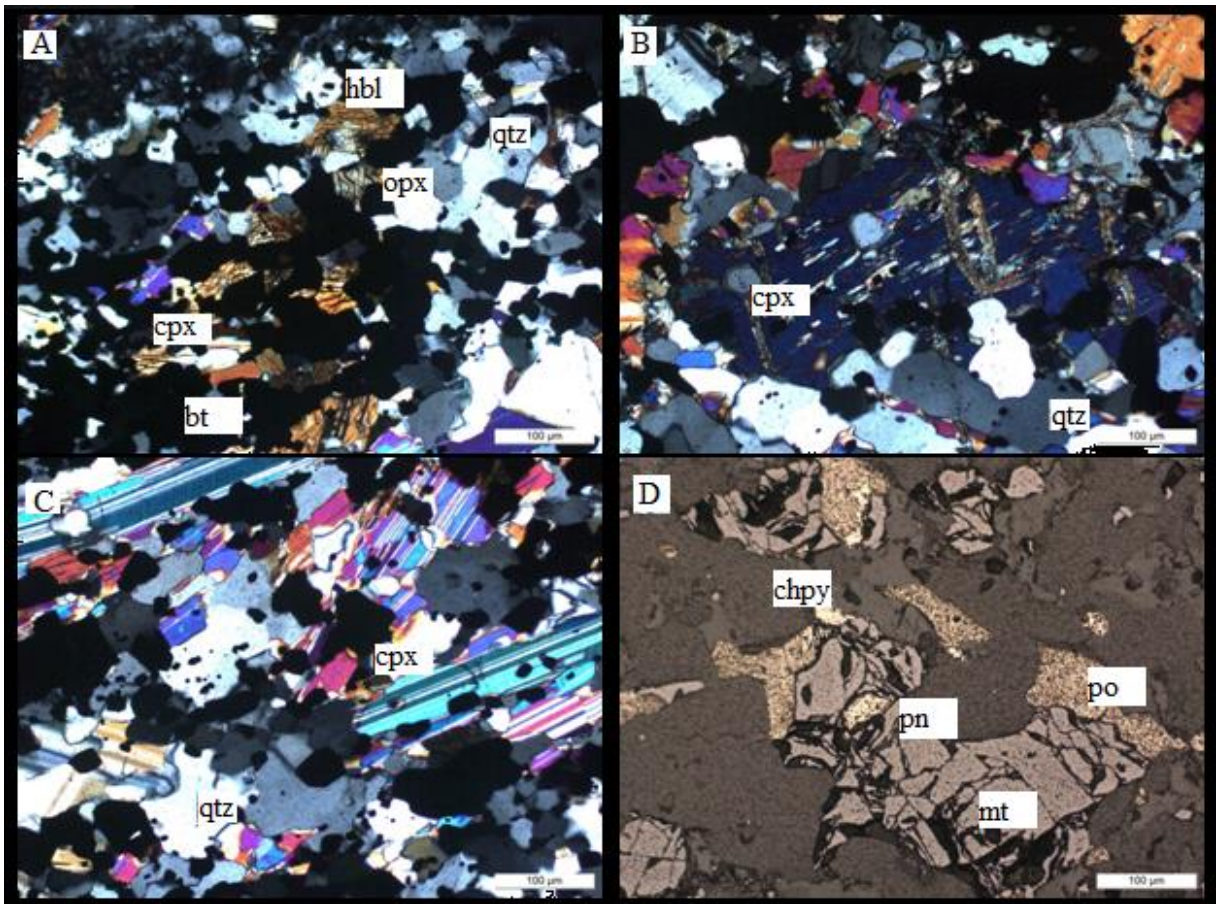


Fig 6.41. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące kwarc wraz z hiperstenem ulegającym biotytyzacji oraz towarzyszącym im minerałem rudnym. Obok widoczne są plagioklazy i biotyt a także hornblenda zwyczajna.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż omawiane skały posiadają charakter kwarcowych łupków żelazistych, tworzących formację BiF. W ich strefach dominują warstewki zbudowane z kwarcu jak i nagromadzenia magnetytu. W omawianej próbce skały pojawiają się także warstewki piroksenowe. Omawiana skała została zmetamorfizowana w facji granulitowej, o czym świadczą występujące w niej orto- i klinopirokseny. Facja amfibolitowa metamorfizmu odbiła się w tym przypadku słabiej, choć jest ona czytelna. Występujące węglany, hematyty podobnie jak to miało miejsce w poprzednich próbkach świadczą o procesach hydrotermalnych w omawianych skałach.

Badania planimetryczne (fig 6.42) wykazały występowanie kwarcu (29% obj.), oraz minerałów rudnych (22%) a także klinopiroksenów (24%), ortopiroksenów (4%), oraz biotytu (7%), amfiboli (13%) i węglanów (1%).

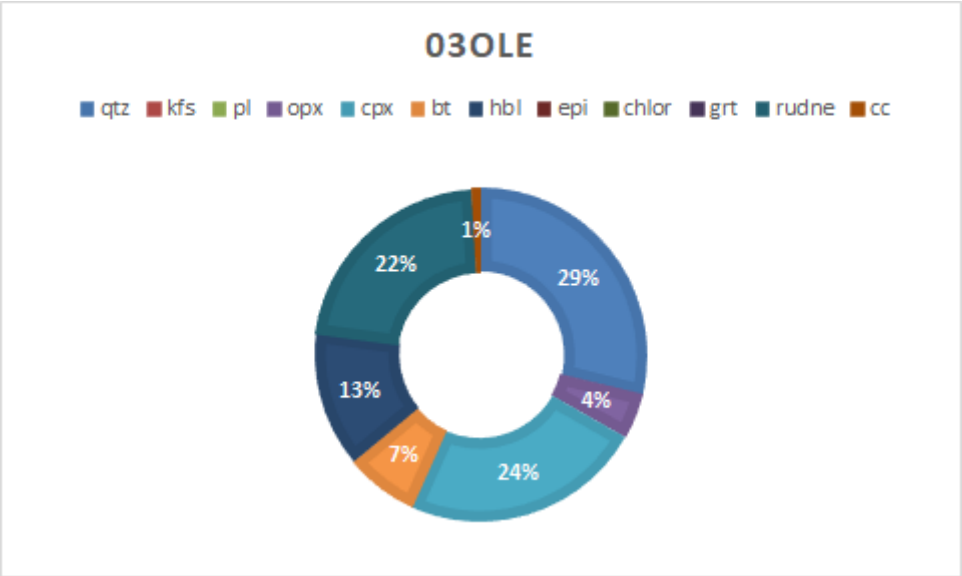


Fig 6.42. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

Próbka: 01OLE16 –łupek kwarcowo-żelazisty.

Tło skały wypełniają kryształy kwarcu o różnej frakcji suturowo wciśniętych pomiędzy sobą, ściemniając faliście. Niektóre z nich wykazują także budowę sektorową, widoczną podczas przejścia ściemniania przez kryształ ukazującą zrekrystalizowane drobniejsze frakcje w jeden większy kryształ. Kryształy te wykazują także niekiedy strefy mikrospękań, zszytych drobnymi frakcjami kwarcu, dobrze widocznymi także podczas badań w świetle spolaryzowanym. Na tle tych kryształów spotkać można pojedyncze minerały rudne w postaci rozproszonych ziaren zarówno w formie inkluzji stałych tkwiących w tle zrekrystalizowanych kwarców jak i w ich interstycjach, szczególnie gdy kryształy rudne są trochę większe. Obok tych minerałów femicznych spotyka się pojedyncze kryształy piroksenów, agregaty epidotu, chlorytu, niekiedy hematytu a także agregaty węglanów (fig 6.43). Minerały rudne, prócz rozproszonej formy tworzą także przewarstwienia o charakterze masywnym, gdzie stykają się ze sobą niemal całkowicie wypełniając pole widzenia. Takie nagromadzenia mają charakter wstęgowy i noszą znamiona formacji BiF (wstęgowych ród żelaza, ang. *Banded iron Formation*). Ich miąższość waha się od części dziesiętnych minimetra do kilkunastu centymetrów. Są one przeważnie równolegle warstwowane, choć zdarzają się także zaburzenia o charakterze przypominającym zafałdowania, zmiany miąższości itp. W tych strefach dominuje magnetyt tworząc wielokrotnie zbliźniaczone kryształy, stykające się ze sobą w sposób ścisły pozostawiając niewiele miejsca na inne minerały towarzyszące. Oprócz tych minerałów w omawianych skałach spotyka się także strefy występowania faz femicznych, zbudowanych głównie z ortopiroksenu oraz klinopiroksenów. Proporcje tych faz są mniej więcej jednakowe, a minerały te posiadają niekiedy rozmiary dochodzące do 2 cm długości, są silnie wydłużone, posiadając niejednokrotnie polisyntetyczne zbliźniaczenia. Dotyczy się to najczęściej klinopiroksenu, reprezentowanemu tu przez diopsyd. Klinopiroksen reprezentowany jest gównie przez hipersten i wykazuje częściej budowę sektorową, charakteryzującą się zmianami barw interferencyjnych. Diopsyd natomiast niekiedy wykazuje diablastyczne zrosty kryształów, o różnej orientacji optycznej, które wzajemnie się przenikając dają charakterystyczny obraz mikroskopowy. Ze względu na

stosunkowo duże rozmiary tych minerałów w ich tle spotyka się sąsiadujące z nimi fazy rudne, kwarc a niekiedy także pojedyncze kryształy cyrkonu.

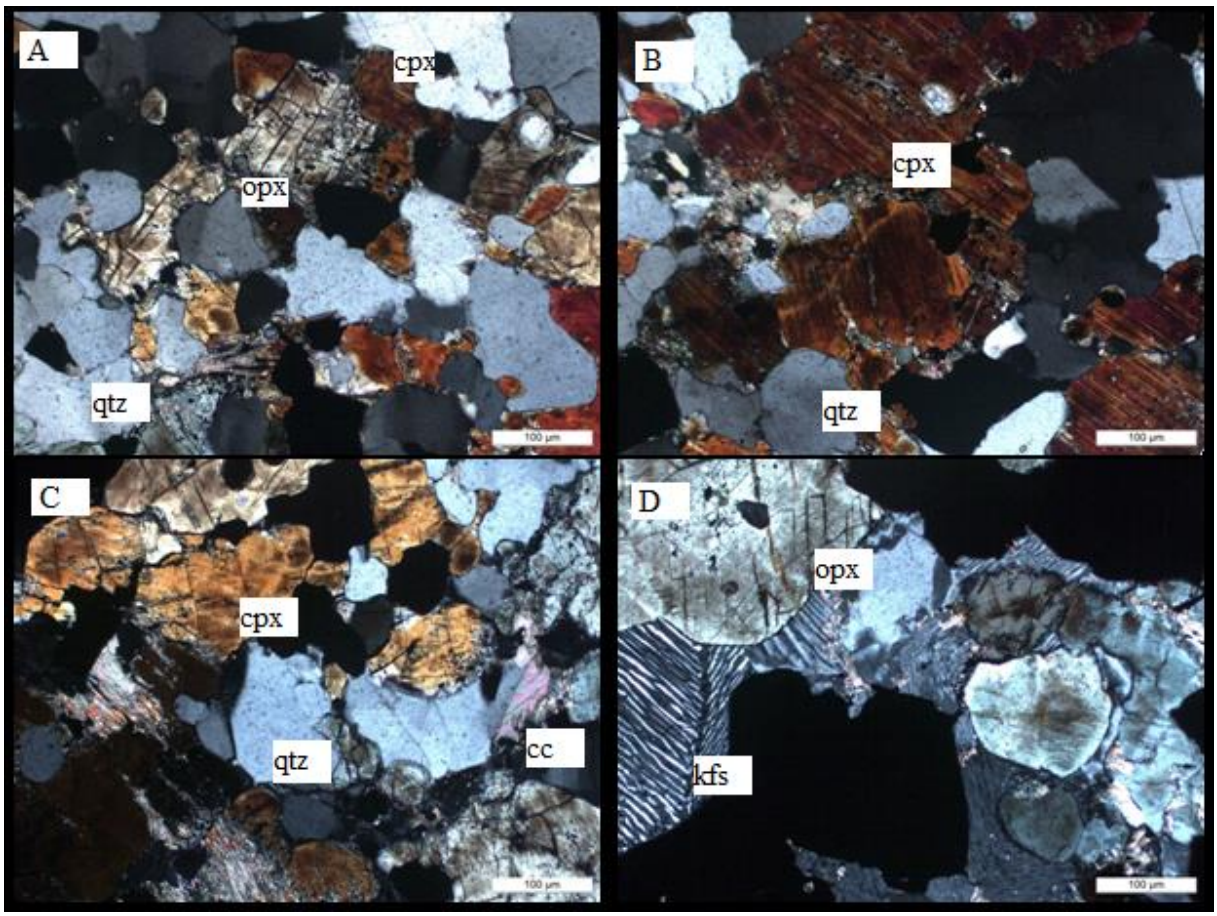


Fig 6.43. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące orto- i klinopirokseny na tle kwarcu i minerałów rudnych oraz węglany i myrmekity w interstycjach tych minerałów.

Zdarza się, choć stosunkowo rzadko, dostrzec w tych minerałach także pojedyncze blaszki magnezowego biotytu, o czym świadczą barwy pleochroiczne tego minerału. Towarzyszy im akcesoryczny apatyt, tworząc niewielkie, obłe kryształki zwykle wrastające w pirokseny. W sąsiedztwie minerałów rudnych widoczne są także niekiedy niewielkie ilości hematytu oraz agregaty węglanów. W omawianej próbce występują także strefy w której pomiędzy kryształami piroksenów znajdują się także ortoklaz i kwarc, tworzące myrmekity. Ich obecność jest jednak ograniczona zwykle do stref mikrotektonicznych, gdzie współwystępują one także z węglanami.

Badania przeprowadzone z użyciem optycznego mikroskopu polaryzacyjnego w świetle przechodzącym, jak i odbitym wskazują iż omawiana skała posiada charakter zmetamorfizowanych osadów żelazisto-piaszczystych, które stanowią formację wstęgową ród żelaza. Badania asocjacji mineralnych wskazują iż skała przeszła metamorfizm w facji granulitowej o czym świadczy obecność orto- i klinopiroksenów. Skała ta była także zmetamorfizowana w facji amfibolitowej, choć ze względu na niewielkie ilości asocjacji związanych z tą facją, wskazują iż skała była w tym czasie dobrze izolowana przez sąsiednie utwory. Stosunkowo dobrze czytelny jest metamorfizm w facji epidotowo-amfibolitowej związany z występowaniem takich faz jak epidot, chloryty. Występowanie hematytu,

myrmekitów oraz węglanów, świadczy o procesach metasomatycznych które także odcisnęły swoje piętno w omawianej próbce skały.

Badania planimetryczne (fig 6.44) wykazały występowanie kwarcu (29% obj.), oraz skaleni potasowych (5%), ortopiroksenów (9%), klinopiroksenów (18%),minerałów rudnych (29%) a także oraz biotytu (2%), amfiboli (2%) i węglanów (6%).

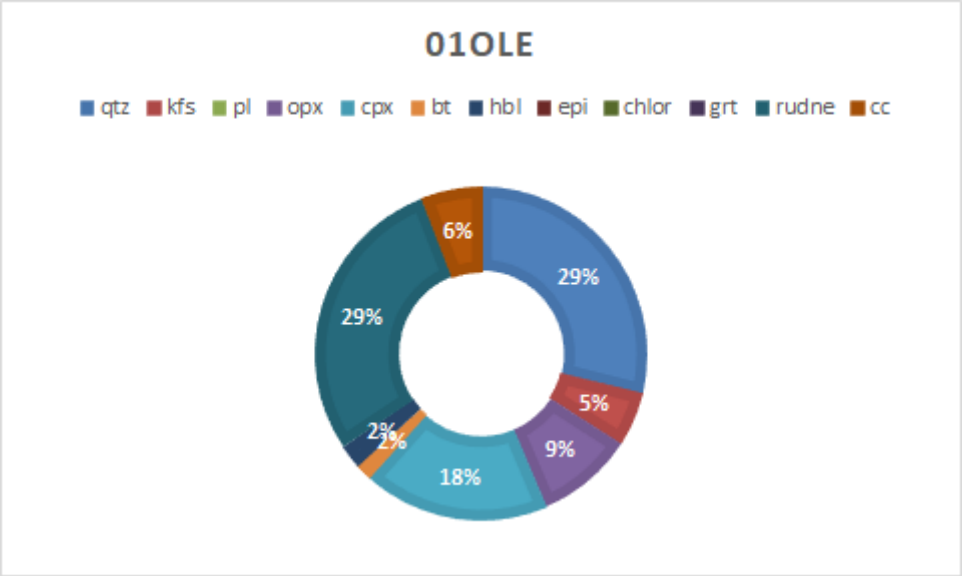


Fig 6.44. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

CT-C19-12. Okruszcowany łupek kwarcowo-piroksenowy.

Tło skały tworzą kryształy kwarcu o zróżnicowanej wielkości, tworzące nagromadzenia wypełniające niekiedy znaczne przestrzenie w obserwowanej próbce skały. Kryształy te maja suturowe granice, ściemniają faliście i sektorowo, niejednokrotnie przypominając zrosty o charakterze jodełkowym. W interstycjach tych minerałów spotyka się fazy maficzne oraz zróżnicowanej wielkości minerały rudne. Występują także kryształy węglanów. Obok tych stref znajdują się przewarstwienia bogatsze w minerały maficzne, zbudowane zwykle z orto- i klinopiroksenów, w stosunku proporcji 1:1. Minerały te posiadają zróżnicowaną wielkość niekiedy przekraczając 1cm średnicy, tworzą obłe kryształy często także polisyntetycznie zbliźniaczone (fig 6.45). Dodatkowo wśród klinopiroksenów widoczne są diablastyczne zrosty tych minerałów oraz sektorowa budowa. Minerałom tym towarzyszy niewielka ilość kumingtonitu w postaci pojedynczych niewielkich kryształków. Można w nich dostrzec inkluzje kwarcu oraz minerałów rudnych. Zdarzają się także drobne żyłki hematytu tnące omawiane minerały. W strefach mikrotektonicznych kryształy piroksenów są pokruszone a minerały rudne występują w tych szczelinach w postaci sztokwerkowych wypełnień. W tych strefach także pirokseny ulegają chlorytyzacji. W tych strefach także występują niewielkie kryształy zserycytyzowanych plagioklazów. W miejscach występowania nagromadzeń minerałów rudnych, wielkość faz maficznych znacznie maleje, pojawiając się jedynie w ich interstycjach w postaci niewielkich agregatów wraz z kwarcem. Okruszcowanie w tych strefach tworzy masywne przewarstwienia w skale. W strefach okruszcowania występujące klinopirokseny posiadają silnie sektorową budowę. W omawianej skale spotyka się także pojedyncze kryształy węglanów a także prehnitu.

Obserwacje mikroskopowe wskazują iż jest to skała stowarzyszona z wspomnianymi powyżej łupkami kwarcowo-żelazistymi formacji BiF, w której dostrzeżono okruszcowanie siarczkowe.

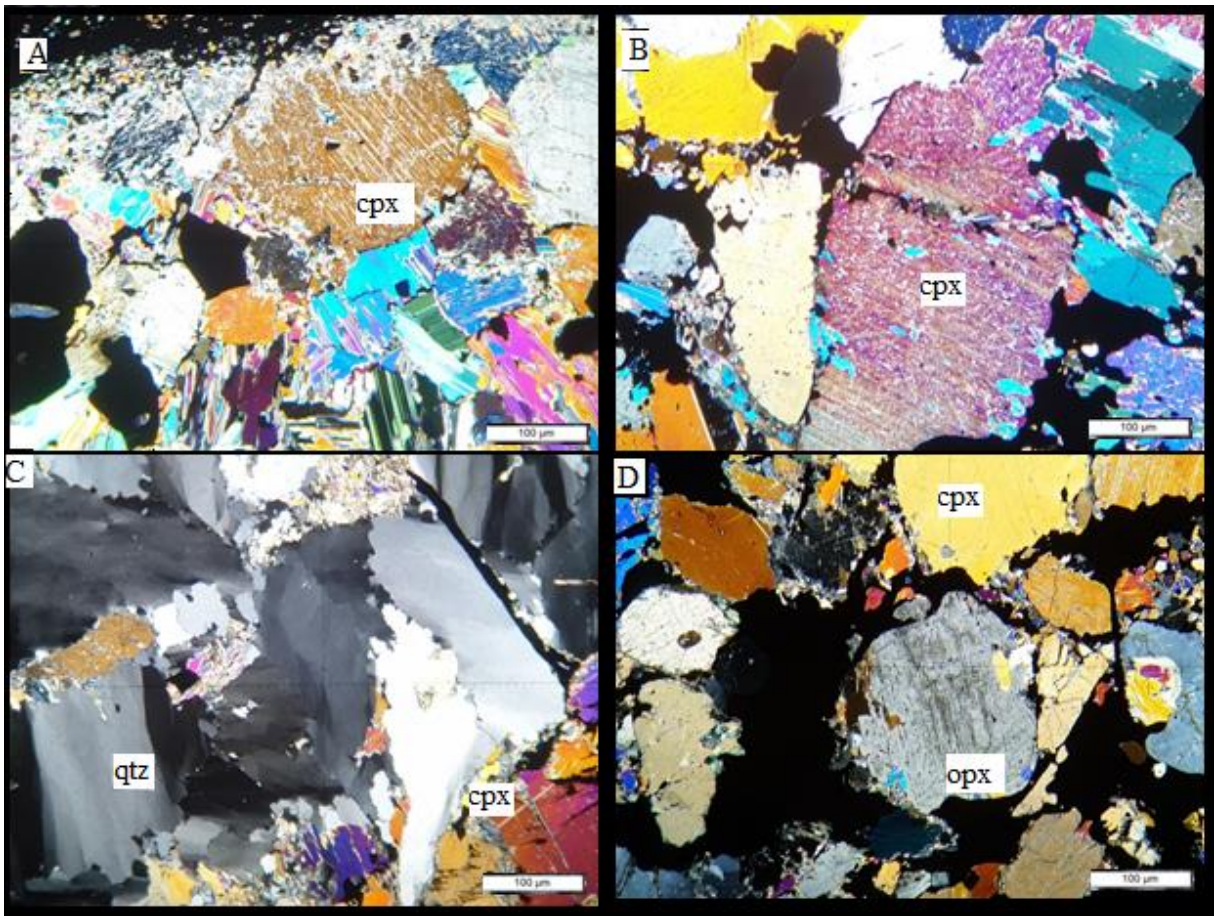


Fig 6.45. Obrazy mikroskopowe w świetle przechodzącym i spolaryzowanym ukazujące zbliźniaczenia w klinopiroksenach, oraz minerały rudne występujące w ich interstycjach a także zróżnicowaną wielkość kryształów krawcu i ortopirokseny pomiędzy klinopiroksenami.

Prawdopodobnie protolitem tej skały były osady piaszczysto – ilaste z występującymi w nich siarczkami oraz innymi rozproszonymi fazami rudnymi. Skałą ta przeszła metamorfizm w facji granulitowej, o czym świadczy piroksenowa asocjacja mineralna a następnie fację amfibolitową właściwą, związaną z występowaniem hornblendy zwyczajnej. Kolejnym etapem była facja epidotowo-amfibolitowa lub zieleńcowa, charakteryzująca się występowaniem chlorytów, a także lokalnie w strefach mikrodyslokacji facja prehnitowo-albitowa charakteryzująca się występowaniem tych faz jak również węglanami i hematytem.

Badania planimetryczne (fig 6.46) wykazały występowanie kwarcu (24% obj.), klinopiroksenów (32%), oraz minerałów rudnych (27%) a także plagioklazów (1%), amfiboli (4%), oraz węglanów (1%).

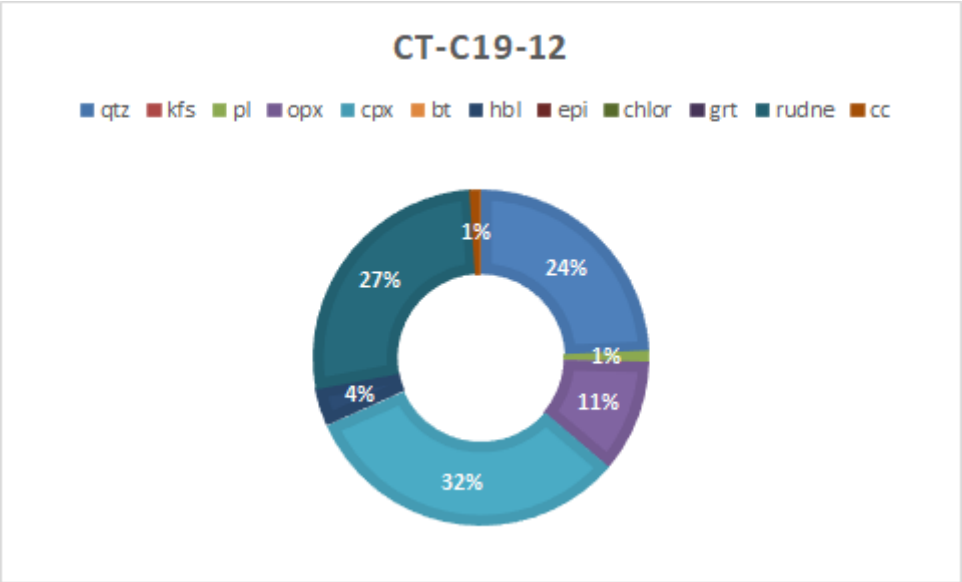


Fig 6.46. Diagram ukazujący wyniki planimetrii omawianej skały.

6.3 PODSUMOWANIE

Podsumowując powyższe obserwacje można stwierdzić iż omawiane skały to głównie gnejsy i granitognejsy, których skład mineralny oscyluje w granicach monzogranitu lub sjenogranitu zaś skały z rejonu położonego na wschód od Murmańska oscylują w granicach kwarcowego monzodiorytu lub monzogranitu. Występujące w omawianych skałach minerały femiczne wskazują iż skały te przechodziły wieloetapowy metamorfizm. Wskazują o tym takie minerały jak hipersten, klinopirokseny, granaty, wykazujące oscylację składu chemicznego oraz amfibole, biotyt itp. Dodatkowym składnikiem omawianych skał są sillimanit, staurolit i cyjanit, minerały ciśnieniolubnych które znajdują się w wielu gnejsach. Polimetaliczne okruszcowanie tych skał także wskazuje na ich pochodzenie jako osady tworzące się z wietrzejących pierwszych kontynentów w Historii Ziemi. Skały przecinające omawiany kompleks także posiadają minerały metamorficzne (hipersten, epidot) świadczące o podobnych procesach przemian, które miały miejsce w czasie przeobrażania omawianych utworów. Wskazuje to na fakt iż były one wielokrotnie metamorfizowane choć w momencie intrudowania w skały otoczenia (gnejsy) te pierwotne utwory już musiały być skonsolidowane i zmetamorfizowane. Podobna sytuacja jest w przypadku skał z Oleniegorska. Omawiane kwarcyty żelaziste stanowią utwory polimetamorficzne z zonalnymi granatami, piroksenami którym towarzyszą amfibole, biotyt, chloryty, epidot. Siatki sagenitowe w biotycie wskazują iż także ten minerał był poddawany wtórnemu metamorfizmowi, który przyczynił się do odmieszania fazy tytanowej ze struktury biotytu. Polimetaliczna mineralizacja tych skał wskazuje iż one także powstawały jako osad tworzący się z wietrzenia komatitów lecz także z domieszkami abradowanych substancji pochodzących z podobnych środowisk co w przypadku gnejsów z Murmańska. Skały te także poprzecinane są różnorodnymi utworami magmowymi, które także przeszły wielokrotny metamorfizm.

7. Charakterystyka wybranych skał z użyciem badań w mikroobszarze.

7.1. REGION MURMAŃSKA

Analizie w mikroobszarze z użyciem EDS poddane zostały wszystkie odnalezione w terenie typy skał. Generalnie przeprowadzonych zostało 1040 analiz w mikroobszarze, zbadano w ten sposób wszystkie 13 próbek skał zebranych w 2018r. W przypadku minerałów skałotwórczych leukokratycznych skupiono się na analizie kwarcu oraz skaleni. Ogółem zbadano 59 kryształów kwarcu i 124 skalenie w tym 13 skaleni potasowych). W kwarcu stwierdzono zwykle niewielką domieszkę glinu, który podstawiał się za krzem (zwykle nie przekraczającą 5% wagowych), fig 7.1.

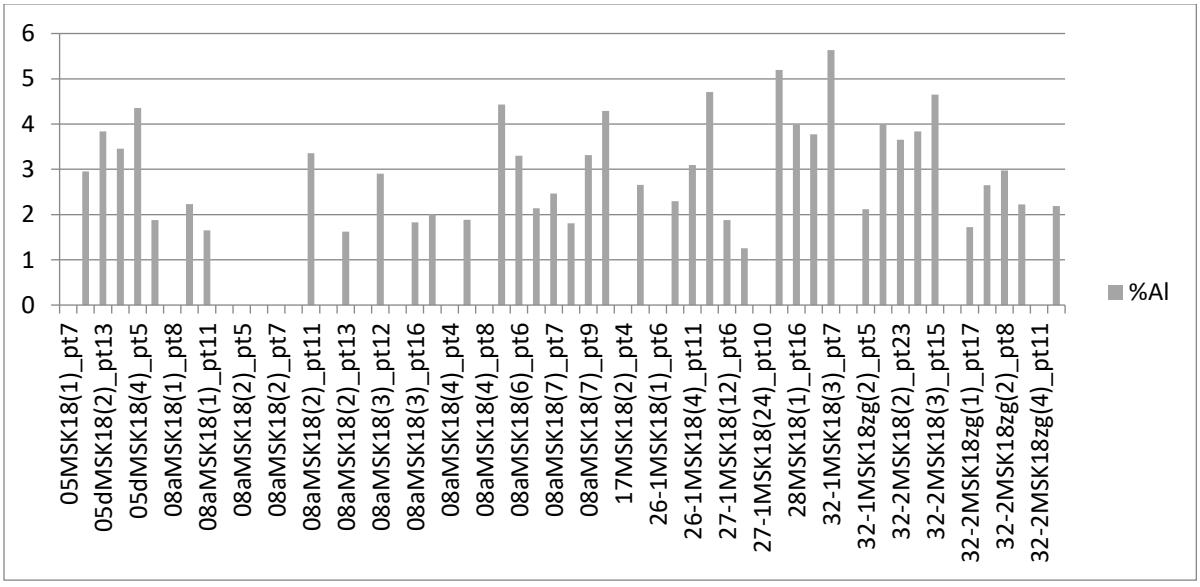


Fig 7.1. Wykres udziału glinu w kwarcach w omawianych skałach.

W jednym przypadku stwierdzono także udział żelaza, które stanowiło tlenkowe inkluzje w obrębie kwarcu (próbka 27-1MSK18). Badania skaleni wykazały iż dominują w omawianych skałach plagioklazy niekiedy z niewielką domieszką skaleni potasowych (stwierdzonych

głównie w granitognejsach (próbki 05dMSK18, 17MSK18 i 27-1MSK18). W gnejsach pojawia się zwykle ortoklaz zaś w granitognejsach jest to najczęściej mikroklin (patrz rozdział 6). Poniższy diagram(fig 7.2) ilustruje udział procentowy omawianych minerałów w skałach z rejonu murmańska.

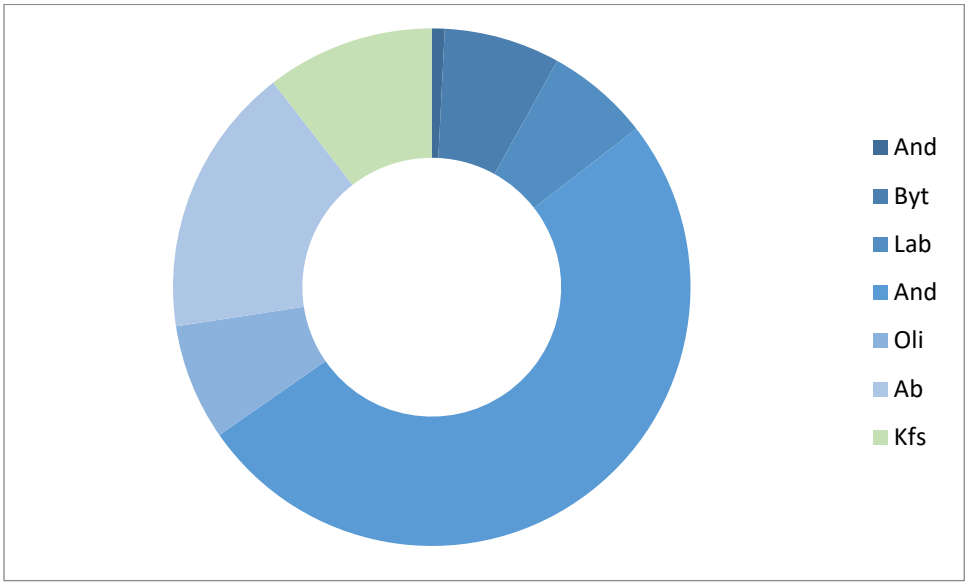
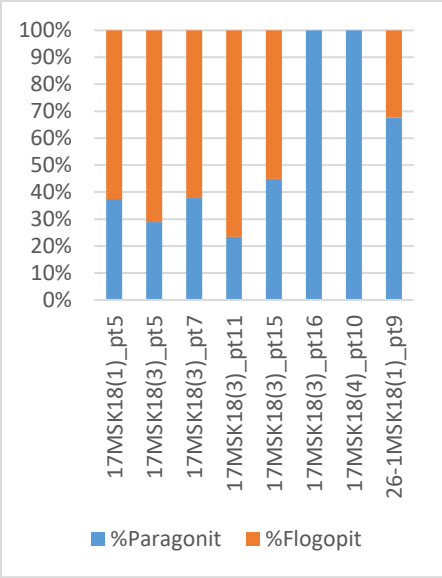


Fig 7.2. Wykres typów plagioklazów uzyskany w wyniku badań w mikroobszarze.

Analiza omawianego wykresu wskazuje iż w skałach dominują raczej plagioklazy kwaśne, reprezentowane przez oligoklaz (odpowiednio 63 przypadki), albit (21) oraz oligoklaz (9). Plagioklazy zasadowe stanowią zaledwie 17% wszystkich zbadanych plagioklazów i ograniczają się głównie do skał żyłowych. Jednak w niektórych przypadkach stwierdzono także plagioklazy zasadowe w skałach gnejsowych (anortyt i bytownit w skale 27-1MSK18, bytownit i labrador w próbce 32-2MSK18-ksenolicie, bytownit w próbce 24MSK18). Oznacza to iż pierwotnie skład tych minerałów mógł być inny lecz zostały one poddane procesom metasomatycznym w wyniku granityzacji skał. Jest to ważna wskazówka gdyż oznacza iż pierwotnie minerał ten mógł mieć inny charakter. Dotyczy to także ksenolitów, które ewidentnie związane są z pierwotnie innymi skałami. Stwierdzono także domieszki jasnych mik w granitognejsach (próbki: 17MSK17 i 26-1MSK18). Zbudowane są one głównie z flogopitu, któremu towarzyszy cząsteczka paragonitowa (fig 7.3).



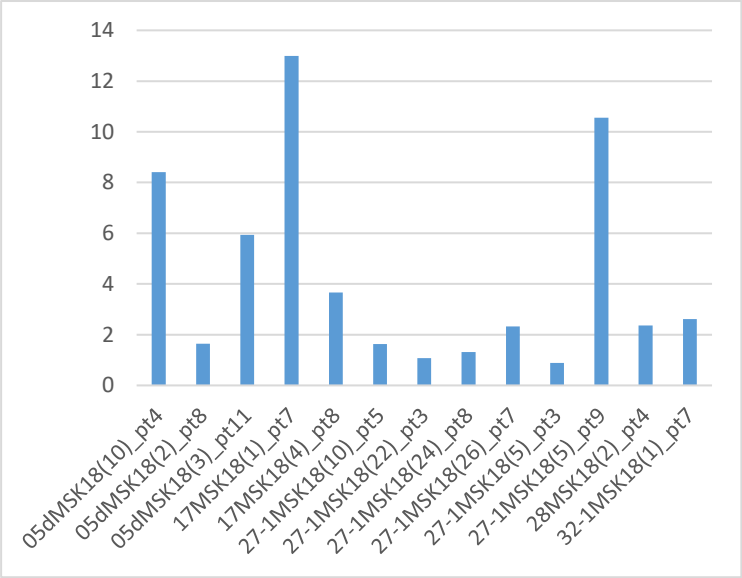


Fig 7.3. Projekcja typu jasnych mik.

Fig 7.4. ilość tytanu w biotytach.

Minerałom tym towarzyszą liczne fazy maficzne. Zwykle jest to biotyt niekiedy wzbogacony w cząsteczkę tytanową (fig 7.4.). Biotyt tytanowy został stwierdzony w gnejsach i granitognejsach próbek 5dMSK18, 17MSK18, 27-1MSK18, 28MSK18 oraz w ksenolicie 32-2MSK18. Obecność wysokotemperaturowych biotytów w granitognejsach świadczy zarówno o ich metamorfiźmie jak i procesach granityzacji, która przyczyniła się do zmian pierwotnie innych skał.

Minerałom tym towarzyszą zwykle różnego rodzaju ortopirokseny oraz klinopirokseny. Ortopirokseny reprezentowane są głównie przez bronzyt i hipersten, którym towarzyszy niekiedy augit oraz diopsyd niekiedy z domieszką eulitu a w jednym przypadku hedenbergitu. Klinopirokseny stwierdzono głównie w próbce dolerytu (05MKS18) a w mniejszej ilości także w próbkach 24MSK18 i 31MSK18. Ortopirokseny pojawiają się głównie w gnejsach i ksenolitach (próbki 24MSK18, 31-1MSK18, 32-2MSK18), fig 7.5. Znacznie większa różnorodność występuje wśród amfiboli stwierdzonych w zbadanych próbkach skał (fig 7.5). Analiza wykresu wskazuje iż najczęściej dominującą cząsteczką jest paragsyt oraz edenit przy stosunkowo dużym udziale tschermakitu, tremolitu i hastingsytu. Najmniej stwierdzono czystej hornblendy oraz kaersutytu. Na wykresie 7.6 wskazano procentowy udział wymienionych cząsteczek we wszystkich zbadanych amfibolach.

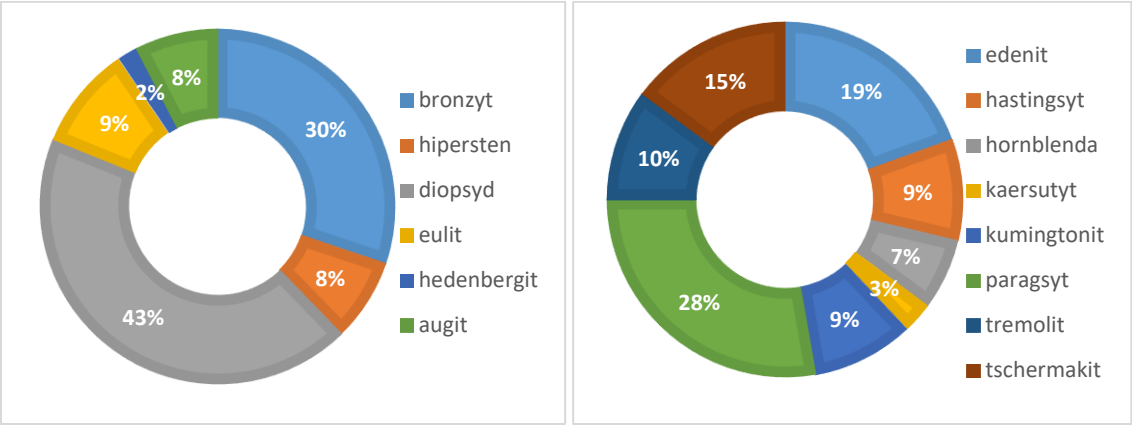


Fig 7.5. Typ piroksenów (po lewej) i amfiboli (po prawej) stwierdzonych w omawianych

skałach.

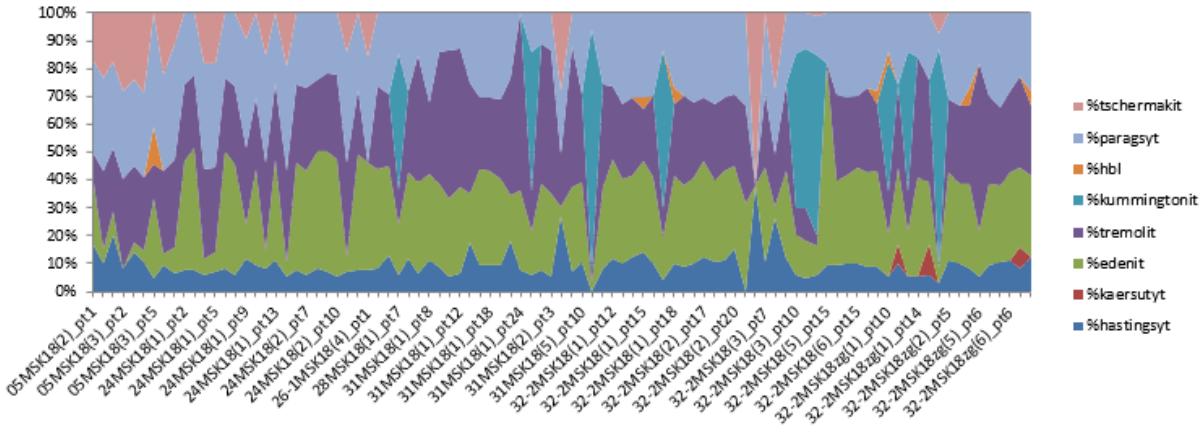


Fig. 7.6. Wykres ukazujący procentową zawartość poszczególnych cząsteczek w omawianych amfibolach.

Amfibole stwierdzono głównie w próbkach gnejsów i granitognejsów a także ksenolitów, gdzie towarzyszą one piroksenom. Obok amfiboli w omawianych skałach stwierdzono także granaty (fig 7.7).

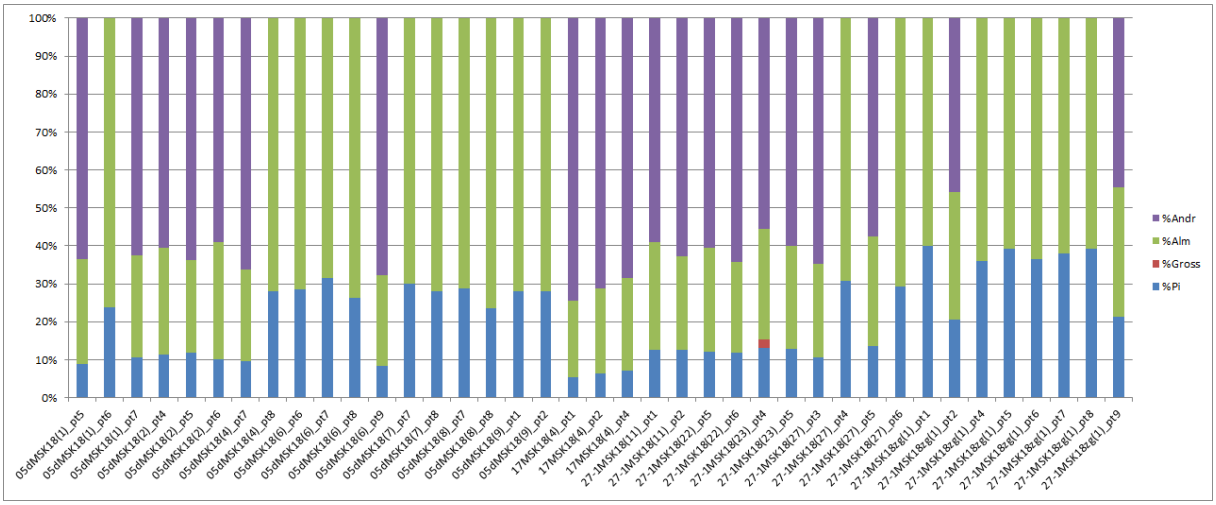


Fig 7.7. Wykres ilustrujący skład cząsteczkowy zbadanych granatów.

Granaty stwierdzono głównie w próbkach gnejsów. Dominuje w nich cząsteczka andradytowa oraz almandynowa przy udziale piropu. Grossular został stwierdzony tylko w jednej próbce (27-1MSK18). Badania w mikroobszarze stwierdziły jednak zonalność granatów. Ich cześć środkowa jest bardziej bogata w pirop i almandyn podczas gdy zewnętrzne części w almandyn i andradyt.

Minerałom tym towarzysza jeszcze fazy wysokociśnieniowe, często pojawiając siew strefach poślizgowych pomiędzy kryształami granatów, niejednokrotnie także noszących ślady deformacji a sąsiadujących z nimi mik. Najczęściej w omawianych skałach pojawia się sillimanit, któremu towarzyszy staurolit, rzadziej cyjanit. Z pośród 63 zbadanych minerałów wysokociśnieniowych dominuje w nich sillimanit, rzadziej spotyka się staurolit i cyjanit (fig 7.8.)

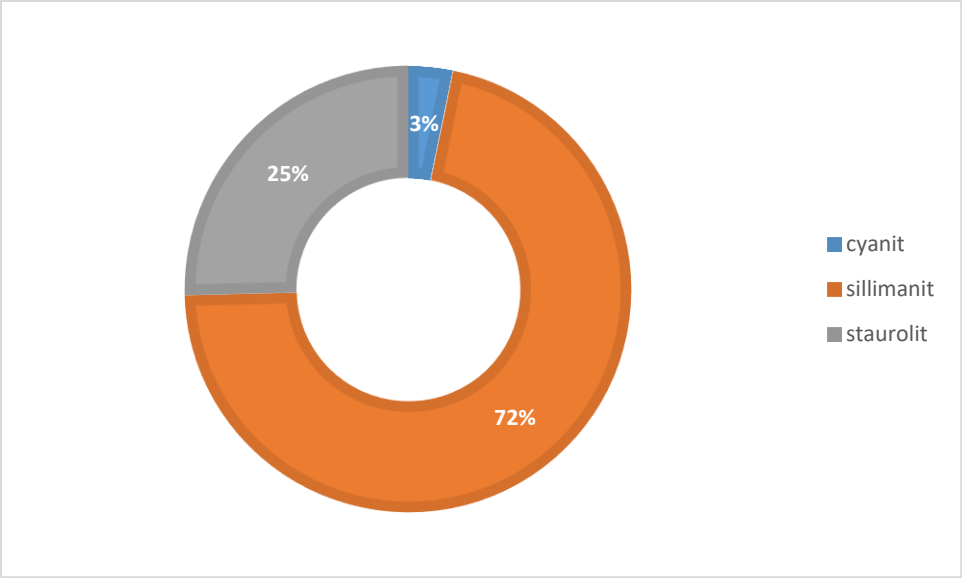


Fig 7.8. Udział minerałów ciśnieniowych w zbadanych fazach.

Minerały akcesoryczne reprezentowane są głównie przez apatyt oraz towarzyszące w skałach cyrkony i węglany. Apatyt często zawiera domieszki fluoru w sporadycznych przypadkach jest to chlor. Cyrkony w omawianych skałach często posiadają zonalną budowę zaś węglany reprezentowane są głownie przez kalcyt. Widoczny jest on także pod mikroskopem w postaci drobnych wpryśnięć pomiędzy minerałami leukokratycznymi. Zbadane ziarna węglanów pochodzą z granitoidów i granitognejsów (próbki: 08aMSK18 i 26-1MSK18). W wielu próbkach stwierdzono także obecność grafitu. Agregaty grafitu występują w postaci rozproszonej lub zwartej w granitognejsach pomiędzy minerałami leukokratycznymi.

Minerałom akcesorycznym towarzyszą licznie reprezentowane minerały rudne. Najczęściej jest to magnetyt i ilmenit, które razem wzięte stanowią 40% wszystkich minerałów rudnych. Obok nich często pojawia się także pirotyn (30% wszystkich zbadanych minerałów rudnych), fig 7.9.

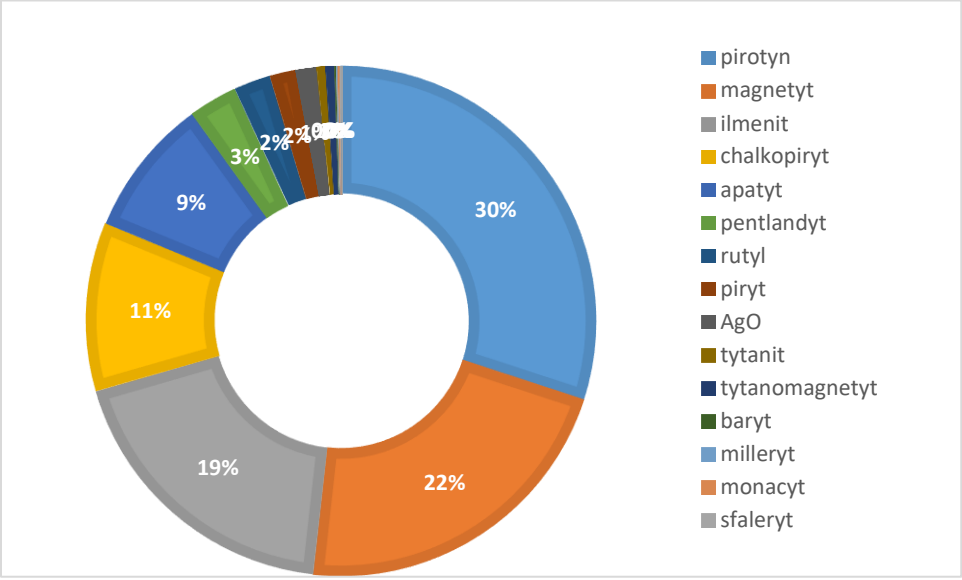


Fig 7.9. Wykres ukazujący stosunek procentowy zbadanych minerałów rudnych.

Analizując rozkład minerałów rudnych w odniesieniu do skał można stwierdzić iż w gnejsach i granitognejsach dominuje pirotyn któremu towarzyszy chalkopiryt i pentlandyt a także rutyl, magnetyt i ilmenit.

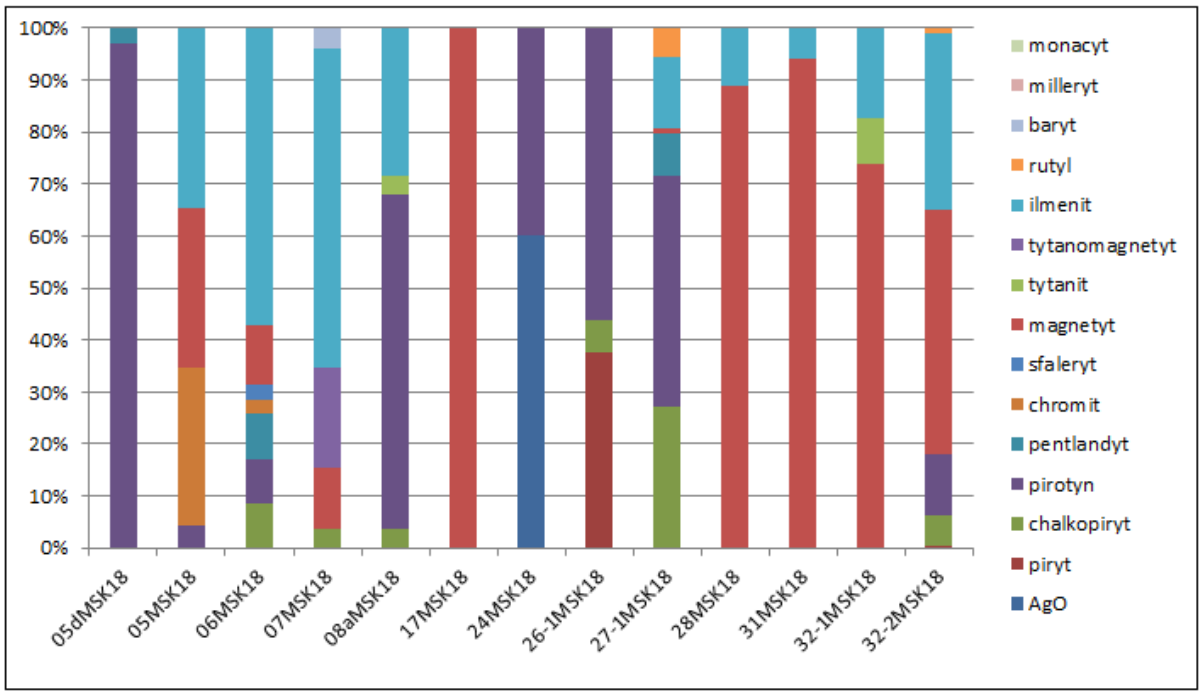


Fig. 7.10 Częstość minerałów rudnych w rozbiciu na poszczególne próbki skał.

Ilmenit i magnetyt występują także w dajkach dolerytowych zaś w piroksenicie stwierdzono pirotyn i AgO. Minerały te pojawiają się także w ksenolitach gdzie także stwierdzono siarczki takie jak chalkopiryt, piryt i pirotyn oraz magnetyt i ilmenit (fig 7.10).

7.2. REGION OLENIEGORSKA

Próbki z Oleniegorska zostały pobrane z kamieniołomów i hałd znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie drogi Murmańsk-Petersburg. Zebrano tam próbki żelazistych kwarcytów oraz skał towarzyszących, których wyniki mikroanalizy przedstawiono poniżej. Ogółem przeprowadzono 1269 analiz w 14 próbkach.

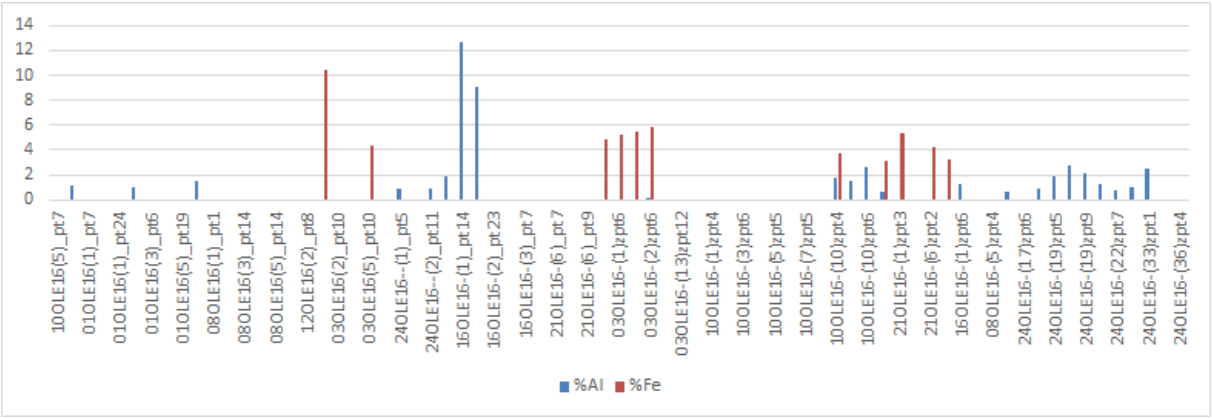


Fig 7.11. Domieszki żelaza i glinu w stwierdzone w wyniku badań w mikroobszarze.

Badania kwarcu wykazały pewne domieszki glinu i żelaza w jego strukturze (fig 7.11). Udział tych domieszek zwykle nie przekracza kilku procent wagowych. Analiza kryształów leukokratycznych wykazała iż w omawianych próbach występuje kwarc, plagioklazy a niekiedy także skaleń potasowy. Badania plagioklazów wykazują iż udział poszczególnych typów tych skaleni jest zróżnicowany (fig 7.12). Dominuje skaleń potasowy oraz albit a także labrador.

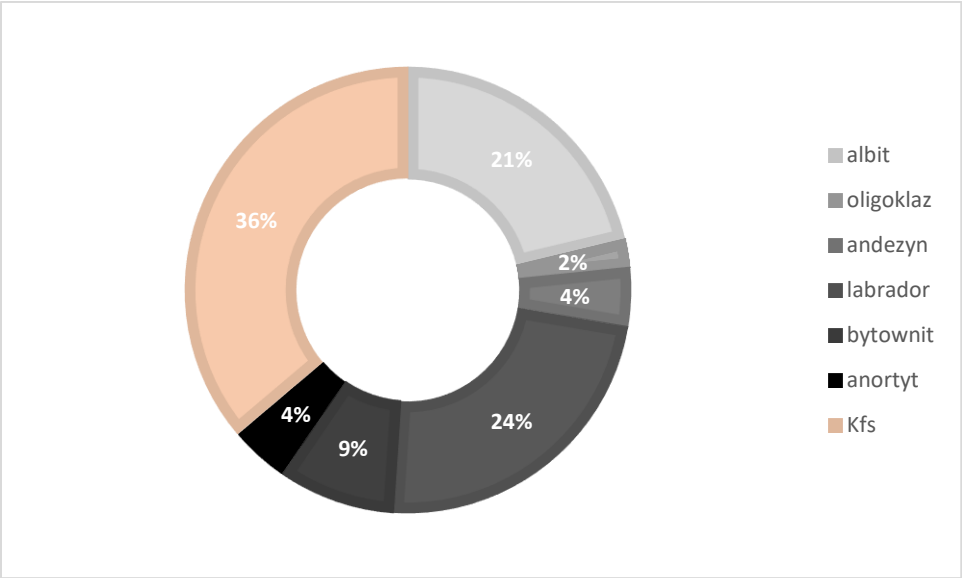


Fig. 7.12 Udział procentowy typu zbadanych skaleni.

Szczegółowe analizy wykazały jednak iż rozkład skaleni koreluje się z typem badanych skał (fig 7.12).

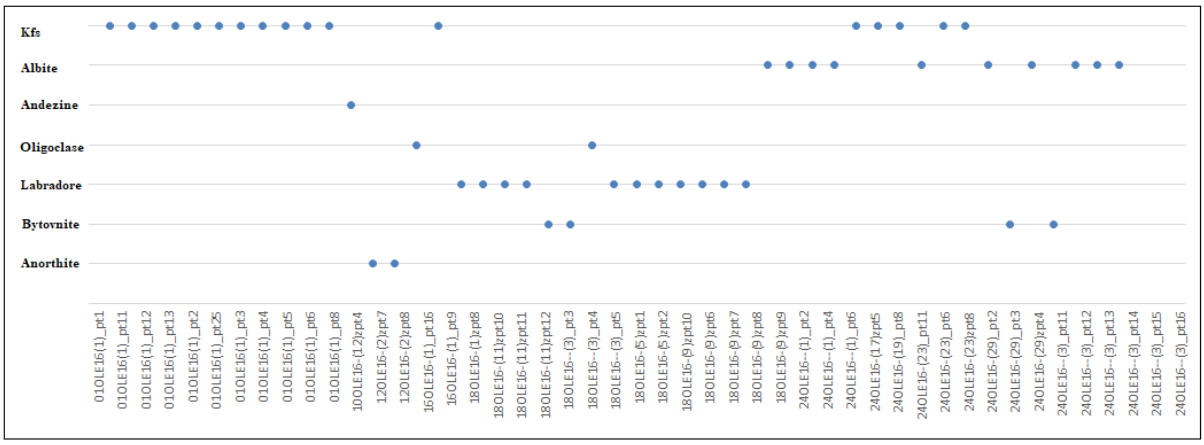


Fig 7.13. Rozkład typu skalenia w zależności od badanej próby.

Skaleń potasowy pojawia się w żelazistych kwarcytach (próba 01OLE16) oraz metaanortozycie (24OLE16). Albit występuje wyłącznie metaanortozycie w którym stwierdzono także domieszki bytownitu. Może to świadczyć o metasomatozie tej skały. Labrador stawierdzono w gabronorycie (18OLE16). Pozostałe plagioklazy stwierdzono także w próbkach łupków kwarcowo-żelazistych (10OLE16) i kataklazycie (12OLE16). W przypadku mik stwierdzono głównie flogopit z niewielką domieszką paragsytu występujących głównie w żelazistych kwarcytach (05OLE16, 10OLE16, 16OLE16) a także w gabronorycie (18OLE16), jak i w metaanortozycie (24OLE16), fig. 7.14.

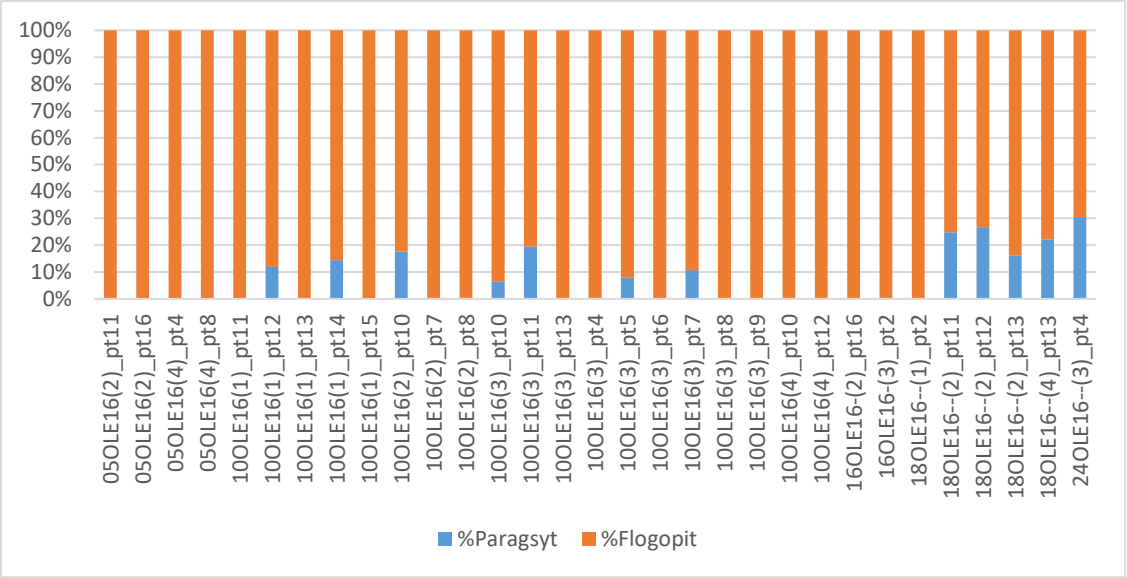


Fig. 7.14. Typ jasnych mik zbadanych w analizowanych skałach.

Obok jasnych mik pojawia się biotyt, który występuje głównie w kwarcytach żelazistych (05OLE16) oraz metaanortozycie (24Ole16). Niewielkie domieszki biotytu stwierdzono także w próbkach kwarcytów (10OLE16, 16OLE16) oraz gabronorytu (18OLE16). Analizując pirokseny w omawianych skałach można stwierdzić iż z ortopiroksenów dominuje ferrohipersten zaś z klinopiroksenów hedenbergit z domieszką diopsydu i augitu (fig 7.15).

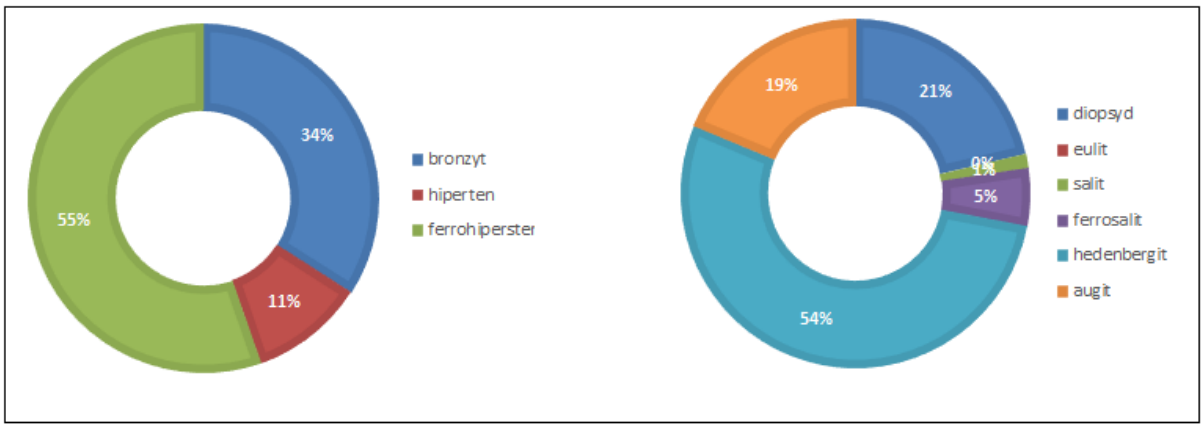


Fig 7.15. Typ ortopiroksenu (po lewej) oraz klinopiroksenu (po prawej).

Analiza szczegółowa omawianych skał pozwala stwierdzić iż z pośród ortopiroksenów ferrohipersten dominuje we wszystkich badanych skałach po za jedną próbką kwarcytu (08OLE16) oraz gabronorytu (18Ole16) gdzie dominującą fazą jest bronzyt. Z pośród klinopiroksenów hedenbergit dominuje w żelazistych kwarcytach (po za próbą 08Ole16) także w piroksenowo-granatowej skale (07OLE16), zaś augit dominuje w gabronorycie (18OLE24). W przypadku amfiboli analiza wskazuje iż dominująca cząsteczką jest kumingtonit, który występuje w ponad połowie omawianych skał (fig 7.16). Stosunkowo często pojawia się także paragsyt oraz tremolit.

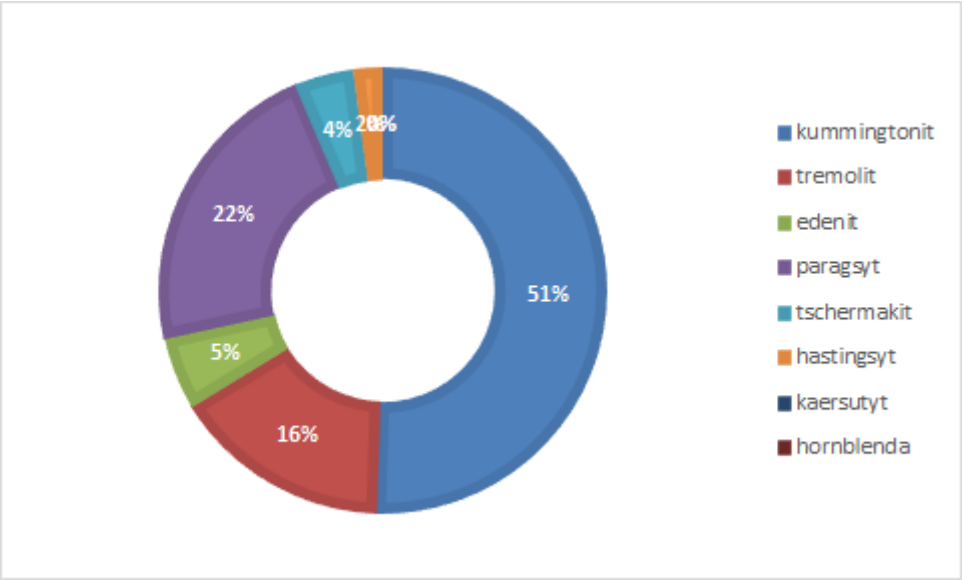


Fig 7. 16. Wykres ukazujący występowanie dominującej cząsteczki w badanych amfibolach.

Badania szczegółowe wykazały iż udział poszczególnych cząsteczek w badanych amfibolach jest zmienny jednak zgodny z powyższym trendem. Omawiane amfibole pojawiają się we wszystkich skałach gdzie zostały one stwierdzone. Nie występują w gabronorycie i metaanortozycie. Ponadto w próbce 10Ole24 stwierdzono niewielką domieszkę kordierytu. W przypadku towarzyszących tym minerałom granatów można stwierdzić iż dominuje w nich cząsteczka almandynowo –andradytowa. W wielu próbkach skał granaty wykazują budowę zonalną i w częściach wewnętrznych pojawia się także znaczny udział cząsteczki piropowej ale występują także ziarna wzbogacone w cząsteczkę grossularową (fig 7.17).

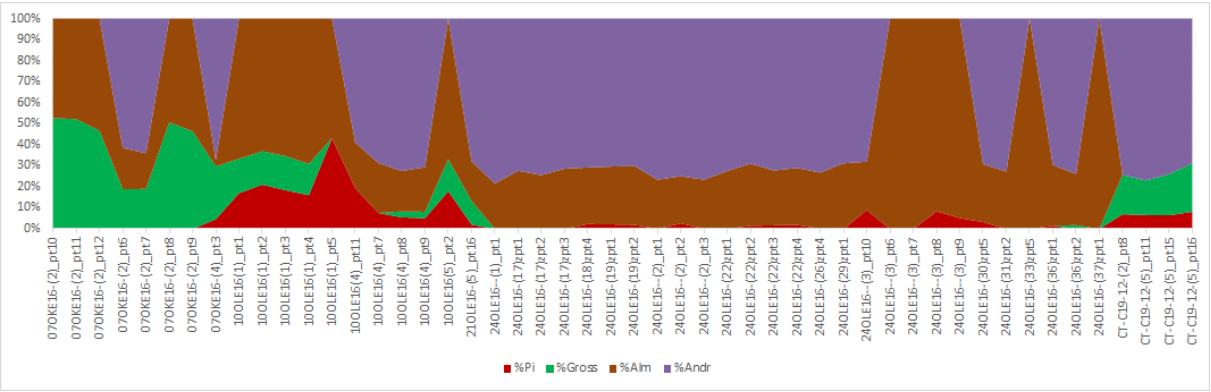


Fig 7.17. Udział cząsteczek granatów w analizowanych minerałach.

Z pośród minerałów akcesorycznych występuje cyrkon oraz fluoroapatyt. W próbce amfibolitu (CT-C19-1) stwierdzono także niewielką domieszkę fluorytu. W omawianych skałach występują także węglany. Analiza szczegółowa wykazała iż w omawianych kwarcytach dominuje kalcyt z domieszką dolomitu (magnezytu) oraz syderytu (fig 7.18).

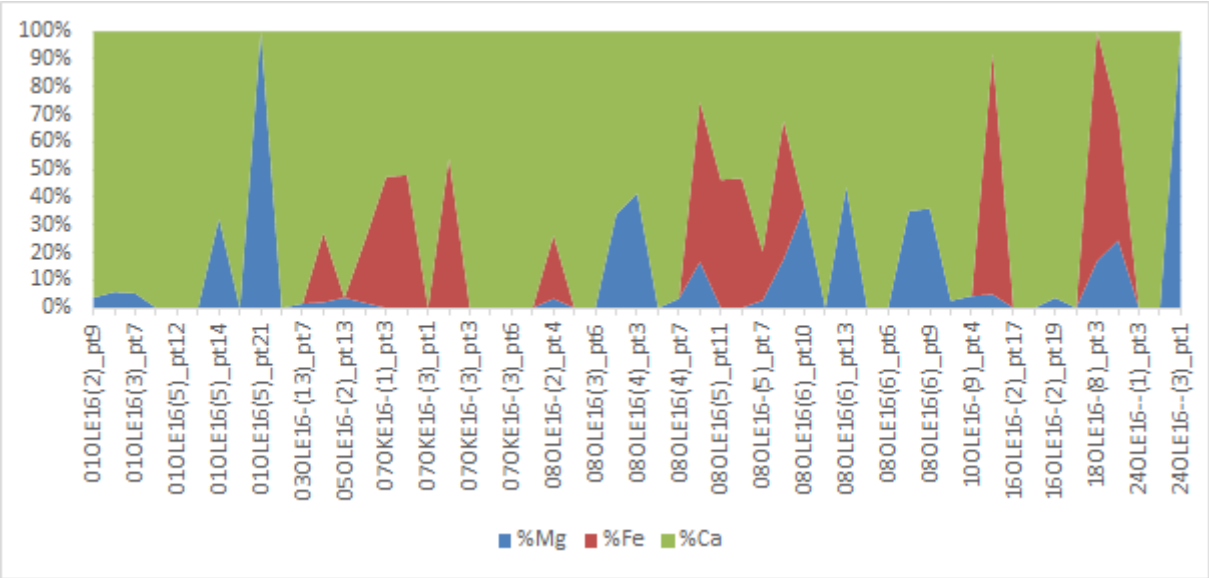


Fig 7.18. Wyniki analiz węglanów w omawianych skałach.

Oprócz wyżej wymienionych minerałów w omawianych skałach występują licznie fazy rudne. Oprócz magnetytu stwierdzono także tytanomagnetyt a także liczne siarczki. Pełna lista minerałów występujących w omawianych skałach wygląda następująco: srebro rodzime, Empressyt (AgTe), argentyt, bastnezyt, BiO, BiPbO, bizmutynit, CdPbO, CeThCO, chalkopiryt, chromit, CoAsArTeS, galena, hematyt, ilmenit, kasyteryt, kupryt, magnetyt, NbFeO, NbO, NbTaO, PbO, pirotyn, piryt, Rh Piryt, RhAgS, sfaleryt, TeBi, ThNdO, thorianit, Ti magnetyt, tytanit, UPbO, uraninit, wolframit, ZnCuFeS.

W przypadku szczegółowych analiz w rozbiciu na poszczególne próby stwierdzono pewne zależności. W skałach formacji Bif dominuje magnetyt, któremu towarzyszy pirotyn, wolframit, sfaleryt, UPbO (fig 7.19). W przypadku próbki CT pojawia się także tlenek bizmutu.

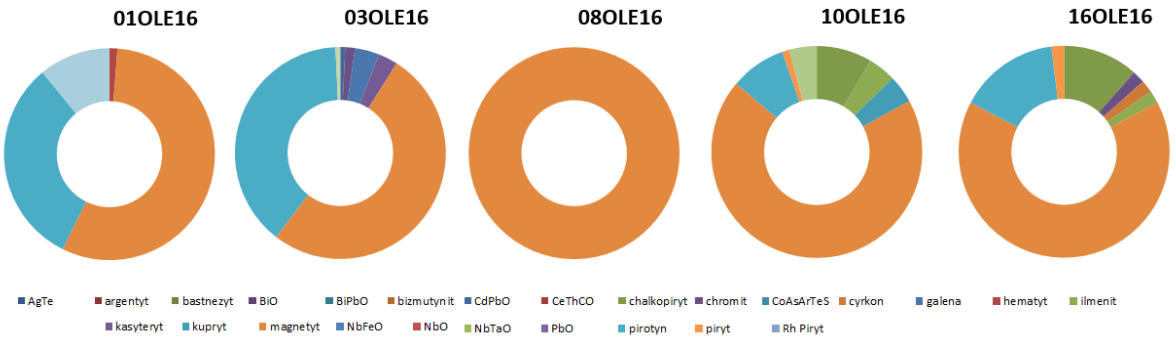


Fig. 7.19. Proporcje minerałów rudnych w skałach formacji BiF.

Zbadane próbki masywnych siarczków posiadają znacznie więcej różnorodnych minerałów. Dominuje w nich pirotyn oraz magnetyt ale pojawia się także piryt, ilmenit, AgTe, bastnezyt, piryt z domieszką rodu, RhAgS, sfaleryt, TeBi, torianit (fig 7.20).

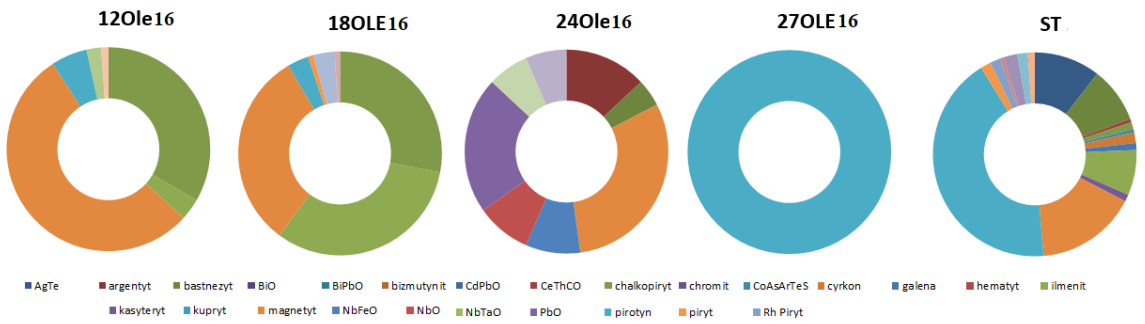


Fig. 7.20. Proporcje minerałów rudnych w siarczkach.

W przypadku skał pozostałych (łupka 12OLE16), gabronorytu (18OLE16), metaanortozytu (24OLE16) stwierdzono: w łupku magnetyt, któremu towarzyszy chalkopiryt, a także w mniejszych ilościach ilmenit, pirotyn, sfaleryt oraz ZnCuFeS (fig 7.21).

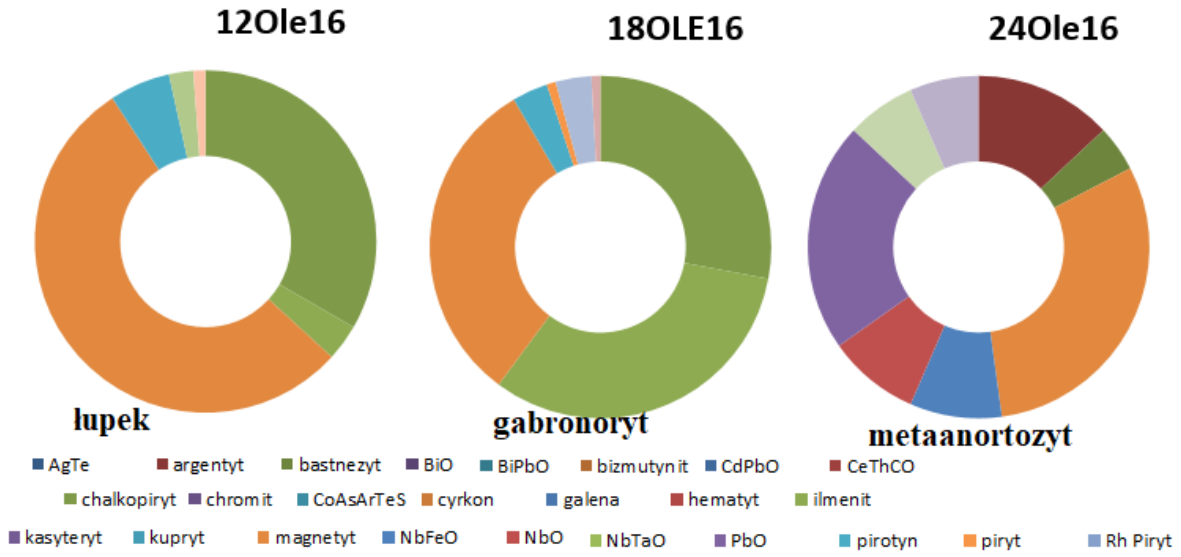


Fig. 7.21. Proporcje minerałów rudnych w łupkach, gabronorycie i metaanortozycie.

W próbce gabronorytu stwierdzono magnetyt, ilmenit i chalkopiryt oraz mniejsze domieszki pirotynu, pirytu, tytanomagnetytu i tytanitu. W próbce metaanortozytu stwierdzono magnetyt, PbO, a także domieszki argentytu, bastnezytu, NbO, NbFeO, uraninitu oraz UPbO. W próbkach kwarcytów żelazistych ustalono także występowanie niewielkich inkluzji złota oraz elektrum.

7.3. Dyskusja

W zbadanych skałach występuje pewna różnorodność minerałów. W wyniku analiz stwierdzono następujące minerały: skalenie reprezentuje ortoklaz, albit, oligoklaz, labrador, bytownit. Razem z nimi występuje kwarc oraz minerały femiczne takie jak biotyt, rzadziej flogopit, diopsyd, hornblenda, chloryt, epidot, którym towarzyszą liczne minerały akcesoryczne takie jak granaty (piropowo -almandynowe niekiedy andradytowe), dwa rodzaje apatytu w tym bogaty w ziemie rzadkie grupy cerowej, cyrkony oraz liczne minerały rudne takie jak magnetyt, ilmenit, rutyl, tytanit, piryt, chalkopiryt, chromit, pentlandyt, galena a

także baryt i sillimanit. Skały te stanowią zróżnicowany kompleks skał z widocznymi zafałdowaniami, uskokami, migmatytyzacją oraz licznymi procesami wtórnymi związanymi między innymi z obecnością licznych żył częściowo także zmetamorfizowanych o składzie od hiperbazytowego i bazytowego po granitoidowy i pegmatytowy.

W gnejsach tych występuje kilka asocjacji mineralnych. Najstarsze reprezentowana jest przez kwarc, zasadowe plagioklazy (takie jak bytownit stwierdzony w próbce 02Mu15), diopsyd oraz minerały rudne. Są to odpowiednio chromit, ilmenit (02Mu15), pentlandyt (01cMu15) oraz cyrkony i być może rutyl. Minerałom tym towarzyszą asocjacje wtórne takie jak granaty z udziałem cząsteczki piropowej oraz almandynowo-andradytowej, ilmenit, magnetyt, tytanit, hornblenda zwyczajna, biotyt tytanowy. Asocjacja ta świadczy prawdopodobnie o facji amfibolitowej metamorfizmu tych skał. Niewykluczone iż część z tych faz mogła tez powstać w trakcie migmatyzacji tych skał która przynajmniej wśród niektórych z nich musiała zachodzić. Nie wykluczone iż zanim doszło do tej fazy metamorfizmu w skałach mogły występować różnorodne procesy pomagmowe i wtórne. Być może w tym czasie też w skałach pojawił się apatyt. Minerał ten występuje najczęściej jako apatyt węglanowy niekiedy z domieszką fluoru lub chloru. Kolejnym etapem były procesy wysokociśnieniowego metamorfizmu dynamicznego związanego z oddziaływaniem uskoków. W wyniku tych procesów doszło do intensywnego kruszenia składników skały, powstawania stref poślizgu a także krystalizacji minerałów cisnieniolubnych takich jak staurolit. Skutki tego procesu są szczególnie dobrze widoczne w strefach sąsiadujących z Kolskim Zalewem, gdzie skały były intensywnie przemieszczane w trakcie tworzenia się rozłamu, który prawdopodobnie biegnie w dnie zalewu (zapewne jest tez o wiele starszy od niego). W wielu skałach zaznaczyły się także etapy procesów późniejszych. Skały te stanowią kompleks różnorodnych gnejsów, w których ilość minerałów ciemnych ulega zróżnicowaniu a ponadto są one poprzecinane różnymi utworami o charakterze żyłowym. Są to spotykane amfibolity oraz łupki chlorytowo-mikowe, których protolitem mogły być bazytowe i hiperbazytowe skały. Z tymi utworami są ściśle związane asocjacje minerałów rudnych takich jak magnetyt, ilmenit. Z kolei w innych miejscach skały te są poprzecinane żyłami o charakterze granitoidowym, pegmatytowym powodując krystalizację asocjacji zbudowanej z takich minerałów jak albit, oligoklaz, skaleń potasowy, flogopit. W wielu skałach znajduje się minerały związane z oddziaływaniem procesów hydrotermalnych korespondujących z powszechnie występującymi na płw. kolskim skałami alkalicznymi. Z tym etapem można łączyć występowanie apatytu cerowo-samarowo-neodymowego, barytu, galeny a nawet niewielkich domieszek srebra (próbka 74Mu00). Minerały te spotykane są w różnych proporcjach we wszystkich zbadanych skałach. Najmłodsze procesy związane są z wietrzeniem tych skał i przyczyniają się do rozkładu niektórych minerałów, utleniania się faz rudnych oraz kruszenia się skał w strefach przypowierzchniowych. Ilość tych procesów w badanych skałach jest bardzo duża co wynika z ich wieku oraz położenia w strefie granicznej pomiędzy blokiem kolskim a leżącą stosunkowo niedaleko strefą bloku murmańska.

7.4. Wnioski

Zbadane próbki skał to głównie gnejsy mikowo-granatowe z plagioklazami, kwarcem niekiedy także sillimanitem oraz szeregiem minerałów akcesorycznych. W próbkach tych szczególnie interesujące są liczne procesy wtórne. Wskazują na nie granaty będące w efekcie roztworem stałym zbudowanym z różnego udziału poszczególnych cząsteczek,

prawdopodobnie związanych z krystalizacją w różnych warunkach. Obecne liczne fazy takie jak pirokseny, amfibole, łyszczyki wskazują na procesy zastępowania minerałów maficznych w wyniku różnych stadiów metamorfizmu skały. Szczególnie interesujące są minerały akcesoryczne w których można wyróżnić liczne rodzaje siarczków w tym piryt, galenę, oraz baryt a także kilka generacji apatytów. W skale występują zarówno zwyczajne apatyty jak i minerały bogate w pierwiastki grupy cerowej. Te ostatnie wskazują na kontaminacje fluidów związana zapewne z procesami hydrotermalnymi, towarzyszącymi licznym alkalicznym intruzjom towarzyszącym w tym regionie skał. W skałach tych widoczne są także liczne procesy kinematyczne o charakterze dysjunktywnym oraz częściowo plastycznym. Podkreślone są one przez struktury wrzecionoblastów, a także wciski, strefy poślizgowe jak i mikrofleksuralne podkreślone przez łyszczyki i staurolit. Struktury te obecne są przede wszystkim w strefach uskokowych rozłamów towarzyszących Kolskiemu zalewowi, które w trakcie powstawania zapewne wywarły wpływ na otaczające skały. Obecność tych procesów oraz licznych żył przecinających niniejsze skały wskazuje na zaawansowane procesy mobilności tego regionu w trakcie jego rozbudowanej historii istnienia.

8. Geochemiczny aspekt badanych masywów.

8.1. REJON MURMAŃSKA

Badaniom geochemicznym zostały poddane wszystkie preparaty skał Murmańska, które posiadają swoje zgłady. Rezultaty przeprowadzonych badań geochemicznych z użyciem techniki XRF są przedstawione poniżej. W diagramie na Fig 8.1. zostały zilustrowane proporcje pierwiastków głównych które zmierzono w poszczególnych preparatach próbek skał. Wykonane badania geochemiczne skał zostały przeprowadzone w celu potwierdzenia ich występowania w spodziewanych proporcjach, odpowiadających analizom w mikroobszarze. W dalszej części niniejszego rozdziału znajdują się wyniki analiz prób na zawartość metali śladowych, zilustrowanych w osobnym diagramie (Fig 8.7-6.12). Wyniki otrzymanych w ten sposób analiz są opisane poniżej. Na diagramach 6.1-6.6. zaznaczone są proporcje pierwiastków głównych. Ich analiza wskazuje iż zawartość krzemionki w omawianych skałach jest mniej więcej podobna, z nieco większą zawartością w próbkach granitognejsów (08aMSK18 17 MSK18, 27 MSK18, 28 MSK18) oraz znacznie mniejszym udziałem w przypadku ksenolitu piroksenitowego (31MSK18).

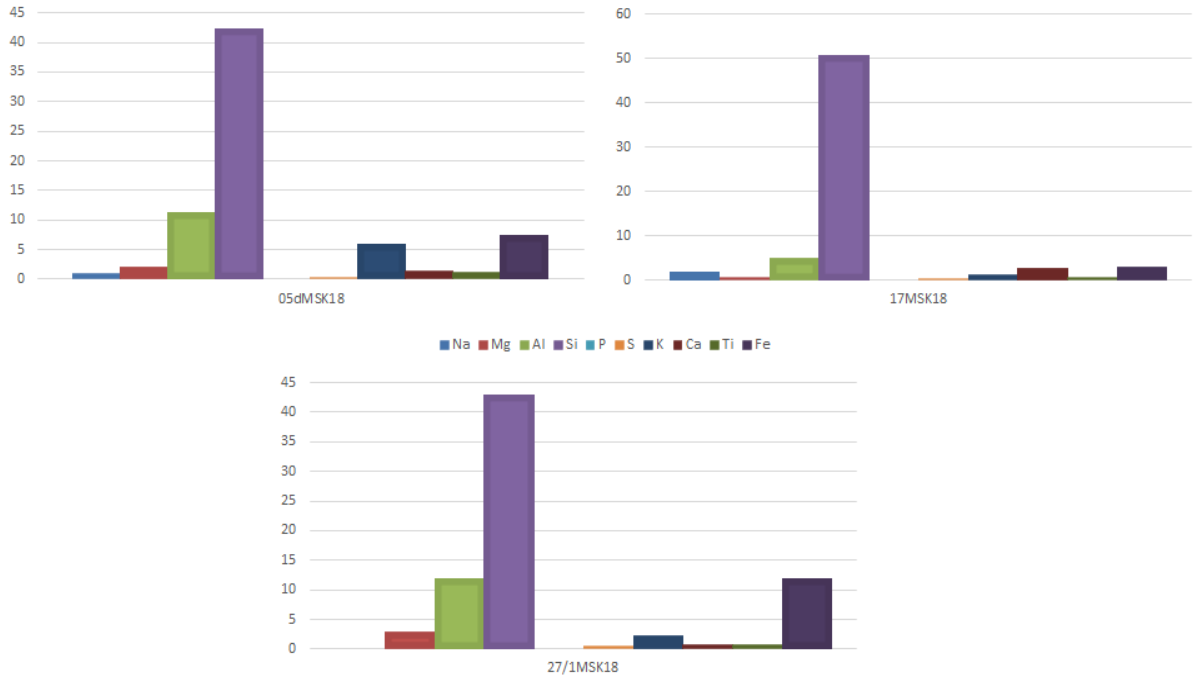


Fig 8.1. Diagramy zawartości pierwiastków głównych w gnejsach.

W przypadku zawartości glinu proporcje się odwracają. W skałach gnejsowych, szczególnie zawierających granaty ilość tego pierwiastka jest wyższa niż w granitoidach. W

przypadku wapnia i żelaza ich zawartość jest znacznie większa w gnejsach i ksenolitach gdzie występują granaty lub pirokseny. Analizując zawartość potasu można stwierdzić iż najwięcej pojawia się go w próbkach zawierających miki takich jak doleryt (05MSK18) oraz granitognejsy (27-1MSK18) gdzie występują także skalenie potasowe. W niektórych próbkach skał pojawia się także sód. Przykładem są granitoidy (próbka 08aMSK18) i granitognejsy (17MSK18, 28MSK18). Z kolei obecność sodu w takich próbkach jak ksenolity (31MSK18) może być związana z procesami metasomatycznymi. W przypadku fosforu jego pewną zawartość stwierdzono w ksenolicie piroksenitowym (32/2MSK18). W przypadku siarki jej zawartość w znaczącym stopniu stwierdzono w gnejsach, gdzie tworzy ona niewielkie siarczkowe inkluzje ((27-1MSK18 i 08aMSK18). W podobnych proporcjach występuje także zawartość chloru. W przypadku zawartości tytanu jego znaczące ilości występują w próbce dolerytu (05dMSK18) gdzie tworzy on fazy ilmenitowe z magnetytem oraz w próbkach piroksenitu (24-1MSK18) i ksenolitu piroksenitowego (32-2MSK18).

Szczegółowe analizy wskazują iż w przypadku gnejsów (Fig 8.1) stosunkowo wysoka jest zawartość krzemu, który wchodzi w skład większości znajdujących się tam minerałów a przede wszystkim kwarcu. Wysoka zawartość glinu jest związana z granatami a w mniejszym stopniu ze skaleniami o czym świadczy znacznie niższy udział potasu i wapnia. W omawianych próbkach odnotowuje się też znaczący udział żelaza co można tłumaczyć zarówno minerałami femicznymi jak i pewną zawartością faz rudnych (tlenków).

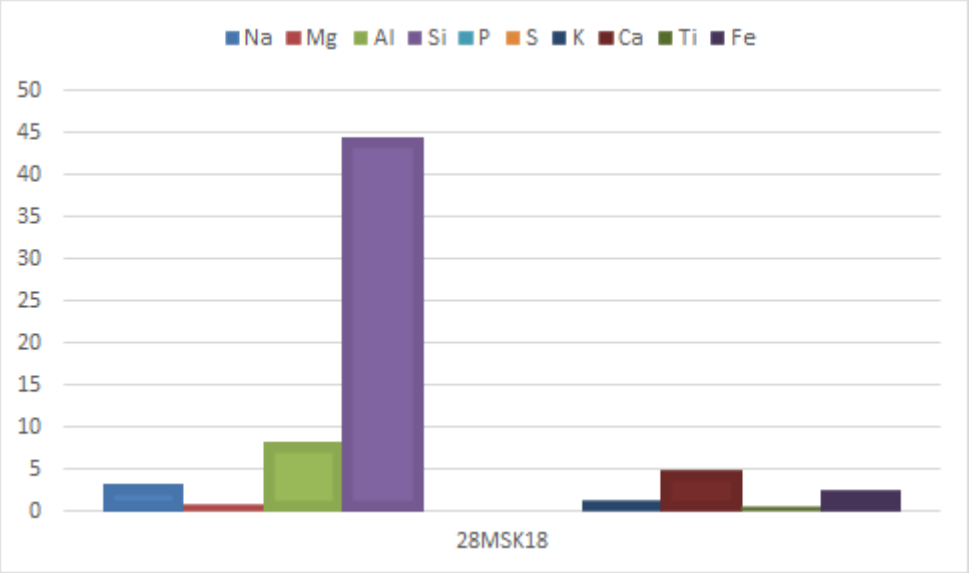


Fig 8.2. Diagram zawartości pierwiastków głównych w granitognejsie.

W przypadku granitognejsów można zauważyć podobną tendencję z pewnym udziałem potasu i wapnia chodzących w skład skaleni. Determinuje to także nieco niższy udział glinu w omawianych skałach. Udział żelaza jest znacznie niższy niż w gnejsach co można tłumaczyć także znacznie mniejszym udziałem minerałów femicznych (Fig 8.2)

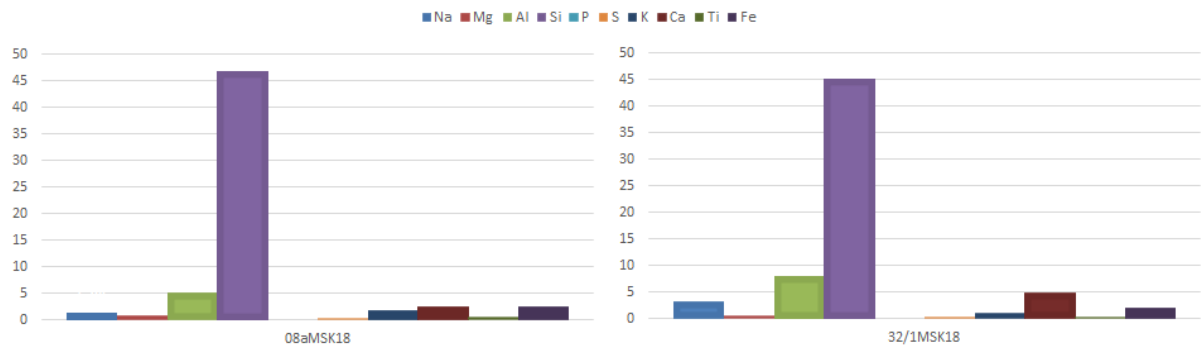


Fig 8.3. Diagramy zawartości pierwiastków głównych w granitoidach.

W przypadku granitoidów (granodiorytów) udział glinu jest także niższy niż w gnejsach, bowiem tu także jest mniej granatów a występujące tu w niewielkiej ilości ortopirokseny determinują także mniejszy udział żelaza i magnezu. Uwidoczniona pewna zawartość wapnia i potasu, świadczy iż część glinu zapewne chodzi w strukturę glinokrzemianów tych pierwiastków (skalenie, Fig 8.3). W przypadku tnących omawiane skały dajek dolerytowych zaznacza się w nich znacznie wyższa zawartość żelaza, który tworzy fazy tlenkowe w omawianych skałach (Fig 8.4) uwidacznia się też podwyższona zawartość potasu (plagioklazy) oraz magnezu (pirokseny).

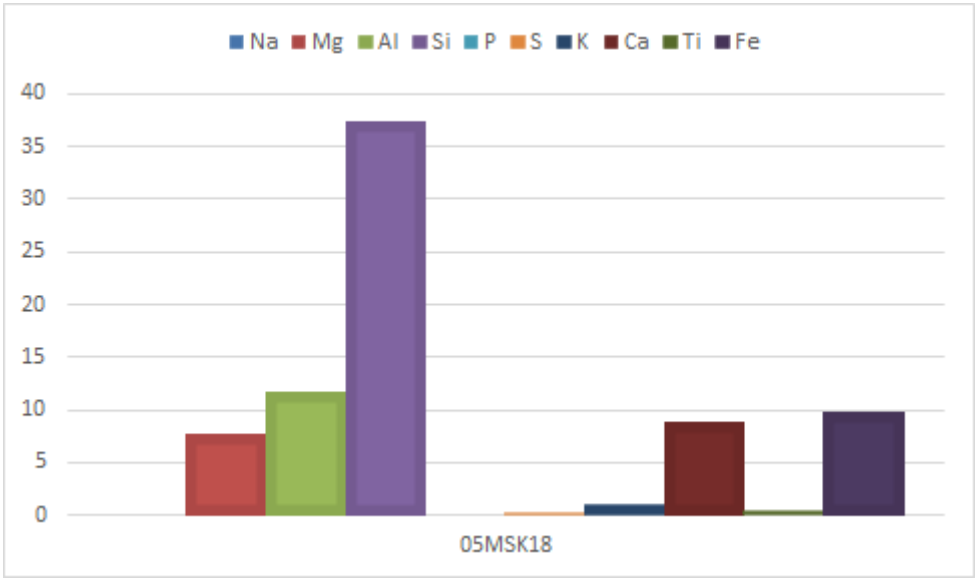


Fig 8.4. Diagram zawartości pierwiastków głównych w dolerycie.

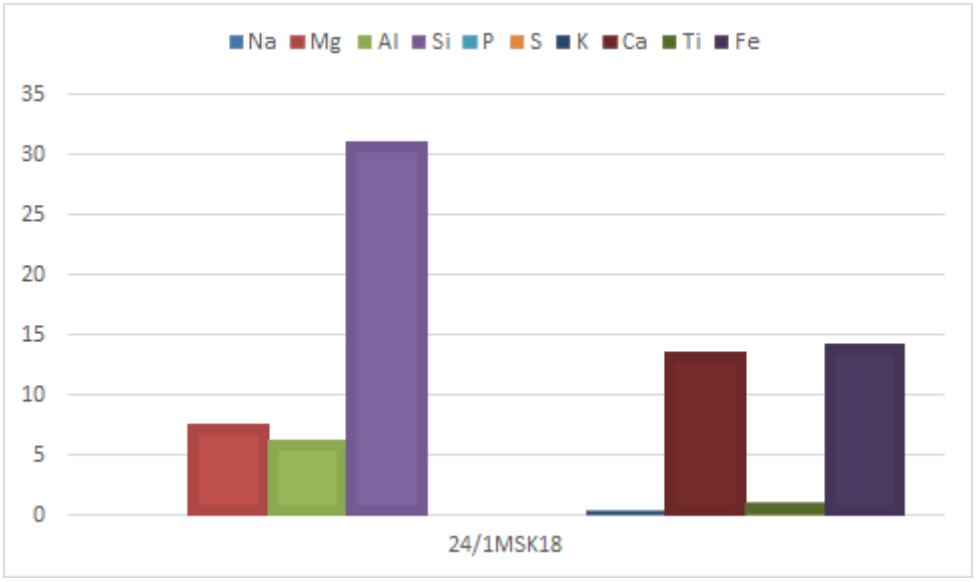


Fig 8.5. Diagram zawartości pierwiastków głównych w piroksenicie.

Podobna sytuacja jest w przypadku zamfibolizowanego piroksenitu, gdzie także uwidacznia się dużą zawartość żelaza i wapnia (Fig 8.5) a także magnezu.

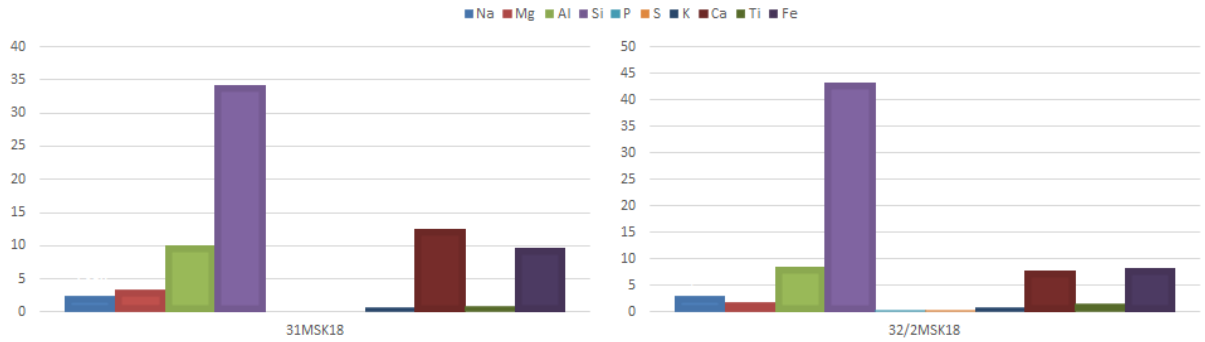


Fig 8.6 Diagramy zawartości pierwiastków głównych w ksenolitach.

Analizując zawartość pierwiastków głównych w ksenolitach można zauważyć iż w omawianych skałach także uwidacznia się podwyższona zawartość żelaza wchodzącego w skład piroksenów oraz tworzącego fazy tlenkowe w skałach a także wapnia, będącego składnikiem plagioklazów (Fig 8.6). Zaznacza się także pewien udział magnezu (także wchodzącego w skład piroksenów) oraz sodu (plagioklazy).

W przypadku pierwiastków śladowych wykonane analizy zilustrowane na diagramach poniżej (Fig 8.7-6.12) wskazują iż zawartość metali śladowych w omawianych próbkach jest bardzo zmienna.

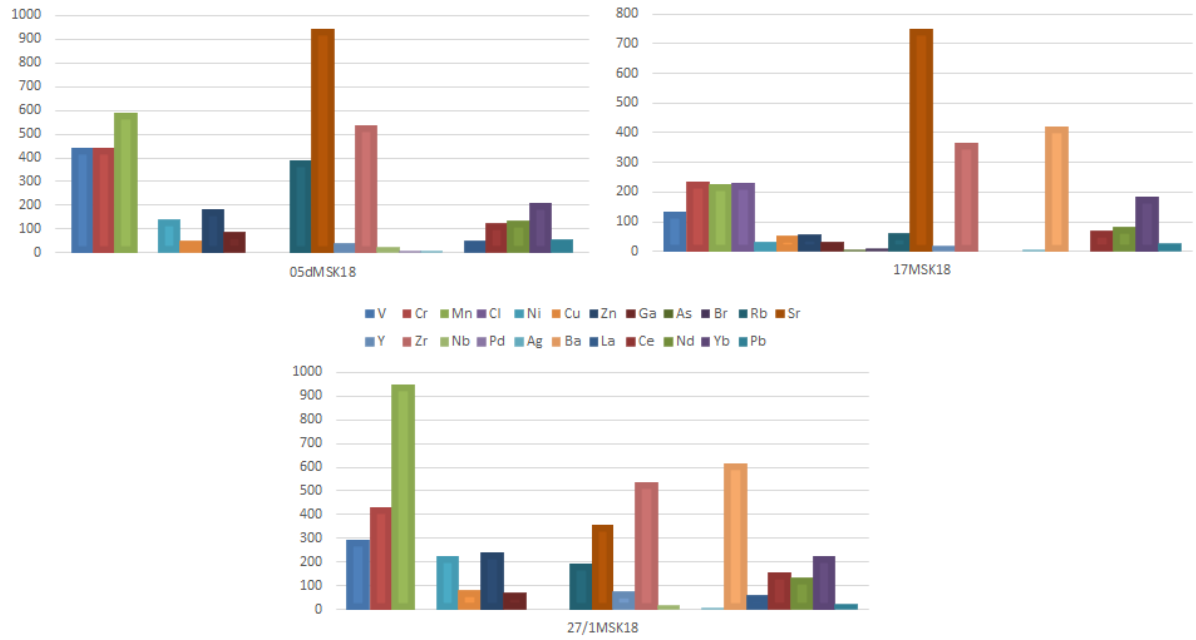


Fig 8.7. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w gnejsach.

W przypadku wanadu największa jego ilość została stwierdzona w gnejsach, piroksenicie, ksenolitach, gdzie także występują tlenki żelaza (magnetyt), najmniej z kolei w granitoidzie. Z kolei mangan występuje prawie we wszystkich próbkach skał choć największe jego ilości stwierdzono w dolerycie, ksenolitach a najmniejsze w granitoidzie. Chlor stwierdzono w granitoidzie oraz gnejsach (gdzie współwystępuje z fosforanami), zaś nikiel w dolerycie oraz ksenolicie i gnejsach gdzie tworzy siarczki. W omawianych już gnejsach stwierdzono także niewielki udział palladu oraz srebra. Srebro występuje także w innych omawianych skałach podobnie jak cynk, ołów i miedź. Ich największe koncentracje także występują w gnejsach (Fig 8.7-6.12). W omawianych granitoidach i granitognejsach występuje także domieszka baru zaś itru w gnejsach. Zawartość cyrkonu największa jest także w gnejsach oraz ksenolitach tam także stwierdzono podwyższone wartości niobu i galu. Najwięcej arsenu stwierdzono w piroksenicie zaś rubidu i strontu także w gnejsach (oraz ksenolitach). Pierwiastki grupy cerowej (La, Ce, Nd) stwierdzono w piroksenicie oraz gnejsach. Szczegółowe analizy pierwiastków śladowych w zbadanych typach skał ukazane są poniżej. Jak wspominano już wcześniej a na wykresach na Fig 8.7. znajduje to potwierdzenie w omawianych gnejsach znajduje się duża ilość różnorodnych pierwiastków śladowych. Ich proporcje nieco się zmieniają w zależności od próby ale występowanie tak różnorodnych pierwiastków wskazuje iż skały te są produktem suprakrustalnym jak również jest to świadectwo różnorodnych procesów geochemicznych, które miały miejsce w omawianych skałach.

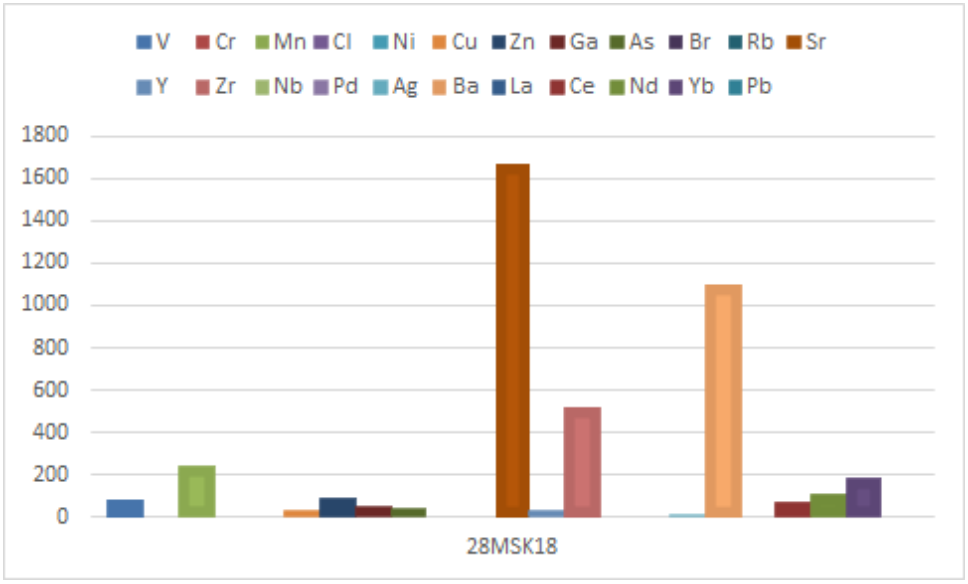


Fig 8.8. Diagram zawartości pierwiastków śladowych w granitognejsie.

Analizując zawartości pierwiastków śladowych w granitognejsach (Fig 8.8) można stwierdzić pewną zawartość w nich wanadu i manganu, choć niższą niż w omawianych powyżej gnejsach, zawartości miedzi, cynku, galu i arsenu są raczej symboliczne, dużo więcej jest strontu oraz cyrkonu, które można skorelować z większą alkalicznością omawianych skał w porównaniu do gnejsów.

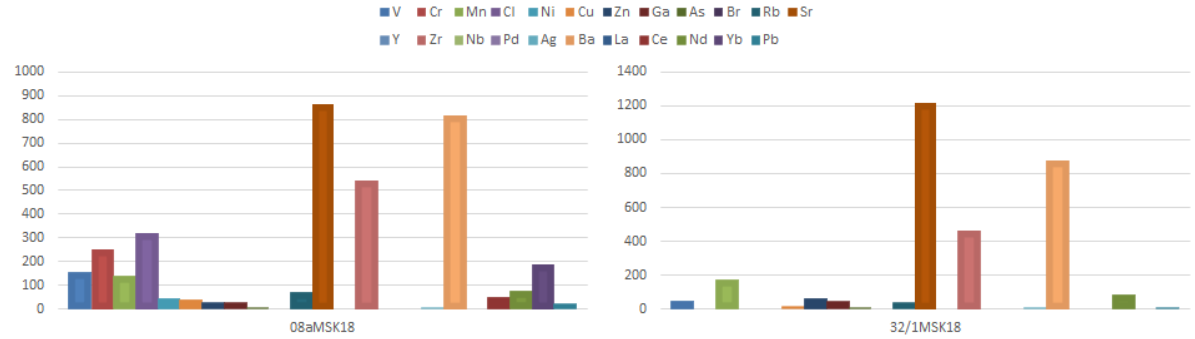


Fig 8.9. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w granitoidach.

Podwyższona zawartość baru może być korelowana z barowymi skaleniami, a domieszki ceru, neodymu i iterbu mogą mieć związek z licznymi intruzjami alkalicznymi znajdującymi się w omawianym regionie. W przypadku granitoidów (diagramy na fig. 6.9) można stwierdzić iż w omawianych skałach zawartość wanadu oraz manganu jest bardzo zmienna zaś chloru znacznie wyższa, co może korespondować z apatytem, który występuje w formie minerału akcesorycznego. Notuje się natomiast podwyższoną ilość takich pierwiastków jak stront, cyrkon oraz bar, które są charakterystyczne dla tego typu skał a także domieszki grupy cerowej, choć o znaczeniu marginalnym.

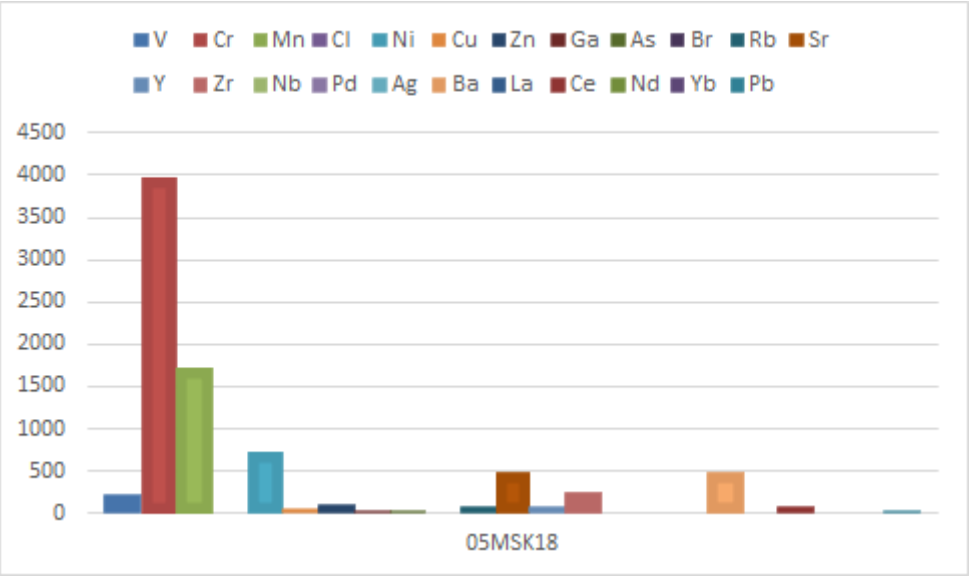


Fig 8.10. Diagram zawartości pierwiastków śladowych w dolerycie.

W przypadku dolerytu (Fig 8.10) stwierdzono podwyższone zawartości chromu, oraz dużą zawartość niklu co może być związane z charakterem tego rodzaju skał. Występowanie manganu może być związane z propagacją tego pierwiastka w strefach spękań. Podobnie układają się proporcje pierwiastków śladowych w zamfibolizowanym piroksenicie (Fig 8.11).

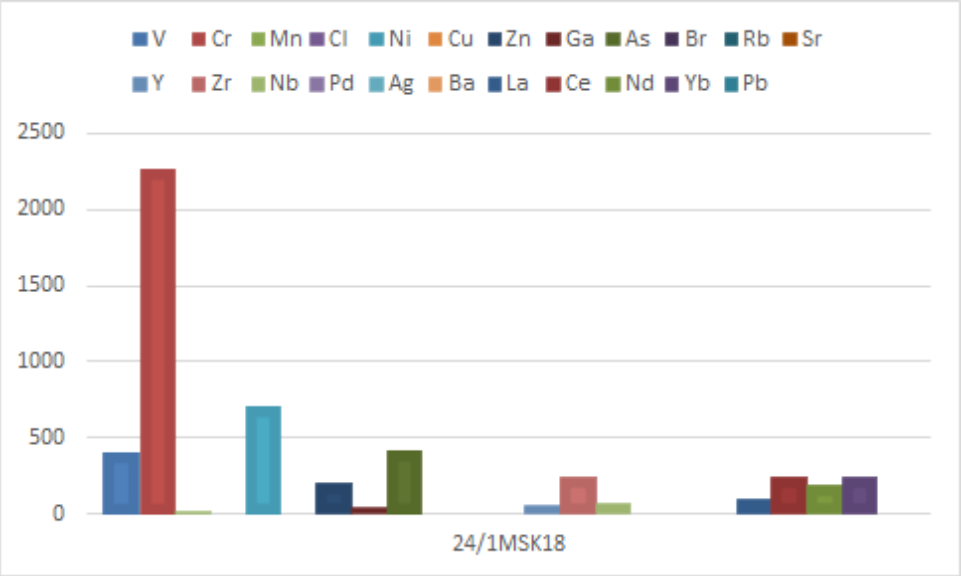


Fig 8.11. Diagram zawartości pierwiastków śladowych w piroksenicie.

Obserwacja powyższego diagramu wskazuje pewne podobieństwa w zawartości co w dolerycie. Uwidacznia się także wysoka zawartość chromu, niklu, a także cynku i arsenu co może świadczyć o procesach hydrotermalnych. Występuje także niewielka domieszka pierwiastków grupy cerowej, oraz iterbu a także niobu. Korelacja tych domieszkę może być związana z procesami magmatyzmu skał alkalicznych, które także przyczyniły się do pewnych zmian metasomatycznych, np. feldspatyzacji dolerytu. Niewykluczone iż zawartość iterbu oraz niobu jest pierwotna w omawianej skale, co może świadczyć o środowisku magmowym tego typu utworów żyłowych, zapewne także związanych z zasadowym i ultrazasadowym magmatyzmem w rejonie intruzji warstwowanych, które także

odpowiedzialne są za szereg rojów daje w omawianym terenie badań., o czym wskazują także badania Arzamasceva (Arzamascev i in. 2009).

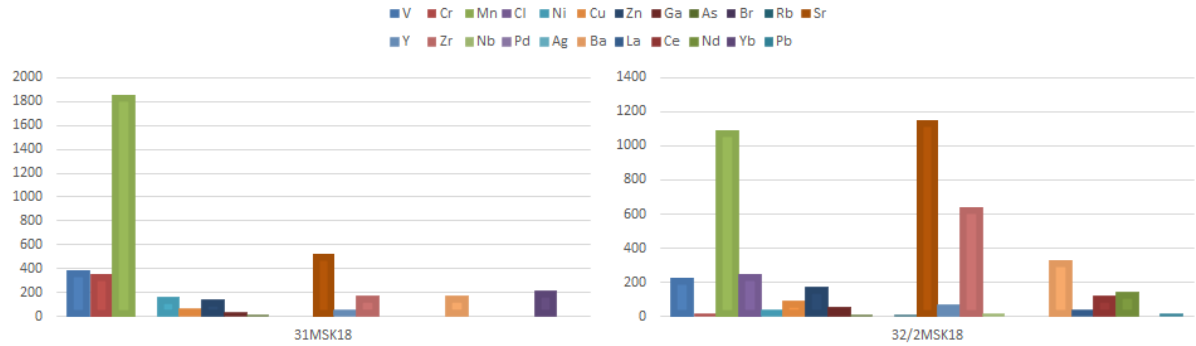


Fig 8.12. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w ksenolitach

Analizując diagramy zawartości pierwiastków śladowych w ksenolitach można stwierdzić iż występuje w nich znaczna zawartość manganu i wanadu, miedzi, cynku i galu, podobnie jak w gnejsach, chromu, niklu, podobnie jak w dolerytach i piroksenitach (Fig 8.12), strontu i cyrkonu, podobnie jak granodiorytach (skałach otaczających omawiane ksenolity, patrz próbka 32/1MSK na Fig 8.9). Występuje także domieszka baru (jak w granitoidach) oraz pierwiastków grupy cerowej. Prowadzi to do konkluzji iż omawiane ksenolity były poddane silnym czynnikom geochemicznym wynikającym z procesów anateksis w skałach otoczenia, które je wchłaniały co przyczyniło się do zatarcia odrębności geochemicznej omawianych ksenolitów. Świadczą o tym także obserwacje terenowe, gdzie uwidaczniają się nieostre granice tych ksenolitów ze skałami otoczenia oraz odkształcenia plastyczne jak i wypełnienie materiałem leukokratycznym o podobnym składzie co skały otoczenia.

8.2. REJON OLENIEGORSKA

Analizie XRF zostało poddane 13 próbek skał (zgłady-świadki). Ilustracja tych badań znajduje się poniżej na diagramach 6.13-6.26. Analiza zawartości pierwiastków głównych w omawianych skałach wskazuje iż we wszystkich analizowanych próbach pojawia się krzem, który wchodzi w skład kwarcu oraz innych minerałów femicznych. Obok krzemu występuje w znacznych proporcjach żelazo. Tworzy ono własne fazy rudne (magnetyt), siarczki jak i również stwierdzono jego udział w granatach, piroksenach oraz innych minerałach femicznych. Podobnie jest w przypadku magnezu, który także występuje w pewnych domieszkach w omawianych skałach występując w piroksenach (rzadziej w granatach) oraz innych minerałach femicznych. Glin tworzy glinokrzemiany i występuje w omawianych skałach zarówno w plagioklazach jak i minerałach femicznych (np. amfibolach). Znaczny udział w badanych skałach przedstawia także wapń, który występuje w granatach oraz plagioklazach wraz ze sodem. Obok tych pierwiastków stwierdzono niewielką domieszkę potasu, który częściej występuje w biotycie oraz innych mikach ale także niekiedy tworzy niewielkie ilości skaleni potasowych. W niektórych skałach (szczególnie próbkach zawierających znaczne ilości siarczków) stwierdzono wyraźne domieszki siarki. Ponadto stwierdzono niewielki udział fosforu i chloru (tworzących apatyt) w próbkach 05OLE16, 12OLE16 i 18OLE16.

Analizy szczegółowe przeprowadzone na poszczególnych próbkach skał wykazały pewne zależności wynikające z ich petrologii. W przypadku łupków kwarcowych z magnetytem wyraźnie widać dużą ilość krzemu oraz żelaza. Pojawia się także magnez, który wraz z

żelazem wchodzi także w strukturę piroksenów a także wapń, występujący głównie w węglanach (Fig 8.13). Stwierdzono także pewną niewielką domieszkę siarki, która tworzy siarczki w omawianych skałach. W przypadku odmiany siarczkowo –kwarcowej (Fig 8.14) można zauważyć przede wszystkim dużą zawartość żelaza, które wchodzi w skład tlenków jak i siarczków oraz innych minerałów. Widoczna jest też siarka a także krzem pochodzący głównie z kwarcu. Stwierdzono także magnez i glin. Pierwiastki te mogą wchodzić w strukturę granatów, które także niekiedy są widoczne w omawianych skałach a magnez dodatkowo w skład piroksenów. Niewielka domieszka potasu w niektórych próbkach związana jest z obecnością tego skalenia w składzie tych skał.

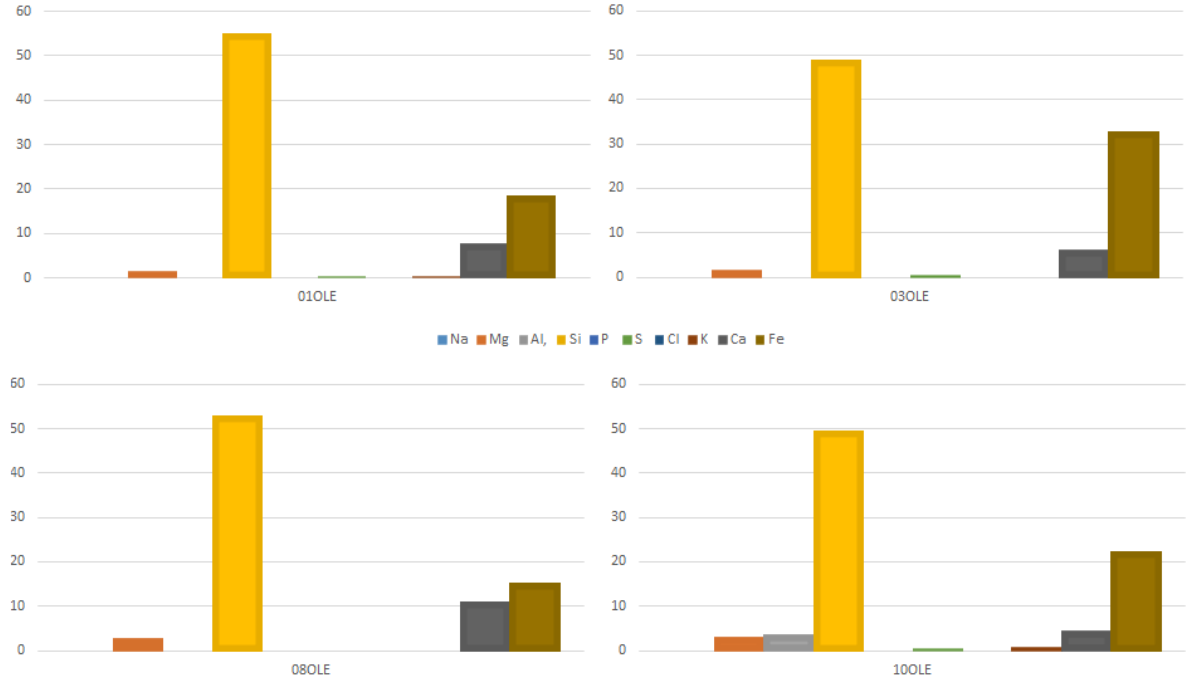


Fig 8.13. Diagram zawartości pierwiastków głównych w Łupki kwarcowe BiF

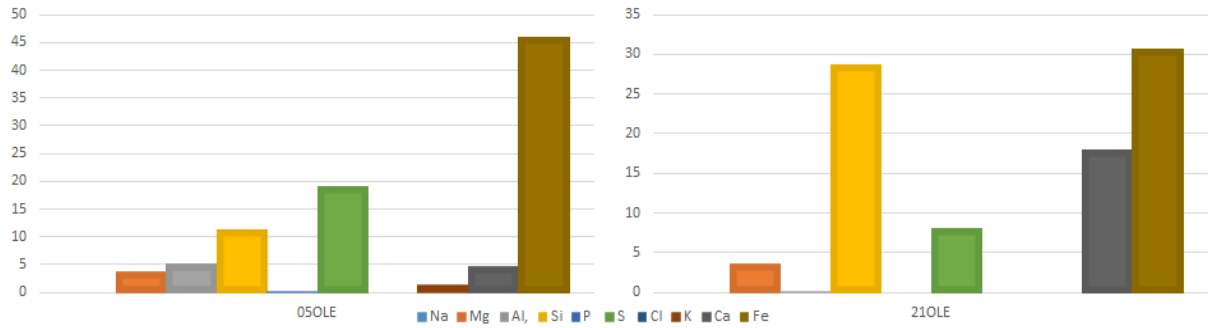


Fig 8.14. Diagram zawartości pierwiastków głównych w siarczkowo - kwarcowych łupkach.

Badania pierwiastków głównych przeprowadzone w żelazistym łupku kwarcowo amfibolowym (Fig 8. 15) wykazały występowanie głównie kwarcu, a także żelaza oraz wapnia, glinu i w mniejszym stopniu magnezu, sodu i potasu. Minerały te wchodzą w skład amfiboli i biotytu oraz plagioklazów. Z kolei w skale piroksenowo - granatowej (Fig 8.16) stwierdzono duży udział żelaza, który także buduje fazy rudne (o czym także wskazuje spoty

udział siarki) ale także wchodzi w skład granatów wraz ze stwierdzonym glinem, krzemem). Magnez głównie pochodzi z piroksenów, znajdujących się w omawianych skałach (także z pewnym udziałem żelaza). W przypadku metaanortozytu stwierdzono obecność krzemu (Fig 8.17) oraz glinu i sodu, tworzących z wapniem plagioklazy, Ponadto obecność magnezu, glinu i żelaza (oraz w pewnym stopniu wapnia) może być związana z występowaniem minerałów femicznych takich jak granaty, amfibole itp. Niewielka domieszka potasu jest związana zarówno z występowaniem biotytu jak i skalenia potasowego w omawianej skale.

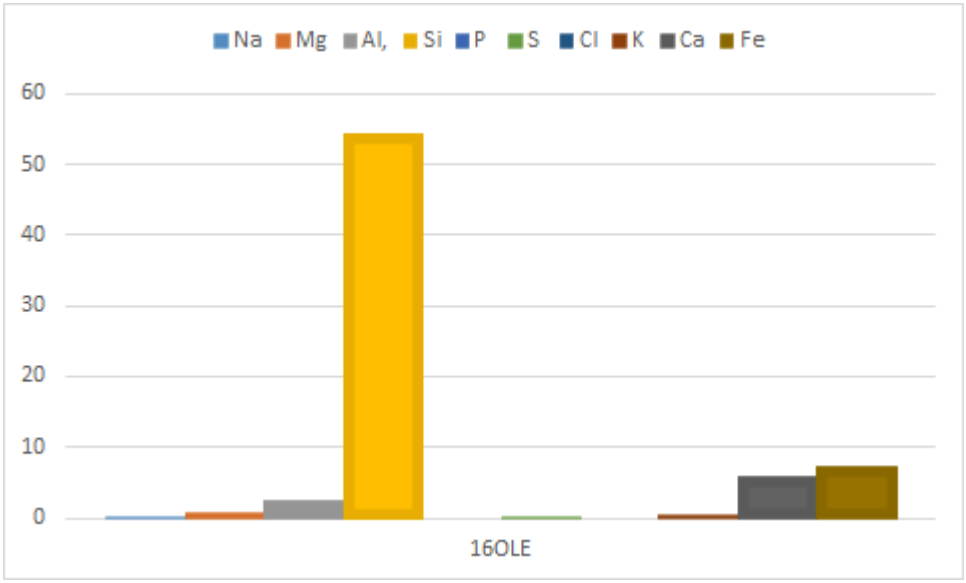


Fig 8.15. Diagram zawartości pierwiastków głównych w Łupek q-amf: 16

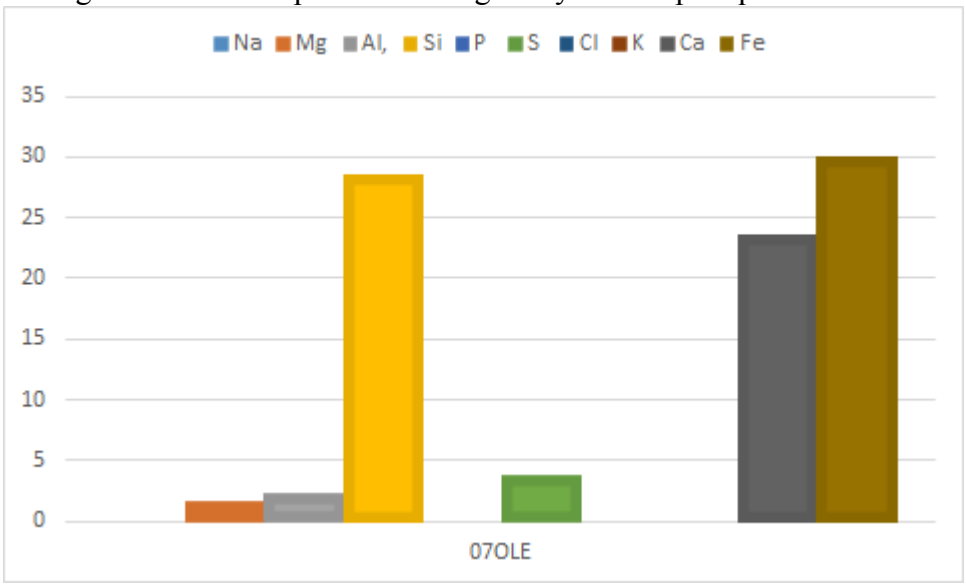


Fig 8.16. Diagram zawartości pierwiastków głównych w skale piroksenowo-granatowej.

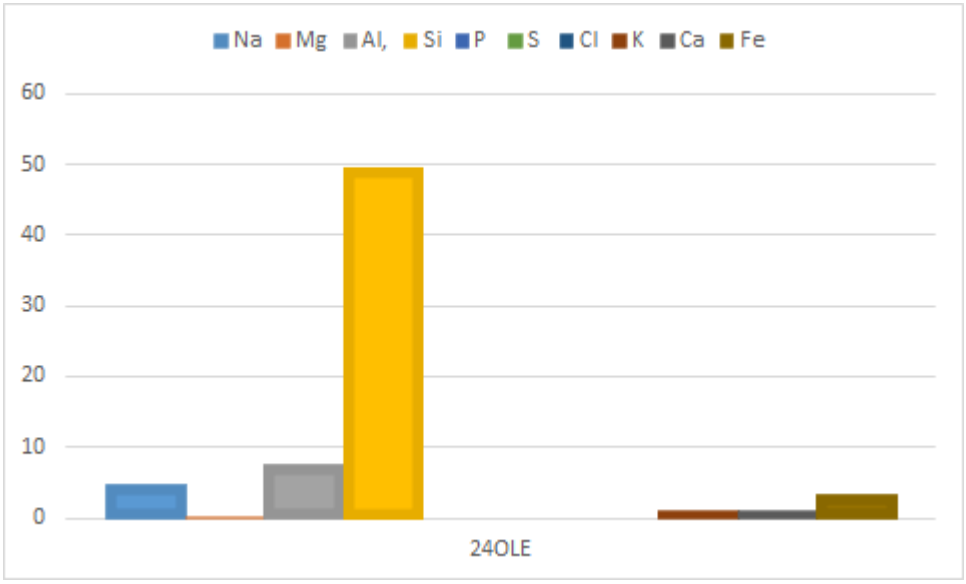


Fig 8.17. Diagram zawartości pierwiastków głównych w metaanortozycie.

W przypadku gabronorytu (Fig 8.18) prócz krzemu uwidacznia się duża ilość żelaza tworzącego fazy rudne a także występującego w minerałach femicznych, spora domieszka magnezy wchodzącego w skład piroksenów i glinu. Występujące sód i wapń wchodzą także w skład plagioklazów a niewielka domieszka potasu w mikach. Stwierdzono także marginalne wartości fosforu (apatyt) i siarki (siarczki).

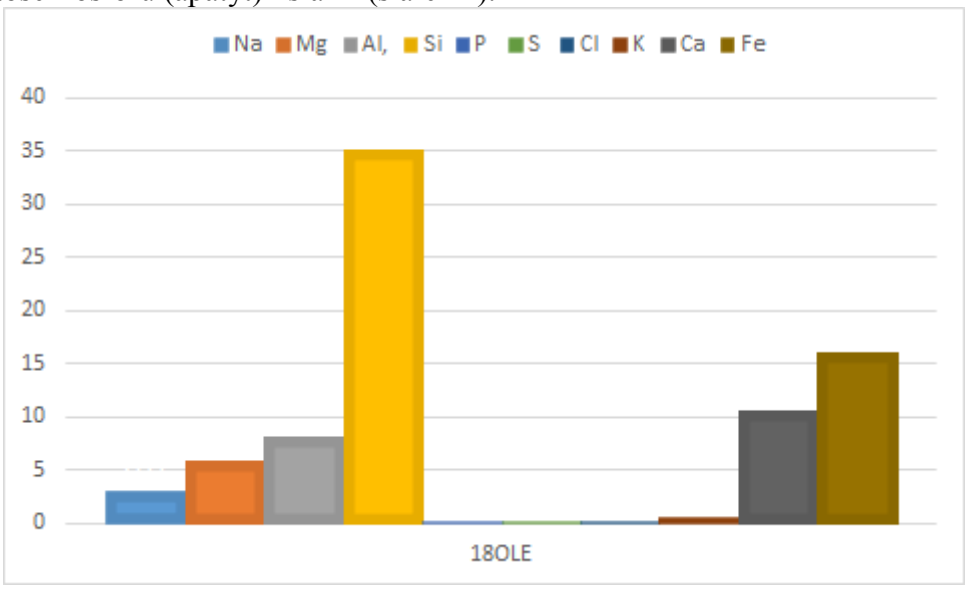


Fig 8.18. Diagram zawartości pierwiastków głównych w gabronorycie.

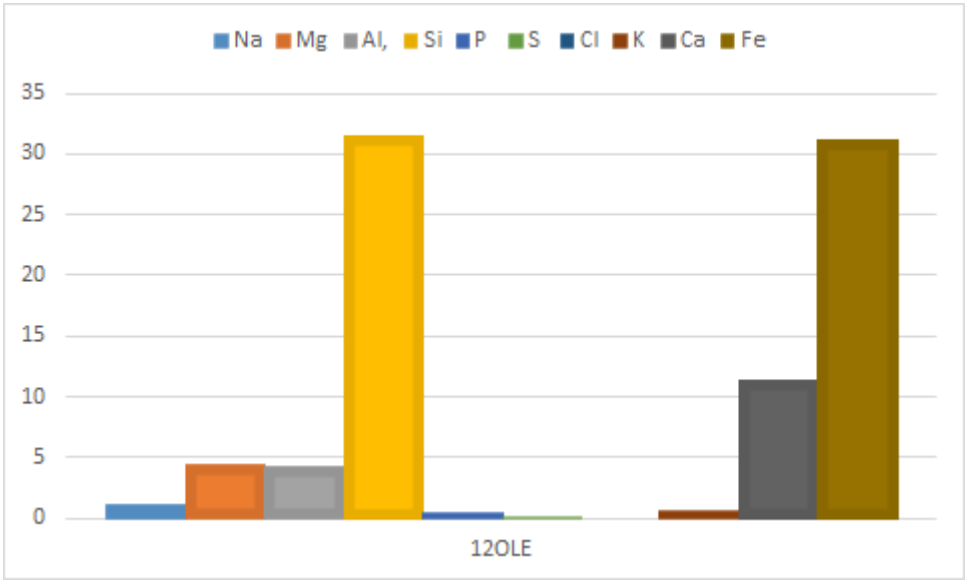
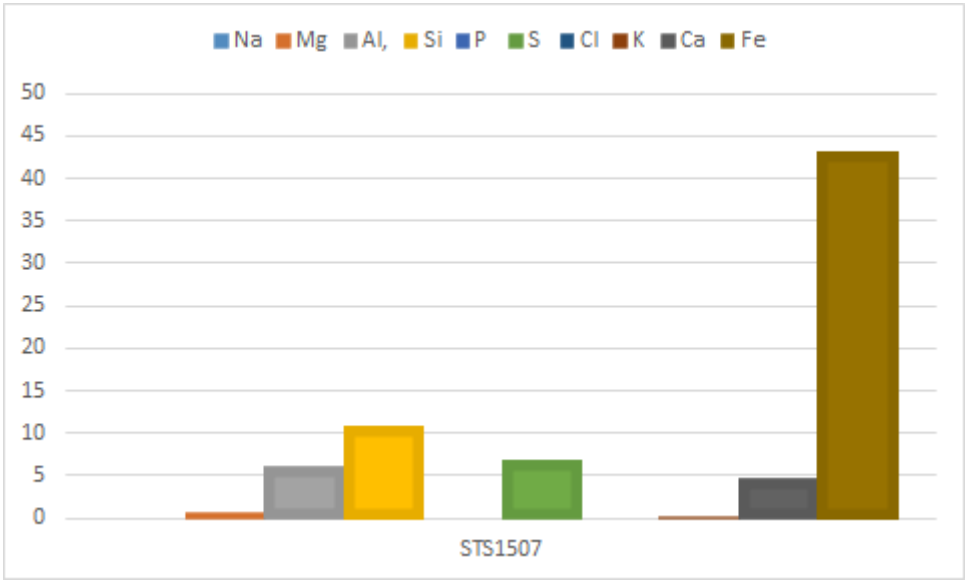


Fig 8.19. Diagram zawartości pierwiastków głównych w kataklazycie.

W przypadku kataklazytu stwierdzono obecność krzemionki budującej relikty kwarcowych faz jak i wchodzącej w skład chlorytu i epidotu oraz stosunkowo dużą zawartość żelaza, który także tworzy fazy rudne jak i wchodzi w skład omawianych chlorytów oraz epidotu determinując tym samym także obecność glinu oraz magnezu. Pewna domieszka sodu i wapnia związana jest zapewne także z plagioklazami.



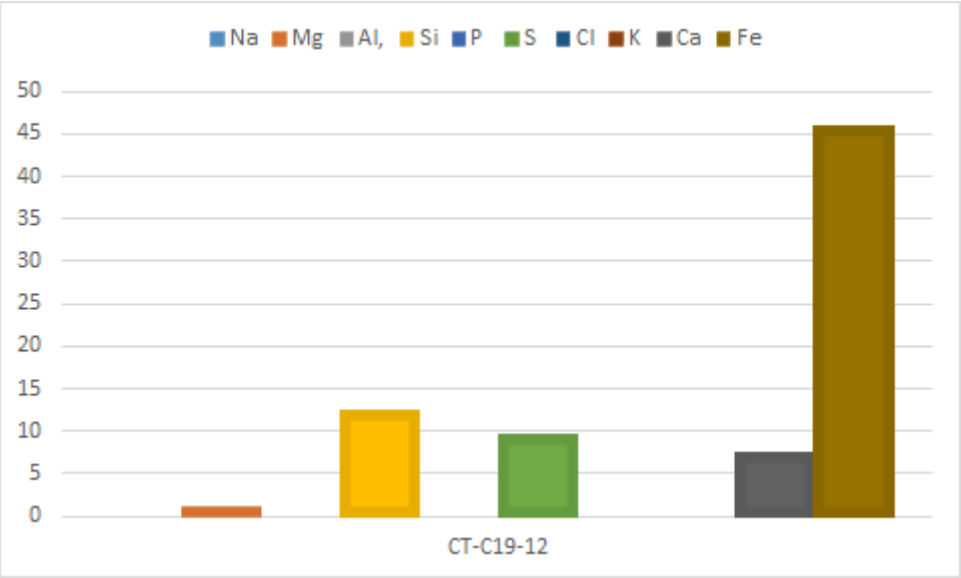


Fig 8.20. Diagram zawartości pierwiastków głównych próbek z otworów: CT-łupku kwarcowo-żelazistym, ST-łupku piroksenowo - siarczkowym.

Analiza próbek z otworów wiertniczych wykazuje pewne ich podobieństwa w składzie pierwiastków głównych (Fig 8.20). Zarówno w łupku kwarcowo żelazistym jak i amfibolowo0siarczkowym występuje duża ilość żelaza tworzącego fazy tlenkowe jak i siarczkowe oraz wchodzącego w skład minerałów femicznych, występuje też krzem wchodzący w skład omawianych faz a także domieszka magnezu. W łupku piroksenowo-siarczkowym pojawia się domieszka glinu a w kwarcowo-żelazistym wapnia.

Analizy pierwiastków śladowych w omawianych skałach ukazane są na diagramach 6.21-6.26. Ich obserwacja wskazuje iż w omawianych skałach pojawia się tytan, chrom i mangan. Mangan może wchodzić w strukturę granatów które często spotyka się w omawianych skałach. Ponadto występuje znacząca domieszka miedzi i niklu, pierwiastków tworzących siarczki widoczne pod mikroskopem. Wanad pojawia się tylko w nieznacznej ilości w niektórych skałach takich jak np. gabronoryt. Stosunkowo często występują niewielkie domieszki cynku, znaczące strontu, niobu oraz ceru, neodymu i baru. Występują także pewne domieszki iterbu, cyrkonu, gadolinu a także talu. Pojawiają się także niekiedy niewielkie domieszki ołowiu. Pierwiastki takie jak żelazo, mangan, wanad, tytan można korelować z asocjacją magnetytową o tyle domieszki niklu, miedzi, gadolinu, itru, iterbu oraz talu można korelować z pobliskimi intruzjami warstwowymi, które tworzyły się w paleoproterozoiku w bliskim sąsiedztwie, kiedy podczas rozpadu kontynentu Kenorland tworzyła się w omawianym regionie strefa paleoryftu (Bayanova i in. 2018). Pierwiastki takie jak stront, bar, oraz grupa cerowa można korelować z alkalicznymi intruzjami które występowały w sąsiedztwie w paleozoiku i przyczyniły się do licznych dajek żyłowych w regionie, zmieniając metasomatycznie różne skały. Badania przeprowadzone przez autora w licznych intruzjach alkalicznych oraz skałach starszych wykazują wszędzie w rejonie kolskim większą lub mniejszą ilość właśnie takich pierwiastków (Huber 2015). Obecność cynku, ołowiu oraz srebra może być związane z pierwotnymi strefami tworzenia się omawianych osadów formacji wstęgowych ród żelaza ale może też być efektem różnorodnych procesów hydrotermalnych.

Szczegółowe analizy pierwiastków śladowych w omawianych łupkach kwarcowo – żelazistych wykazały znaczące domieszki chromu i manganu a także tytanu i strontu (Fig 8.21). Występuje także pewna domieszka niklu i miedzi a także baru i neodymu. W przypadku

łupków siarczkowo-kwarcowych uwidacznia się pewien zmienny udział tytanu, chromu i manganu a także mniejsze domieszki wanadu, niklu, miedzi, cynku, strontu, itru i cyrkonu oraz ceru i baru (Fig 8.21). W łupku kwarcowo –amfibolowym zaś (6.22) zaznacza się domieszka tytanu, a także manganu oraz znaczące domieszki strontu, cyrkonu, nedoymu, iterbu oraz miedzi i niklu.

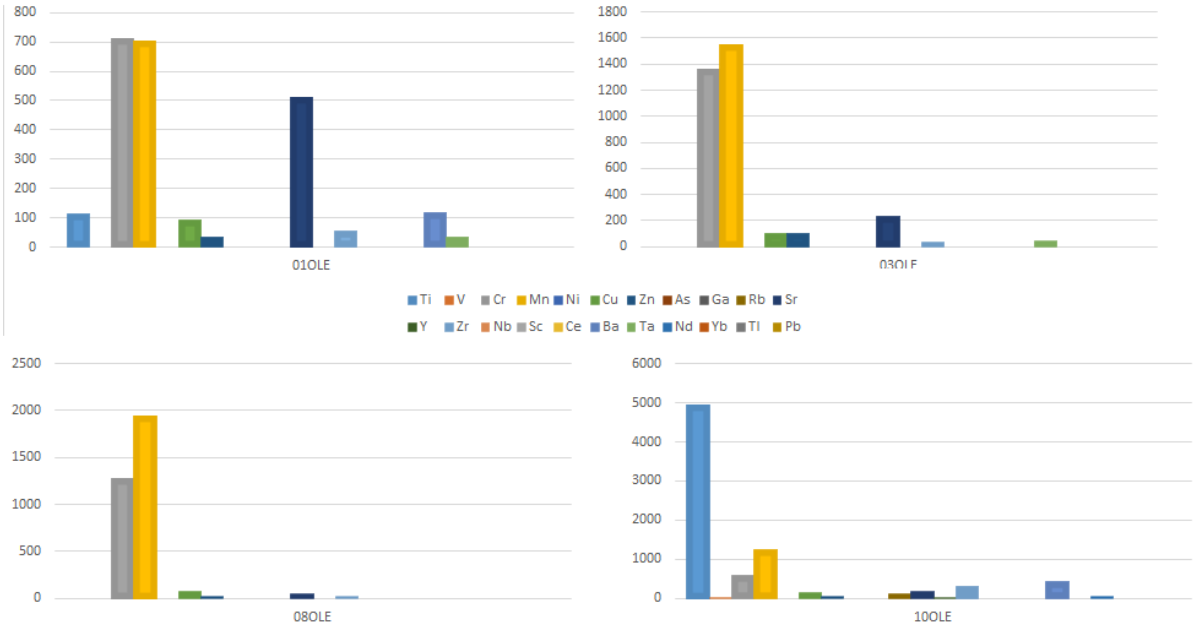


Fig 8.20. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych Łupki kwarcowe BiF

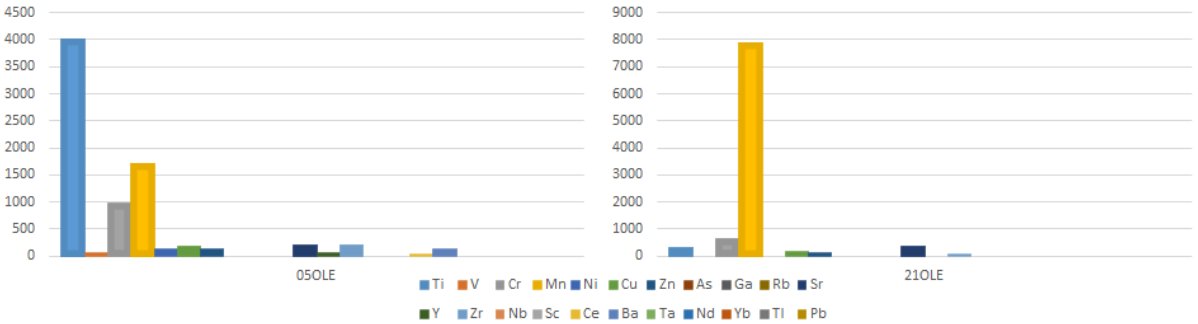


Fig 8.21. Diagram zawartości pierwiastków śladowych w łupkach siarczkowo - kwarcowych

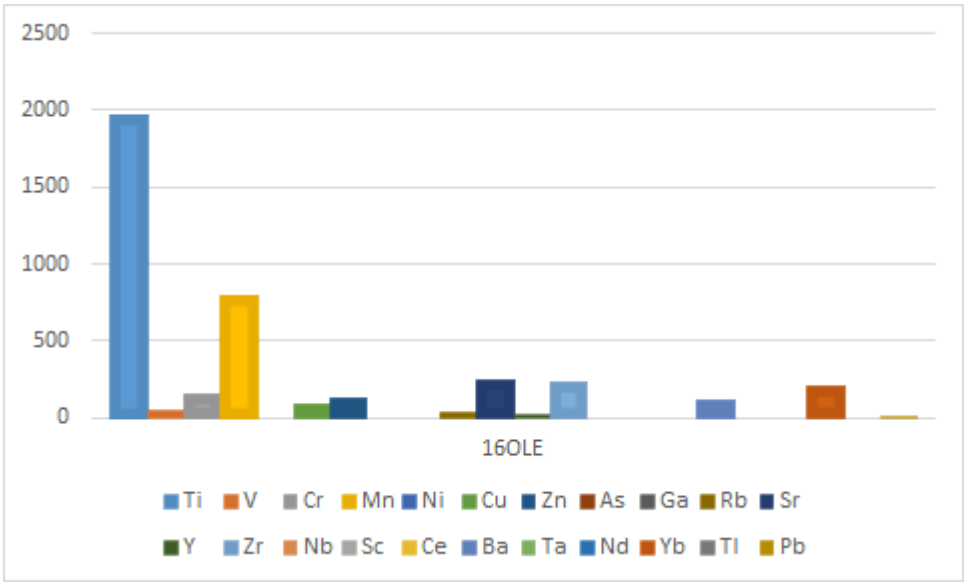


Fig 8.22. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Łupek q-amf: 16

Omawiane pierwiastki sladowe w łupkach wchodzących w skład formacji żelazistej wskazują na bardzo różne środowiska geochemiczne. Może być to wynikiem pierwotnej ich zawartości w różnorodne metale związanej z abrazją skał suprakrustalnych i przedostawaniem się ich produktów w zbiornikach wodnych. Pewne domieszki mogą być także związane z działalnością skał tworzących dajki oraz procesów hydrotermalnych, metasomatycznych jak i migracją roztworów wzdłuż uskoków. Te dane jednak da się oszacować, analizując poniższe diagramy ukazujące zawartość śladów w skałach tnących omawiane utwory.

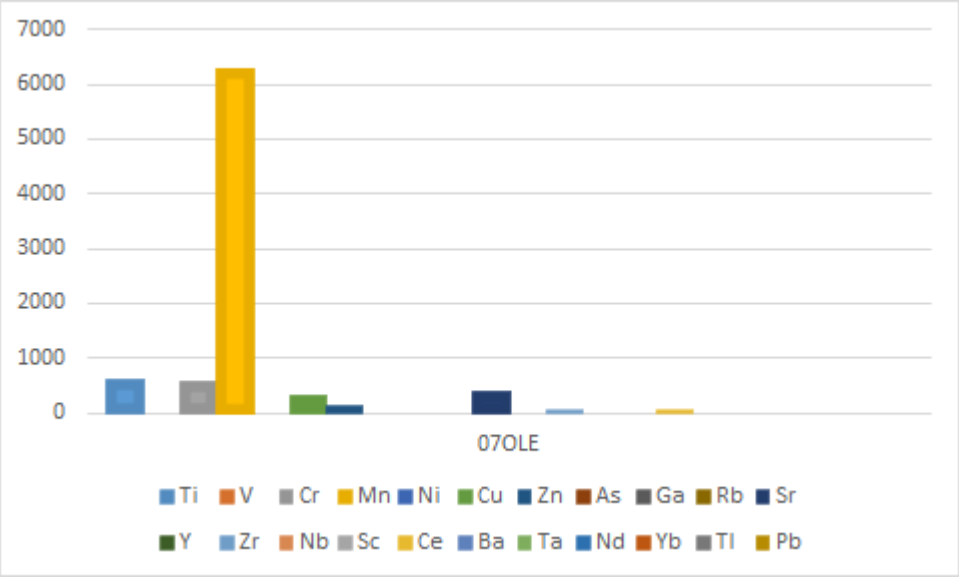


Fig 8.23 Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Ł px-grt 07

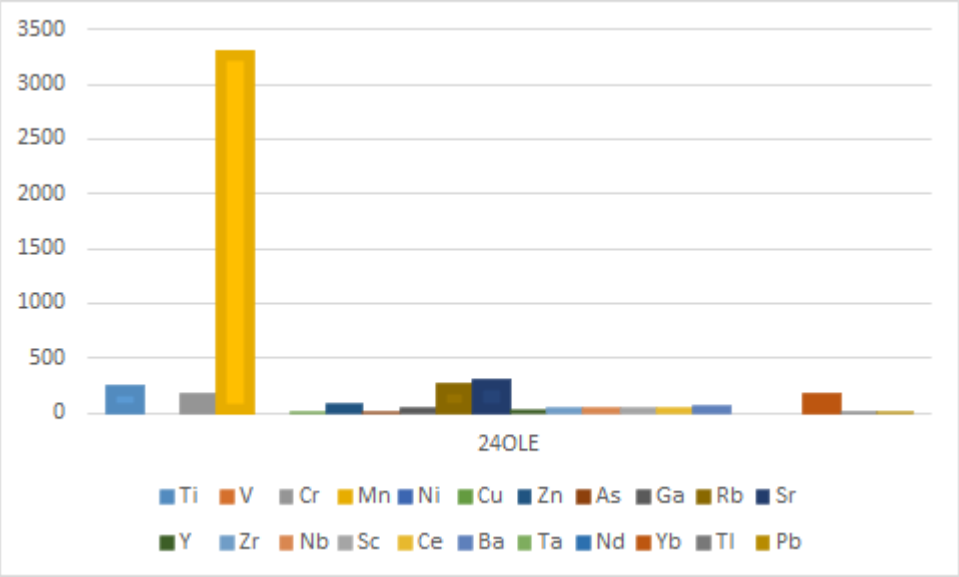


Fig 8.24. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Metaanortozyt 24

W przypadku analizy zawartości metali śladowych w łupku granatowo-piroksenowym można zauważyć pewien udział chromu, tytanu, miedzi i niklu tworzących fazy siarczkowe i tlenkowe a także manganu, cynku, oraz w mniejszej ilości cyrkonu i ceru (Fig 8.23). W przypadku metaanortozytu zaś prócz powyższych zaznacza się także obecność rubidu, arsenu i galu , iterbu oraz w mniejszej ilości neodymu, talu, baru, ceru, niobu, cyrkonu oraz itru (fig. 6.24). Szczegółowa analiza śladów w gabronorycie ukazuje dużą domieszkę tytanu (wchodzącego w skład ilmenitu i tytanomagnetytu) oraz znaczne domieszki wanadu miedzi,

niklu ale także strontu, neodymu, baru i iterbu (Fig 8.25).

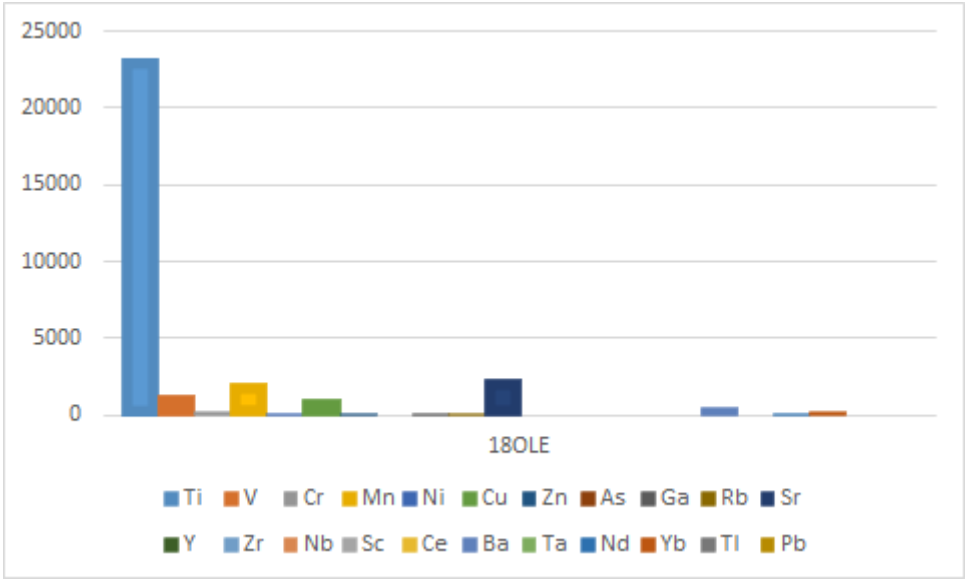


Fig 8.25. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Gabronoryt: 18

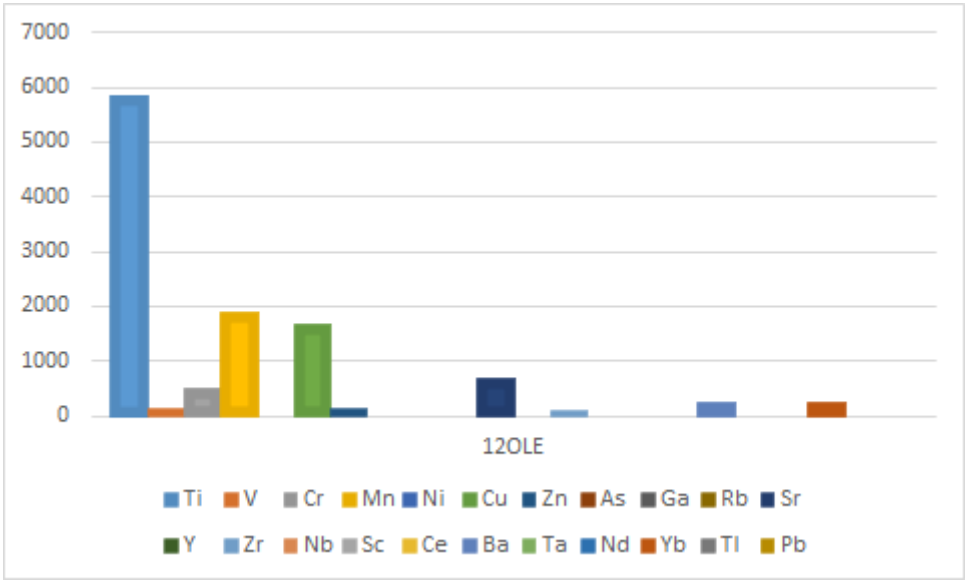


Fig 8.26. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Kataklazyt: 12

W kataklazycie zaś widoczne są zarówno tytan, mangan, miedź i nikiel ale także stront, bar i iterb (Fig 8.26). W przypadku próbek pochodzących z otworów wiertniczych w obu przypadkach zaznacza się obecność manganu, tytanu , miedzi i niklu a także strontu, itru i cyrkonu (Fig 8.27). Można zauważyć iż we wszystkim omawianych próbkach skał powtarzają się takie pierwiastki jak miedź, nikiel, mangan, stront, bar, grupa cerowa oraz rzadziej itr, iterb.

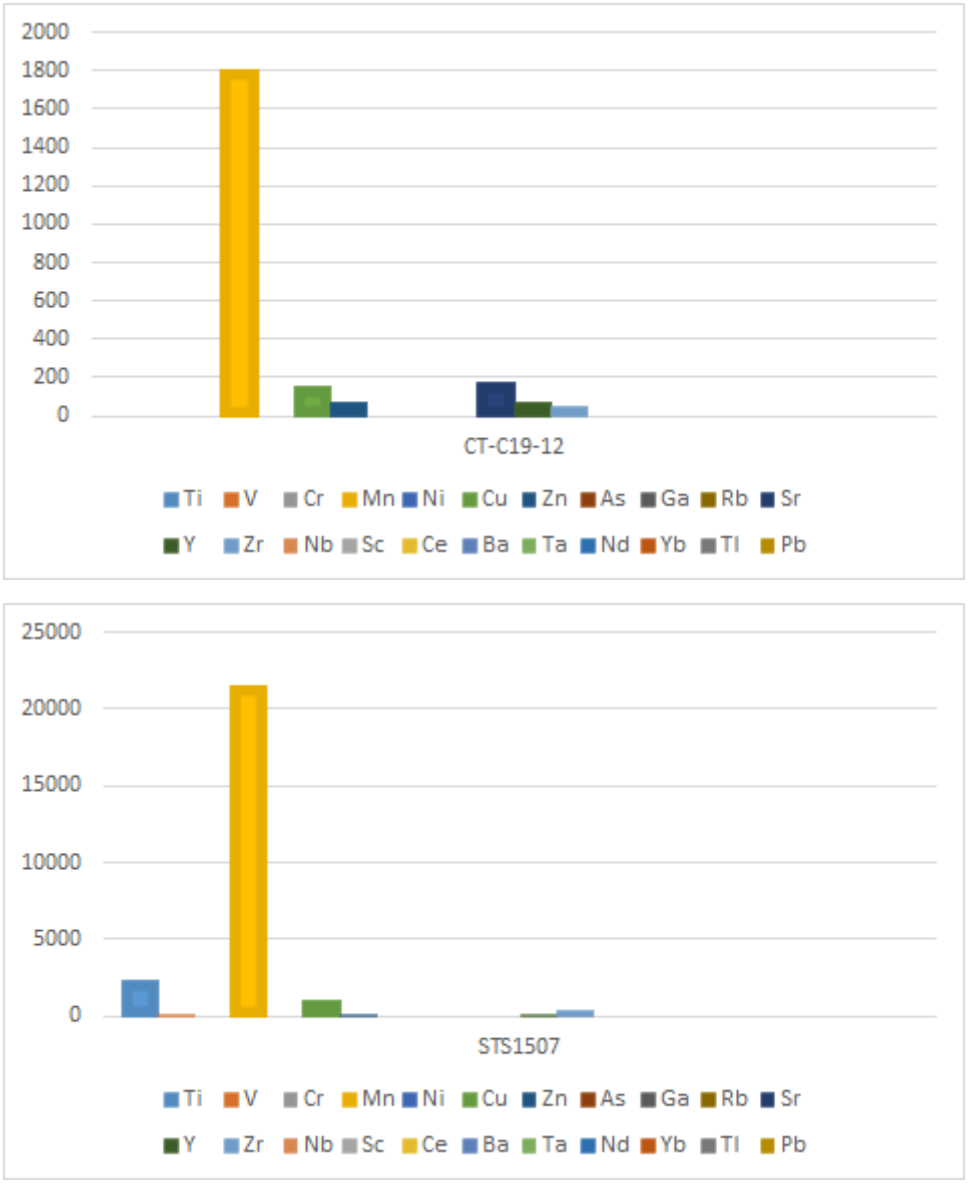


Fig 8.27. Diagramy zawartości pierwiastków śladowych w Oraz dwa z otworów.

8.3 Dyskusja i wnioski.

Analizując próbki gnejsów z Murmańska można stwierdzić iż są to utwory zawierające wiele domieszek śladowych, wynikających ze środowiska ich powstania. Próbki gnejsów posiadają wiele domieszek metalicznych różnego rodzaju, świadczących o abrazji różnorodnych skał które dostawały się do zbiornika w którym formował się protolit gnejsów. W próbkach tych znajduje się najwięcej różnorodnych domieszek metali takich jak wanad, nikiel, miedź, cynk, gal, arsen, rubid, cyrkon itp. Niewątpliwie jednak na skład chemiczny omawianych skał mogły wpłynąć późniejsze procesy wynikające z oddziaływaniań metasomatycznych. Prawdopodobnie wtedy mogło dość do wzbogacenia się omawianych próbek w metale, które można zaobserwować w tnących dajkach ciał zasadowych. Z kolei oddziaływania intruzji alkalicznych przyczyniły się do wzbogacenia omawianych skał w stront, oraz pierwiastki grupy cerowej. Podobnie jest w przypadku podsumowania wyników badań skał z Oleniegorska. Można stwierdzić iż w skałach formacji BiF występuje pewna

różnorodność pierwiastków śladowych, świadcząca zapewne o ich wzbogaceniu się w produkty przetworzenia (redukcji?) różnych materiałów pochodzących z abrazji skał nie tylko stanowiących macierzystą matrycę dla formacji BiF. Wiąże się to z warunkami w zbiorniku i zapewne dostarczaniem klastycznych utworów pochodzących z wietrzenia skał suprakrustalnych Prawdopodobnie z tymi warunkami można wiązać występowanie żelaza, wanadu, złota (srebra?) cynku i ołowiu. Wzbogacenie się badanych skał w miedź, nikiel oraz także tytan, pierwiastki grupy itrowej może być wynikiem oddziaływania pobliskich intruzji warstwowanych, aktywnych ok 2.5Ga w okresie formowania się paleoryftu dzielącego serię Kolską od Białomorskiej. Powtarzanie się zawartości manganu, strontu, pierwiastków grupy cerowej może mieć związek z procesami hydrotermalnymi oraz bliskim sąsiedztwem intruzji alkalicznych, które w omawianym terenie tworzą szereg różnych ciał. Obecność oddziaływania intruzji alkalicznych została potwierdzona w wielu skałach rejonu kolskiego przez autora w tym także w pobliskiej intruzji Moncheplutonu czy w Laplandzkim Pasie Granulitowym w rejonie Kandalakszy gdzie znaleziono także drobne ciała alkaliczne. W przypadku odziaływania intruzji warstwowanych można wysunąć podobne wnioski o czym także pisze Arzamascev (Arzamascev i in 2009) w badaniach licznych rojów dajek dolerytowych znajdujących się w całym omawianym rejonie kolskim związanych właśnie z epizodem aktywności geologicznej paleoproterozoicznej plamy gorąca oraz powstaniem szeregu intruzji zasadowych i ultrazasadowych związanych. Należy także pamiętać iż są to skały archaiczne które przeszły także wiele faz metamorfizmu i obecność w nich różnych pierwiastków także może być śladem zapisu różnorodnych procesów jakie dzielą nas od epoki ich powstania. Szczególnie dotyczy to rejonu Oleniegorska znajdującego się w pobliżu różnorodnych intruzji.

9. Propozycja rozwoju budowy geologicznej.

9.1. REJON MURMAŃSKA

Wykonane badania w mikroobszarze oraz geochemiczne analizy prób, których rezultaty znajdują się w poprzednich rozdziałach pozwalają na wysunięcie pewnych wniosków dotyczących poszczególnych sekwencji mineralnych występujących w omawianych skałach. Gnejsy wraz z występującymi skałami otoczenia, które znajdują się w rejonie Murmańska oraz skały formacji żelazistej, które znajdują się w rejonie Oleniegorska stanowią kompleks skał których protolitem były abradowane utwory magmowe i metamorficzne a następnie z osadów tych powstały obecnie reprezentowane skały, zmienione wieloma procesami metamorficznymi i metasomatycznymi. Obserwując sekwencje mineralne oraz cechy geochemiczne tych skał można spróbować określić, które z nich wiążą się z poszczególnymi ważnymi epizodami geologicznymi, mającymi miejsce w omawianych obszarach. Poniższa tabela (9.1) pokazuje w sposób syntetyczny asocjacje mineralne oraz cechy geochemiczne w omawianych masywach. W dalszej części tekstu znajduje się syntetyczny opis najważniejszych sekwencji zdarzeń geologicznych w omawianym regionie.

Tab. 9.1. Sekwencje zjawisk geologiczno –petrologicznych w omawianym terenie.

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="8">wiek w mln lat</td></tr>
<tr><td>? - 3750</td><td>2760</td><td>2500 - 2467</td><td>2441</td><td>2394</td><td>1870</td><td>369</td><td>3-0</td></tr>
<tr><td colspan="2">procesy</td><td>formowanie się skał suprakrustalnych serii kolskiej</td><td>Formacja BiF Oleniegorsk metamorfizm dajki</td><td>Intruzje warstwowane kolizja bloków metamorfizm dajki</td><td colspan="3">metamorfizm regionalny tektonika dysjunktywna
dajki | metasomatoza kataklaza w uskokach</td><td>metamorfizm lokalny żyły</td><td>wietrzenie, glacjał, uskoki</td></tr>
<tr><td colspan="2">facja</td><td>-</td><td>granulitowa, amfibolitowa</td><td>amfibolitowa</td><td>amfibolitowa</td><td colspan="2">epidotowo-chlorytowa</td><td>prehnitowa</td><td>-</td></tr>
<tr><td rowspan="8">minerały</td><td>domieszki</td><td>Ag, Te</td><td>Au, Ag, Bi, Te</td><td>Cr, V, Ni, Cu, Ti, Fe</td><td colspan="2">Zn, Pb</td><td>Rb</td><td>Sr, Ce</td><td>Mn</td></tr>
<tr><td>kwarc</td><td colspan="3">detrytyczny</td><td></td><td colspan="2">krystalizacja</td><td></td><td>rozkład</td></tr>
<tr><td>opx</td><td colspan="3">hipersten</td><td>cpx kosztem opx</td><td>korozja</td><td></td><td></td><td></td><td>rozkład</td></tr>
<tr><td>gar</td><td></td><td>pirop, alm</td><td>+</td><td colspan="2">alm, and</td><td>grossular, deformacje</td><td></td><td>rozkład</td></tr>
<tr><td>inne mafic</td><td></td><td></td><td>Hbl, bt</td><td colspan="3">Ti↓ cum, tremolit, talk, epidot</td><td>chloryty</td><td></td></tr>
<tr><td>plagioklazy</td><td>?</td><td colspan="2">bytwnit-labrador (także w ksenolitach)</td><td>labrador</td><td>oli</td><td>kfs, ab</td><td></td><td>rozkład</td></tr>
<tr><td>akcesoryczne</td><td>cyrkon siarczki, grafit</td><td>magnetyt, sferyczne konkrecje sulf</td><td>siarczki II</td><td>ilmenit, rutyl</td><td>piryt tytanit</td><td>baryt,galena, sfaleryt, turm sill, sta</td><td>węglany, prehnit</td><td>utlenianie się</td></tr>
</table>

Objaśnienia: opx-ortopiroksen, cpx –klinopiroksen, mafic- inne minerały maficzne, Ti↓ - odmieszanie się tytanu z biotytów i tworzenie się siatki sagenitowej, oli-oligoklaz, kfs-skaleń potsowy, ab-albit, cum –kummingtonit, alm-almandyn, and-andradyt, sulf-siarczki, turm-turmaliny, sill –sillimanit, sta-staurolit (dotyczy rejonu Murmańska).

Analizując tabelę 10.1. można zauważyć iż w trakcie powstawania pierwotnych osadów w omawianym regionie musiało dojść do abrazji różnego rodzaju utworów magmowych i metamorficznych, o czym świadczy polimetaliczne okruszcowanie oraz obecność grafitu i siarczków. W skałach Oleniegorska odnajdowane są sferycznie wykształcone pirotyny, wskazując iż ich pierwotne pochodzenie można wiązać z konkrecjami jakie można dziś spotykać w dnie mórz. W rejonie Murmańska występuje grafit, który mógł się tworzyć z materii kosmicznej, która w postaci meteorytów upadała na pierwotną powierzchnię Ziemi. Za tą koncepcją także przemawia występowanie związków telluru w omawianych skałach. Po wytworzeniu się omawianych osadów doszło do ich metamorfizmu w facji granulatowej, który był odnotowywany w serii kolskiej dwa razy (Petrovskaya i in. 2010). Następnie w rejonie Oleniegorska doszło do formowania się osadów wstęgowych rud żelaza, które powstawały w zbiorniku wodnym w wyniku abrazji utworów ultrazasadowych powstałych w pierwotnych pasach zieleńcowych. Towarzyszące im sferoidy siarczkowe oraz domieszki złota, srebra i innych metali (Te, Bi) wskazują na złożony charakter powstawania tych osadów z wkładem innych abradowanych utworów, których produkty wietrzenia trafiały do zbiornika gdzie powstawały rudy żelaza. Utwory te także były zmetamorfizowane w facji granulitowej a następnie amfibolitowej. W omawianych skałach w rejonie murmańska doszło także do śladów ultrametamorfizmu o czym świadczą struktury zachowane w centrum miasta a także żyły ptygmatytowe. Po zakończeniu tych procesów nastąpił szereg wydarzeń aktywności magmatycznej w sąsiedztwie, związany z tworzeniem się paleoryftu i licznymi intruzjami warstwowanymi skał zasadowych i ultrazasadowych a następnie kolizja bloków Kolskiego i Białomorskiego, która doprowadziła do powstania Laplandzkiego Pasa granulatowego Kola. W rejonie omawianych skał odnotowuje się liczne dajki, niewielkie intruzje gabro-norytów oraz metamorfizm w facji amfibolitowej. Prawdopodobnie wtedy także mogło dojść do wzbogacenia się omawianych skał w pierwiastki śladowe chrom, wanad, nikiel, miedź, tytan. Prawdopodobnie spory wpływ na stan dzisiejszy miały także ruchy tektoniczne oraz liczne dajki, które rozwijały się w poszczególnych późniejszych epokach. Przyczyniły się one do deformacji krystalizacji sillimanitu, staurolitu w rejonie Murmańska a w Oleniegorsku powstania mylonitów i kataklazytów. Ostatnim wykazanym procesem jest zespół czynników glacjalnych, migracja związków Mn w uskokach i spękaniach oraz wietrzenie skał, które zachodziło zarówno jeszcze przed zlodowaceniem jak i po tym okresie, przy czym zlodowacenie zdjęło spory nakład zwietrzeliny z omawianych masywów, przyczyniając się także do przykrycia ich skałami post-glacjalnymi w strefach zagłębień, gdzie po dzisiejszy dzień tworzą się różne osady okruchowe (koluwialne, fluwialne, limniczne itp.).

Pozwala to w sposób syntetyczny określić chronologię wydarzeń w omawianym regionie, która w oparciu o liczne badania geochronologiczne (różnych geologów) została syntetycznie podana (wiek określono w milionach lat):

3700-2925 Powstawanie skał tworzących cokół krystaliczny serii kolskiej, w którym znalazła się intruzja Moncheplutonu. Najstarsze dotychczas zbadane skały należące do omawianej jednostki datowane są na wiek 3,75Ga (Bayanova i in. 2017a, b). Skały te, z których pobrano rezultaty stanowią konglomerat o charakterze metasedymentacyjnym, o czym świadczą analizy izotopowe

siarczków oraz grafitu wykonane przez autora (Huber, Skupiński 2017). Badania te wskazują jednoznacznie, iż omawiane utwory tworzyły się poprzez abrazję znacznie starszych skał pochodzenia magmowego i niewykluczone, iż w niedalekiej przyszłości uda się takie skały znaleźć. W czasie kiedy omawiane formacje powstawały dochodziło jeszcze do zasilania Ziemi przez upadki meteorytów zawierających materiał kosmiczny. Meteoryty te przyczyniły się do wzbogacenia warstwy skorupy kontynentalnej w różne metale, które w czasie procesów dyferencjacji pierwotnego płaszcza uległy depozycji w jądrze Ziemi. Fakt, iż takie zasilanie miało miejsce jest poparty wieloma badaniami na całym świecie, a najbardziej chyba spektakularnym przykładem jest struktura w Sudbury, także badana przez autora (Sharkov 2006). Otwartym problemem pozostaje kwestia ustalenia częstości takich upadków oraz ich sumarycznego wpływu na kształtowanie się pierwotnych kontynentów Ziemi. Badając charakter skał z tego okresu należy także wspomnieć o ich polimetalicznym okruszcowaniu związanym także z abradowaniem różnorodnych skał magmowych co w atmosferze o odmiennym od dzisiejszego stanu składzie chemicznym (redukującym) spowodowało, iż w omawianych gnejsach występuje dziś szereg licznych metali, które wzbogacają omawiane osady.

2925-2830 Nieco młodszymi utworami są tzw. pasy Zieleńcowe wytworzone w rejonie Kolmoziero-Voronia. Najstarszym obiektem jest gabro-anortozytowy masyw Patchenvarek (2925 mln lat, Mokrushin i in. 2014). Podobny wiek wykazują ciała enderbitów, które tworzyły się w pierwotnych mikrokontynentach (2830 mln lat, Pozhylienko i in 2002).

2813-2739 Żelazonośne gnejsy formacji BiF powstały w takich strefach depresji skał archaicznych. Formacje te tworzyły się w paleoryftowych strefach oddzielających pierwotne mikrokontynenty, gdzie miały miejsce wypływy law komatitowych. Działanie pierwotnych organizmów przyczyniło się do redukcji żelaza, które w ówczesnym oceanie tworzyło się na skutek autodestrukcji skał oliwinowych tworząc pokłady warstwowanych złóż wstęgowych, zawierających w regionie Oleniegorska magnetyt. Domieszki złota, srebra i innych metali także i tu wskazują, iż w tym procesie dochodziło do wzbogacenia tych osadów w różnorodne metale z abrazji skał pierwotnych kontynentów bogatych w różnorodne utwory magmowe. Wiek cyrkonu z kwarcytu określono na 2813 milionów lat zaś dajek gabronorytów tnących te utwory został określony na 2739-11 (Pozhylienko i in 2002).

2830 -2760 Wiele tych utworów przeszło kilkukrotny metamorfizm w facjach granulitowych (dla paragnejsów) oraz amfibolitowych (formacja BiF, Pozhylienko i in 2002).

2500-2437 Około 2.500Ga doszło do rozpadu superkontynentu Kenorland (Evans i in. 2016, Zhang i in 2012, Lubnina 2009), omawiane strefy w regionie uległy

procesom ryftowym, które przyczyniły się do powstania wielu intruzji skał zasadowych i ultrazasadowych (Heaman 1997, 2004, Ernst, Srivastava 2008, Buchan, Ernst 2006, Roest, Srivastava, 1989) takich jak intruzja Góry Generalskiej, Monchetundrowska, Moncheplutonu, Imandrowska, Fedoro-Panska i wiele innych (Sharkov 2006, Pozhylienko 2002). Spodowowało to w omawianym regionie szereg drobnych intruzji oraz dajek, niewykluczone iż także wtedy doszło do pewnego metamorfizmu omawianych skał a także pewnych zmian geochemicznych.

2394-2200 Kolejnym etapem jest kolizja bloków Białomorskiego i Kolskiego oraz powstanie Laplandzkiego Pasa Granulitowego (Kozlov i in., 1989, 1991). W tym czasie musiało także dojść do propagacji termicznej i ciśnieniowej, która przyczyniła się do metamorfizmu omawianych skał. Z tego okresu prawdopodobnie także pochodzi część dajek tnących omawiane skały (Arzamascev i in 2009).

1870-1860 Kolejnym etapem jest remobilizacja omawianej strefy Laplandzko – Kolskiego Pasa Mobilnego w trakcie ruchów orogenezy svekofeno – karelskiej, która się zakończyła 1870Ma (Gee, Stephenson, 2006). Z tego okresu jest znany alkaliczny masyw Soustowa (1872-1860 mln lat, Pozhylienko i in 2002) położony na południowy-wschód od omawianych skał oraz granitoidy Yuvoaivijskiego kompleksu (położone na północ od omawianych skał). Ruchy te spowodowały metasomatozę omawianych skał oraz pojawienie się licznych dajek o składzie granitoidowym (Serov 2006). Niewykluczone, iż z tym okresem należy także kojarzyć procesy metasomatozy, albityzacji i feldspatyzacji niektórych skał oraz saussurytyzację ortopiroksenitów.

1860-950 W tym okresie od 1870Ma do 950Ma obserwuje się różny stopień metamorfizmu regionalnego związanego z oddziaływaniem orogenezy swekofenno-karelskiej. W omawianych skałach doszło prawdopodobnie do deformacji i krystalizacji silimanitu, staurolitu. Niewykluczone, iż w tym czasie powstawały kolejne roje dajek o różnym składzie, znanych także z rejonu Morza Białego (Huber, Dumanska 2014).

465-369 Ostatnim etapem magmatycznym było oddziaływanie plamy gorąca, która wytworzyła około 40 różnorodnych intruzji alkalicznych, w tym także masyw Chibiński o wieku około od 465 do 369 milionów lat (Boruckiy 1989, Kogarko i in 1995, Kukharenko i in 1965). Przyczyniło się to także do powstania licznych ruchów tektonicznych odmładzających rzeźbę regionu Kolsko - Białomorskiego Pasa Mobilnego, a także tworzeniu się licznych żył prehnitowo-węglanowych tnących omawianą intruzję i spotykanych w licznych masywach oraz wzbogacenia się omawianych skał w pierwiastki grupy cerowej i stront.

3-0,01 W plejstocenie doszło zaś do intensywnego wietrzenia fizycznego oraz niwelacji rzeźby omawianych masywów na skutek działania lądolodu, który przyczynił się do powstania wygładów skalnych (Korsakova 2009) oraz powstania stref zwietrzeliny i utworów koluwialnych, limnicznych i

fluwialnych w strefach zagłębień (Mojski 1993, Jania 1993).

Dziś W takiej postaci omawiane skały masywu istnieją po dzisiejszy dzień.

Przedstawiony powyżej syntetyczny profil zdarzeń geologicznych w omawianym rejonie ukazuje mnogość różnorodnych procesów, które miały miejsce bezpośrednio w omawianym regionie lub w sąsiedztwie skał opisywanych powyżej, pozostawiając w nich trwały ślad mineralogiczny i/ lub geochemiczny. Najstarszy okres historii regionu kolskiego, który jest obecnie znany przyczynił się do wytworzenia krystalicznego bloku, zbudowanego z różnorodnych gnejsów, granitognejsów i granitoidów niejednokrotnie także wzbogaconych w skały magmowe różnego rodzaju i utwory ultrametamorfizmu. Intrudujące w omawiany kompleks skalny młodsze intruzje warstwowane o składzie piroksenitowo-gabrowo-anortozytowym także przyczyniły się do zmian mineralogiczno-geochemicznych w omawianym regonie tworząc też szereg rojów dajek o różnym składzie. Kontaminacja skał suprakrustalnych w intruzjach warstwowanych, o czym wskazuje wielu badaczy tego regionu, przyczyniła się do zmian geochemicznych omawianych intruzji ale także spowodowała wpłynięcie tych intruzji na obserwowane dziś skały regionu Murmańska i Oleniegorska poprzez oddziaływanie geochemiczne licznych procesów pomagmowych i metamorficznych, na co wskazują także i rosyjscy geolodzy (Bayanova, Ludden, Mitrofanov; 2009, Kunakkuzin i in. 2015). Wg Bayanovej (Bayanova i in. 2017), zmiany te wykazano także analizując cyrkony i rutyle, oraz badając ich techniką U-Pb. Podobne rezultaty wykazano analizując Sm-Nd w minerałach skałotwórczych oraz siarczkach. Omawiana kontaminacja oraz prawdopodobny metamorfizm skał w facji amfibolitowej wiąże się z magmami tworzącymi się na skutek oddziaływania długożywotnej dolnopłaszczowej plamy gorąca w okresie 2,53-2,39Ga (Chashchin i in. 2015, Kunakkuzin i in. 2015), a nawet do 1.98Ga (Bayanowa i in. 2009). Efekt ten mogły wywrzeć procesy magmatyczne, które spowodowały powstanie licznych w tym rejonie intruzji w pobliżu (Masyw Monchetundry, Moncheplutonu, Góry Generalskiej, Imandrovski, Fedoro-Panski itp., Rundkwist i in 2018). Remobilizacja tektoniczna regionu kolskiego w wyniku kolizji z blokiem białomorskim spowodowała powstanie struktury zwanej Laplandzkim Pasem Granulitowym (Kozlov i in 1989, 1991), przyczyniła się ona do tektoniki dysjunktywnej skał w wielu rejonach otaczających Laplandzko-Kolski Pas Mobilny. Prawdopodobnie wtedy powstały takie asocjacje mineralne jak kumingtonitowo-serpentynitowo-tremolitowa, oraz pojawienie się dużo młodszych minerałów rudnych reprezentowanych przez piryt, którym towarzyszy także baryt. Niektóre asocjacje siarczkowe zbadane w intruzji Moncheplutonu (noryty Njud II) wykazały wiek SmNd 1940+32 charakterystyczny dla svekofeńskiego metamorfizmu. Metamorfizm ten mógł się przyczynić także do licznych deformacji w omawianych skałach, pojawieniu się żył o charakterze kwasnym a także krystalizacji sillimanitu i staurolitu w gnejsach rejonu Murmańska. Wiek 1870Ma to orogeneza svekofeno - karelska, kiedy dochodzi do podnoszenia się Laplandzko-Kolskiego Pasa Mobilnego. Z tym okresem pewnie można kojarzyć wzbogacenie się niektórych skał w skaleń potasowy czy biotyt. W paleozoiku doszło do powstania licznych intruzji alkalicznych, odmłodzenia tektonicznego skał rejonu Laplandzko-Karelskiego Pasa Mobilnego, oraz powstania licznych niewielkich żył zawierających prehnit-kalcyt. Po tym okresie działalność magmatyczna w rejonie ustaje, a

rzeźba obecna gór jest wynikiem długotrwałej ich erozji jak i działalności glacjalnej w plejstocenie.

Warto także przyjrzeć się kluczowemu etapowi, który bezpośrednio przyczynił się do powstania omawianych skał. Prawdopodobnie były one produktem erozji kontynentu Valbaara, lub jego odpowiednika, biorąc pod uwagę wiek w którym powstały. O ile pozycja omawianych skał w tym okresie nie jest pewna o tyle ich metamorfizm został udokumentowany i powiązany z rozpadem superkontynentu Kenorland. Działanie plamy gorąca, oraz sformowanie się szeregu intruzji, a następnie ich tektoniczna przebudowa zaznaczyły się w sąsiedztwie omawianych skał licznymi masywami intruzji warstwowanych.

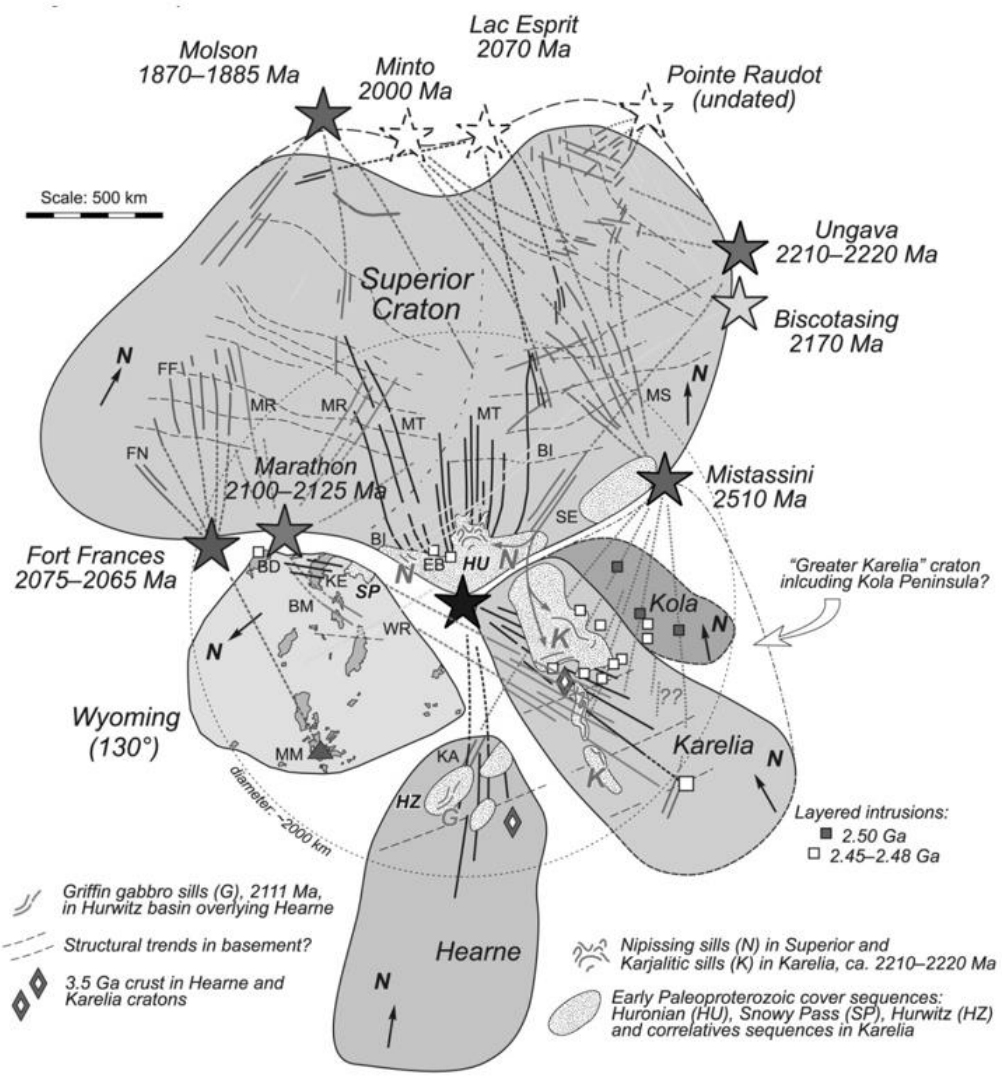


Fig. 9.1. Hipotetyczny układ serii Kolskiej i Karelii w kluczowym okresie (wg. Ernst, Bleeker, 2010).

Badania orientacji dajek oraz szeroko zakrojone analizy geochemiczne pozwoliły usytuować region kolski w strefie rozłamowej superkontynentu (fig 9.1), która miała miejsce w okresie ok. 2.5Ga kiedy to jednostki Superioru, Grenlandi i Wyoming uległy rozpadowi (Evans i in 2016, Ernst, Bleeker 2010). Rejon Baltiki wraz ze strefą Kolską od zachodu przylegał do kontynentu Superior, od strony zachodniej znajduje się blok Wyoming, oraz Hearne, zaś omawiany pas mobilny stanowi zalążek struktury, która kontynuuje się dziś w rejonie basenu moskiewskiego. Dodatkowo zaznaczono roje dajek, ich wzajemny układ, oraz strefy oddziaływania plam gorąca. Rozpad Kenorlnd, a także cykl intruzji skał ultrazasadowych tworzących gabro-anortozytowe masywy wpisuje się w znacznie szerszy charakter kontrakcji i destrukcji superkontynentów (Heaman 1997, 2004, Evans i in 2016, Zhang 2012, Lubnina 2009, Bayanova, 2016), co uwidocznione jest na fig 9.2.

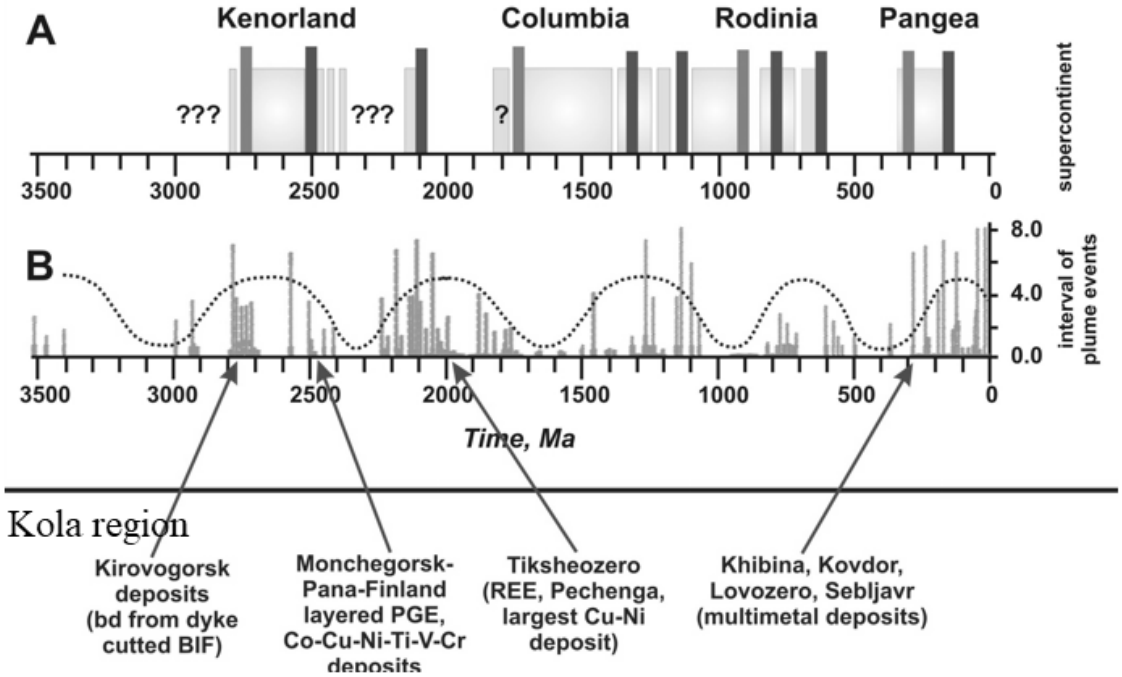


Fig 9.1. Graficzna prezentacja sumarycznego cyklu tworzenia się i rozpadu superkontynentów, oraz zaznaczone różnorodne formacje magmatyczne (alkaliczne towarzyszace kontrakcji i gabro-anortozytowe towarzyszące destrukcji superkontynentów, (Bayanova 2016).

W rejonie Kolskim najstarsze z masywów Achinski i Patchenvarek posiadają wiek blisko 3Ga i są zbudowane ze skał gabro-anortozytowych, który koreluje się z rozpadem Valbaary. Podobny wiek, choć młodszy, posiadają intruzje alkalicznych skał Chagve i Sahariok, rozpoczynające najstarszy znany w rejonie kolskim cykl tworzenia się kontynentu Kenorland. Z tym okresem koreluje się także niektóre dajki występujące w Oleniegorsku. Zaraz po tym występuje szereg masywów gabro-anortozytowych związanych właśnie z rozpadem Kenorland, oraz młodsze intruzje alkaliczne towarzyszące prawdopodobnie kontrakcji Colubmii (Gremikha-Vyrms, Eltoziero, Belaya Tundra, itp.). Kolejne etapy w

rejonie kolskim nie są odnotowywane, lecz w paleozoiku występuje bardzo liczna reprezentacja różnorodnych utworów alkalicznych tworząca całą prowincję wschodnioeuropejską z blisko czterdziestoma wystąpieniami mniejszych lub większych masywów, w tym Chibin i Lvoziera. Najmłodszy przejaw magmatyzmu w omawianym terenie przyczynił się do powstania szeregu intruzji karbonatytowo-alkalicznych. Najbardziej charakterystyczną z nich jest intruzja Chibin –przykład formacji sjenitowej, oraz intruzja Afrikandy –przykład intruzji karbonatytowo-ferrytowej z występującymi tam perowskitami. Oba te obiekty jak i szereg podobnych były badane przez autora w latach 1999-2018. Ich geochemia jak i analizy izotopowe siarczków oraz tlenu i węgla z węglanów wskazują na płaszczowe pochodzenie magmy oraz duży wpływ geochemiczny na skały otoczenia poprzez wzbogacenie ich w Sr, pierwiastki grupy cerowej, żyły karbonatytoto-prehnitowe (Huber 2015a, c). Charakterystycznym efektem jest występowanie w omawianych intruzjach ceru, lantanu, strontu. Pierwiastki te występują w znacznym nagromadzeniu w omawianych intruzjach, pojawiają się także w węglanach badanych przez autora w rejonie Kandalakszskim Laplandzkiego Pasa Granulitowego Kola, gdzie analizy izotopowe wykazały jednoznaczny ich związek z omawianymi intruzjami (Huber i in 2007a, b). Pozwala to wysuwać hipotezę iż podobnie wygląda sytuacja w przypadku rejonu badanych skał w których analizy geochemiczne wskazują na podobny charakter oddziaływań a drobne żyłki węglanowe także zostały w nich stwierdzone. Po ustąpieniu magmatyzmu alkalicznego w rejonie kolskim dochodziło do erozji i abrazji omawianych skał, o czym świadczą w różnych miejscach zachowane ich konglomeraty. Zlodowacenie usunęło część pokrywy zwietrzeliny i zaostrzyło wiele form terenu eksponując skały podłoża, zaś po ustąpieniu lodowca po czasy współczesne następuje ich erozja związana z wietrzeniem fizycznym (Korsakova 2009, Mojski 1993, Jania 1993).

10. Podsumowanie i wnioski.

Omawiane skały archaiczne rejonu Murmańska i Oleniegorska stanową produkt abrazji skał magmowych i metamorficznych które miały miejsce w warunkach zbiorników sedymentacyjnych w Archaichu. Ich wiek (w przypadku skał Murmańska) osiąga nawet 3.75Ga (Bayanova i in. 2018). Są to granatowo-sillimanitowo-hiperstenowe gnejsy a w przypadku rud żelaza kwarcowo-żelaziste-hiperstenowo-kumingtoniwowo-granatowe gnejsy. Utwory te przeszły wielokrotny metamorfizm w różnorodnych facjach a efekty tych procesów są nadal czytelne w mikroobszarze. Najważniejsze procesy czyli metamorfizm w facji granulitowej, amfibolitowej, przeobrażenia wysokociśnieniowe oraz procesy metasomatyczne są odpowiedzialne za szereg faz obecnych w omawianych skałach. Z każdym z tych procesów odpowiedzialne są różnorodne wydarzenia geologiczne, tworzące istotne zmiany w omawianym terenie badań. Najstarsze z nich, zachodzące jeszcze w archaiku, z związane z magmatyzmem anortozytowym, oraz pierwszymi intruzjami alkalicznymi są także korelowane z tworzeniem się i rozpadem pierwszych znanych kontytnentów na Ziemi. W tym czasie także dochodziło do granityzacji oraz ultrametamorfizmu omawianych skał. Kolejne ważne epizody związane są z licznymi intruzjami warstwowanymi powstałymi w okresie rozpadu Kenorland oraz ryftogenezy w regionie, która jest datowana na wczesny proterozoik, ok. 2.5Ga (Bayanova i in. 2019, Evans i in. 2016, Ernst, Bleeker 2010). Spowodowało to powstanie szeregu intruzji w rejonie Superioru i Kolskim o wieku 2.5Ga oraz w rejonie Karelii, Kola, Grenlandii w okresie 2.45Ga (Ernst i in. 2010, Evans i in. 2016). Analiza paleogeograficzna rejonu kolskiego wskazuje raczej na powstanie struktury przypominającej współczesny basen Morza Czerwonego (Bayanova i in. 2019, Golonka 2000, 2002) niż pełnowartościowego ryftu, gdyż w rejonie granic pomiędzy blokami Kolskim i Białomorskim intruzje wypełniały stare rozłamy. W dalszej konsekwencji, wspomniany magmatyzm oraz kolizja bloków Kolskiego i Białomorskiego przyczyniła się prawdopodobnie do metamorfizmu w facji amfibolitowej omawianych skał oraz powstaniu licznych dajek głównie dolerytowych (Chashchin i in. 2015, Smolkin i in. 2004, Arzamascev i in 2009, Kozlov i in. 1991, Huber i in. 2007, Sharkov 2006, Pozhylienko i in. 2002). Młodsze przejawy magmatyzmu kwaśnego i alkalicznego w regionie objawiają się szeregiem różnorodnych dajek przyczyniających się także do metamorfizmu skał w facji epidotowi-amfibolitowej oraz w strefie rozłamów facji wysokociśnieniowych (w strfie Murmańska). Związane są one już z orogenezą svekofenno-karelską (Bayanova i in. 2016). Analiza paragenez mineralnych z różnych bloków skalnych badanych przez autorów wskazuje obecność ruchów tektonicznych oraz różnych etapów metamorfizmu w Kolsko-Białomorskim Pasie Mobilnym oraz jego aktywność jeszcze przez wiele epok, powodując wypiętrzanie się starych bloków skalnych, a nawet występowanie późno dewońskiej plamy gorąca, która

przyczyniła się do licznych w tym rejonie intruzji skał alkalicznych związana już z kontrakcją Pangei (Kogarko 1987, Kramm i in. 1993). Wiele tych procesów jest czytelnych w mikroobszarze choć ustalenie ich sekwencji wymaga także korelacji poszczególnych paragenez i cech geochemicznych z występującymi w sąsiedztwie omawianego terenu różnowiekowymi intruzjami. Wynika jednak z tego obraz iż analizowane skały z okolic Murmańska i Oleniegorska powstawały multistadialnie.

11. Tabele wyników mikroanalizy.

11.1 Murmańsk

Tab. 12.1. Wyniki badań w mikroobszarze minerałów leukokratycznych w skałach z Murmańska

samle	O	Na	Al	Si	K	Ca	Minerał
05dMSK18(1)_pt10	52,11	3,84	7,09	25,31		1,81	plagioklaz
05dMSK18(2)_pt11	55,3	4,97	8,52	24,47	0,92	2,36	plagioklaz
05dMSK18(2)_pt12	60,35		1,07	35,15			kwarc
05dMSK18(2)_pt13	60,5		1,41	35,34	0,98		kwarc
05dMSK18(3)_pt10	54,81	1,68	8,74	24,73	6,49		Kfs
05dMSK18(3)_pt12	54,02	1,82	7,96	24,6	5,9		Kfs
05dMSK18(3)_pt13	54,15	1,18	7,52	24,9	8,2		Kfs
05dMSK18(3)_pt17	59,47		1,26	35,2			kwarc
05dMSK18(3)_pt3	53,22	1,12	7,2	23,15	5,7		plagioklaz
05dMSK18(3)_pt4	52,14	1,03	6,46	20,74	5,77		plagioklaz
05dMSK18(3)_pt8	53,34	6,44	9,52	24,1	0,79	1,92	plagioklaz
05dMSK18(3)_pt9	54,83	3,52	8,1	24,94	4,65		Kfs
05dMSK18(4)_pt10	54,85	1,25	7,95	25,9	7,67		Kfs
05dMSK18(4)_pt5	60,68		1,62	35,57			kwarc
05dMSK18(4)_pt9	54,84	1,66	8,03	25,34	7,52		Kfs
05dMSK18(5)_pt11	53,54	6,13	10,63	25,17		2,26	plagioklaz
05dMSK18(5)_pt12	54,73	6,54	10,25	24,41		1,77	plagioklaz
05dMSK18(7)_pt10	54,64	5,69	10,26	23,28		1,69	plagioklaz
05dMSK18(7)_pt11	54,03	5,76	10,41	24,39		1,65	plagioklaz
05dMSK18(8)_pt9	54,72	1,13	9,64	23,94	6,53		Kfs
05MSK18(1)_pt7	57,34			30,44			kwarc
05MSK18(1)_pt8	52,55	2,54	11,28	18,65		4,95	plagioklaz
05MSK18(10)_pt6	54,46	2,96	12,65	21,68		5,59	plagioklaz
05MSK18(4)_pt5	53,86	3,02	12,54	20,39		5,45	plagioklaz
05MSK18(4)_pt6	54,73	2,71	11,73	19,65		5,32	plagioklaz
05MSK18(5)_pt5	53,79	2,52	14,07	20,46		7,69	plagioklaz
05MSK18(6)_pt4	54,89	1,98	12,86	19,7		7,01	plagioklaz
05MSK18(6)_pt7	54,12	1,96	13,8	20,2		6,54	plagioklaz
05MSK18(7)_pt3	54,35	2,36	13,11	19,75		6,53	plagioklaz
05MSK18(7)_pt4	53,87	2,1	13,99	20,17		6,72	plagioklaz
05MSK18(7)_pt5	57,75	1,33	8,57	12,07		10,76	plagioklaz
05MSK18(7)_pt8	53,68	3,21	12,61	20,55		6,17	plagioklaz
05MSK18(9)_pt6	54,37	2,03	13,9	19,68		7,08	plagioklaz
08aMSK18(1)_pt10	58,72	0,75	0,77	33,74			kwarc
08aMSK18(1)_pt11	59,86		0,6	35,72			kwarc
08aMSK18(1)_pt7	47,75		0,68	35,54			kwarc
08aMSK18(1)_pt8	60,68			36,37			kwarc
08aMSK18(1)_pt9	51,99	5,65	9,24	23,91		2,49	plagioklaz
08aMSK18(2)_pt10	60,92			36,03			kwarc

08aMSK18(2)_pt11	59,81		1,26	36,32			kwarc
08aMSK18(2)_pt12	59,35			37,55			kwarc
08aMSK18(2)_pt13	61,03		0,58	35,24			kwarc
08aMSK18(2)_pt14	60,57			37,6			kwarc
08aMSK18(2)_pt15	54,41	6,29	9,53	25,86		1,45	plagioklaz
08aMSK18(2)_pt4	57,09			19,13			kwarc
08aMSK18(2)_pt5	52,8			23,31			kwarc
08aMSK18(2)_pt6	53,36			26,39			kwarc
08aMSK18(2)_pt7	55,46			22,69			kwarc
08aMSK18(3)_pt12	60,22		1,1	36,81			kwarc
08aMSK18(3)_pt14	56,45	5,1	8,37	23,83		2,04	plagioklaz
08aMSK18(3)_pt15	59,82			37,15			kwarc
08aMSK18(3)_pt16	60,75		0,68	36,51			kwarc
08aMSK18(3)_pt17	59,74		0,75	36,61			kwarc
08aMSK18(3)_pt6	61,02	0,63	1,34	37,01			plagioklaz
08aMSK18(3)_pt7	55,58	5,54	10	26,06		2,82	plagioklaz
08aMSK18(4)_pt4	56,42			24,81			kwarc
08aMSK18(4)_pt5	52,53	6,35	10,04	25,06		2,93	plagioklaz
08aMSK18(4)_pt6	53,4	6,49	10,15	26,49			plagioklaz
08aMSK18(4)_pt7	58,79	1,26	0,69	35,9			kwarc
08aMSK18(4)_pt8	52,11			22,56			kwarc
08aMSK18(5)_pt6	54,16	5,46	8,39	21,89		6,85	plagioklaz
08aMSK18(5)_pt8	60,56		1,66	35,78			kwarc
08aMSK18(6)_pt11	54,43	5,23	10,12	24,18		2,65	plagioklaz
08aMSK18(6)_pt6	58,07		1,16	34			kwarc
08aMSK18(6)_pt8	54,76	6,11	9,38	24,85		2,52	plagioklaz
08aMSK18(6)_pt9	54,83	5,56	8,96	23,22		3	plagioklaz
08aMSK18(7)_pt1	53,89	5,6	10,22	25,06		2,57	plagioklaz
08aMSK18(7)_pt10	60,17		1,51	33,67			kwarc
08aMSK18(7)_pt5	55,27	5,42	10,86	25,77		2,68	plagioklaz
08aMSK18(7)_pt6	59,92		0,81	37,09			kwarc
08aMSK18(7)_pt7	60,26		0,94	37,24			kwarc
08aMSK18(7)_pt8	60,74		0,68	36,93			kwarc
08aMSK18(7)_pt9	60,51		1,18	34,42			kwarc
17MSK18(1)_pt10	53,92	6,74	9,92	24,37		1,31	plagioklaz
17MSK18(1)_pt6	53,58	7,02	9,22	24,34		1,33	plagioklaz
17MSK18(1)_pt9	53,44	6,22	9,92	23,96			plagioklaz
17MSK18(2)_pt4	54,44			14,64			kwarc
17MSK18(2)_pt2	49,06	6,72	9,75	18,29			plagioklaz
17MSK18(2)_pt7	54,38	7,09	10,4	24,45			plagioklaz
17MSK18(2)_pt9	53,8	6,11	9,86	22,52		2,57	plagioklaz
17MSK18(3)_pt10	55,48	6,88	9,68	24,15	1,08		plagioklaz
17MSK18(3)_pt12	54,96	6,79	9,11	24,22	0,96		plagioklaz
17MSK18(3)_pt17	53,62	6,75	11,08	23,95		2,94	plagioklaz
17MSK18(3)_pt18	55,46	6,6	10,27	24,19		1,29	plagioklaz
17MSK18(3)_pt19	54,26	6,76	9,07	23,21	1,12		Kfs

17MSK18(3)_pt2	47,73	1,09	3,83	7,12			plagioklaz
17MSK18(3)_pt20	51,98	5,75	7,32	20,19			plagioklaz
17MSK18(3)_pt3	54,79		12,78	15,69	4,22		Kfs
17MSK18(3)_pt8	57,57	1,35	13,59	17,16	4,36		plagioklaz
17MSK18(4)_pt13	54,35	7,08	9,19	24,59			plagioklaz
17MSK18(4)_pt14	58,88		0,92	33,72			kwarc
17MSK18(4)_pt9	53,95	5,54	7,41	19,36			plagioklaz
24MSK18(4)_pt2	52,73	1,77	12,22	17,85		6,94	plagioklaz
24MSK18(4)_pt3	52,9	1,87	13,23	17,39		5,83	plagioklaz
26-1MSK18(1)_pt11	59,36		0,81	34,53			kwarc
26-1MSK18(1)_pt6	56,78	1,03		33,99			kwarc
26-1MSK18(1)_pt8	49,18	5,01	7,82	21,9		3,3	plagioklaz
26-1MSK18(4)_pt10	54,23	5,81	10,31	23,67		3,74	plagioklaz
26-1MSK18(4)_pt11	60,9		1,13	35,4			kwarc
26-1MSK18(4)_pt7	55,3	6,11	9,96	24,05		2,14	plagioklaz
26-1MSK18(5)_pt3	54,62	5,99	9,53	25,57		2,77	plagioklaz
26-1MSK18(6)_pt10	53,37	5,22	9,49	23,63	1,05	1,84	Kfs
26-1MSK18(6)_pt11	53,57	5,88	9,64	24,57		2,49	plagioklaz
26-1MSK18(6)_pt12	54,28	4,89	10,03	23,85		3,95	plagioklaz
26-1MSK18(6)_pt13	53,14	5,39	9,22	22,75		2,63	plagioklaz
26-1MSK18(6)_pt7	58,89		1,64	33,21			kwarc
27-1MSK18(12)_pt5	51,19	1,68	8,92	28,08	7,7		Kfs
27-1MSK18(12)_pt6	57,7		0,78	40,76			kwarc
27-1MSK18(16)_pt8	53,97		0,43	33,76			kwarc
27-1MSK18(20)_pt9	52,16	6,13	10,75	24,97		2,82	plagioklaz
27-1MSK18(24)_pt10	45,44			19,06			kwarc
27-1MSK18(24)_pt9	39,76		1,61	17,79		1,56	plagioklaz
27-1MSK18(27)_pt7	53		1,62	29,58			kwarc
27-1MSK18(7)_pt8	51,15	1,61	8,61	27,59	8,29		Kfs
27-1MSK18(7)_pt9	52,1	4,47	7,47	29,9		1,5	plagioklaz
27-1MSK18(9)_pt10	52,39	0,71	10,07	25,92	7,93		Kfs
28MSK18(1)_pt13	50,92	4,77	9,16	20,64		2,16	plagioklaz
28MSK18(1)_pt14	55,25	5,98	9,84	23,31		3,52	plagioklaz
28MSK18(1)_pt15	54,59	5,63	9,73	22,5		3,38	plagioklaz
28MSK18(1)_pt16	59,48		1,48	35,75			kwarc
28MSK18(1)_pt17	55,27	5,63	10,28	23,88		2,58	plagioklaz
28MSK18(1)_pt18	54,12	6,59	11	28,29			plagioklaz
28MSK18(2)_pt10	53,97	6,24	10,85	24,18		2,06	plagioklaz
28MSK18(2)_pt9	55,72	5,65	9,75	22,55		3,29	plagioklaz
28MSK18(3)_pt6	54,91	5,63	9,51	23,66		2,1	plagioklaz
28MSK18(3)_pt7	55,44	6,06	9,53	22,51		2,87	plagioklaz
31MSK18(1)_pt20	55,56	6,1	8,8	21,58		4,15	plagioklaz
31MSK18(1)_pt22	54,23	5,08	10,57	21,86		2,23	plagioklaz
31MSK18(1)_pt23	53,72	6	9,92	23,56		3,8	plagioklaz
31MSK18(5)_pt11	55,34	5,54	9,95	22,3		4,12	plagioklaz
31MSK18(5)_pt8	54,17	5,6	10,44	23,12		3,19	plagioklaz

32-1MSK18(1)_pt10	44,05	3,91	6,74	17,51		2,09	plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt11	48,11		0,89	22,72			kwarc
32-1MSK18(1)_pt12	36,89	3,34	6,09	15,25		2,81	plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt13	33,79	3,5	6,24	14,94		1,59	plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt14	33,94	3,52	7,02	17,18		1,63	plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt15	33,12	1,07	1,43	19,25			plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt5	47,25	3,38	5,59	16,1			plagioklaz
32-1MSK18(1)_pt9	48,07	0,92	1,53	25,3			plagioklaz
32-1MSK18(2)_pt2	43,07	3,06	4,44	10,76		1,6	plagioklaz
32-1MSK18(2)_pt4	49,36	1,71	7,25	19,59	5,38		plagioklaz
32-1MSK18(3)_pt13	55,25	6,25	9,96	21,94		3,61	plagioklaz
32-1MSK18(3)_pt7	59,22		2,1	35,16			kwarc
32-1MSK18(3)_pt9	52,31	4,15	8,71	21,06		2,65	plagioklaz
32-1MSK18zg(1)_pt8	54,11	6,3	10,77	26,11		2,71	plagioklaz
32-1MSK18zg(1)_pt9	61,25			38,76			kwarc
32-1MSK18zg(2)_pt5	60,31		0,84	38,84			kwarc
32-1MSK18zg(4)_pt13	53,68	5,47	10,25	24,38		2,96	plagioklaz
32-1MSK18zg(5)_pt6	54,56	6,68	9,85	25,01		1,96	plagioklaz
32-1MSK18zg(5)_pt7	54,45	6,26	11,51	25,07		2,71	plagioklaz
32-1MSK18zg(5)_pt8	58,59	1,42	1,72	36,91			plagioklaz
32-1MSK18zg(6)_pt4	59,48		1,56	37,53			kwarc
32-1MSK18zg(6)_pt5	53,04	6,02	10,87	26,27		2,83	plagioklaz
32-2MSK18(1)_pt20	54,21	5,57	9,1	21,6		3,28	plagioklaz
32-2MSK18(1)_pt21	53,24	6	10,03	21,65		2,98	plagioklaz
32-2MSK18(2)_pt22	54,65	5,65	9,59	21,18		3,15	plagioklaz
32-2MSK18(2)_pt23	57,84	0,89	1,3	34,3			kwarc
32-2MSK18(2)_pt24	58,78		1,39	34,81			kwarc
32-2MSK18(2)_pt25	52,84	5,64	9,44	22,11		1,82	plagioklaz
32-2MSK18(3)_pt15	60,12		1,73	35,46			kwarc
32-2MSK18(3)_pt16	54,54	5,65	10,14	23,12	0,61	3,17	plagioklaz
32-2MSK18(3)_pt17	53,77	6,27	10,4	23,26		2,78	plagioklaz
32-2MSK18(5)_pt13	54,88	6,06	8,87	23,94		3,67	plagioklaz
32-2MSK18(5)_pt14	54,74	5,63	11,14	23,01		3,05	plagioklaz
32-2MSK18(5)_pt21	61,32			34,4			kwarc
32-2MSK18(6)_pt18	59,35	1,31	1,2	35,59			plagioklaz
32-2MSK18zg(1)_pt16	50,15	4,57	10,14	22,91		5,75	plagioklaz
32-2MSK18zg(1)_pt17	59,96		0,67	38,25			kwarc
32-2MSK18zg(1)_pt18	59,3		1,02	37,52		1,15	kwarc
32-2MSK18zg(1)_pt19	53,34	5,82	11,16	26,68		3	plagioklaz
32-2MSK18zg(1)_pt20	57,31	2,65	4,99	11,13		15,45	plagioklaz
32-2MSK18zg(2)_pt7	53,45	5,46	9,74	25,13		3,12	plagioklaz
32-2MSK18zg(2)_pt8	60,19	0,78	1,16	37,87			kwarc
32-2MSK18zg(3)_pt4	54,14	5,63	11,22	24,59		3,21	plagioklaz
32-2MSK18zg(3)_pt6	60,53		0,87	38,22			kwarc
32-2MSK18zg(4)_pt10	54,24	5,51	10,84	25,06		3,28	plagioklaz
32-2MSK18zg(4)_pt11	59,53			39			kwarc

32-2MSK18zg(4)_pt9	53,97	5,92	10,41	25,38		2,79	plagioklaz
32-2MSK18zg(5)_pt10	52,93	6,35	11,73	25,52	0,69	2,77	plagioklaz
32-2MSK18zg(5)_pt8	47,12	4,07	8,29	19,45		3,05	plagioklaz
32-2MSK18zg(6)_pt11	59,39		0,79	35,3			kwarc
32-2MSK18zg(6)_pt12	54,93	5,78	9,9	22,94		2,49	plagioklaz

Tab. 12.2. Wyniki badań w mikroobszarze granatów z Murmańska

samle	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Minerał
05dMSK18(1)_pt5	39,85	2,82	8,76	13,77		28,87	alm/andr
05dMSK18(1)_pt6	50,22	3,67	11,74	17,6			pi/alm
05dMSK18(1)_pt7	38,61	3,58	9,13	14,06		30,41	alm/andr
05dMSK18(2)_pt4	40,84	3,71	9,05	15,77		28,63	alm/andr
05dMSK18(2)_pt5	38,34	4,34	8,97	14,48		32,29	alm/andr
05dMSK18(2)_pt6	43,34	2,95	8,93	15,95		26,07	alm/andr
05dMSK18(4)_pt7	39,18	3,54	8,76	14,41		32,89	alm/andr
05dMSK18(4)_pt8	49,12	4,23	10,85	17,87			pi/alm
05dMSK18(6)_pt6	40,03	3,78	9,52	15,84		30,83	pi/alm
05dMSK18(6)_pt7	52,66	5,3	11,58	18,69			pi/alm
05dMSK18(6)_pt8	50,08	3,92	11,04	16,85			pi/alm
05dMSK18(6)_pt9	37,82	3,07	8,89	13,14		34,06	alm/andr
05dMSK18(7)_pt7	53,78	4,68	10,92	20,11			pi/alm
05dMSK18(7)_pt8	50,2	4,19	10,71	17,88			pi/alm
05dMSK18(8)_pt7	47,95	4,18	10,32	17,07			pi/alm
05dMSK18(8)_pt8	50,06	3,52	11,43	17,94			pi/alm
05dMSK18(9)_pt1	45,86	3,45	8,86	13,15			pi/alm
05dMSK18(9)_pt2	49,81	3,5	9,03	15,85			pi/alm
17MSK18(4)_pt1	36,66	2,06	7,8	12,22		36,53	alm/andr
17MSK18(4)_pt2	36,62	2,52	8,61	12,79		36,29	alm/andr
17MSK18(4)_pt4	38,71	2,58	8,8	13,56		33,53	alm/andr
27-1MSK18(11)_pt1	39,45	4,49	10,06	14,58		31,01	alm/andr
27-1MSK18(11)_pt2	38,67	4,66	9,09	14,67		32,26	alm/andr
27-1MSK18(22)_pt5	40,5	4,15	9,43	13,67		30,34	alm/andr
27-1MSK18(22)_pt6	39,5	4,39	8,93	13,29		32,8	alm/andr
27-1MSK18(23)_pt4	40,13	4,38	9,84	15,41	0,75	28,59	alm/andr
27-1MSK18(23)_pt5	39,71	4,48	9,35	15,72		30,12	alm/andr
27-1MSK18(27)_pt3	38,84	4,01	9,4	13,76		33,99	alm/andr
27-1MSK18(27)_pt4	50,78	4,91	11,02	17,55			pi/alm
27-1MSK18(27)_pt5	40,74	4,64	9,86	15,04		29,41	alm/andr
27-1MSK18(27)_pt6	48,51	4,45	10,8	19,22			pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt1	50,21	10,66	16				pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt2	38,56	8,61	14,12			33,3	alm/andr
27-1MSK18zg(1)_pt4	50,45	10,5	18,77				pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt5	49,34	10,88	16,8				pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt6	49,8	10,06	17,47				pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt7	48,26	11,05	18,02				pi/alm

27-1MSK18zg(1)_pt8	50,4	11,31	17,61			pi/alm
27-1MSK18zg(1)_pt9	39,86	8,83	14,07		32,56	pi/alm

Tab. 12.3. Wyniki badań w mikroobszarze muskowitu z Murmańska

samle	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	K	Minerał
17MSK18(1)_pt5	5,38	52,46	4,19	2,13	6,01	8,88	17,38	3,57	muskowit
17MSK18(3)_pt5	6,07	56,06	0,94	1,83	0,68	13,55	16,37	4,51	muskowit
17MSK18(3)_pt7	5,48	52,57		1,88	1,29	12,78	19,53	3,1	muskowit
17MSK18(3)_pt11	2,36	43,1		1,02	5,87	9,05	14,82	3,34	muskowit
17MSK18(3)_pt15	8,58	49,23		1,27	1,69	6,16	17,97	1,56	muskowit
17MSK18(3)_pt16	32,43	47,57	2,32	1,52	1,41	4,71	10,04		muskowit
17MSK18(4)_pt10	5,84	51,19	6,93	1,11	6,81	9,36	18,75		muskowit
26-1MSK18(1)_pt9	6,69	52,7		3,68	1,3	9,99	22,22	1,76	muskowit
26-1MSK18(6)_pt8	4,25	53,78	6,18	1,75	4,33	8,02	18,08	3,6	muskowit
26-1MSK18(6)_pt14	24,46	42,94	2,89	1,26	3,66	6,94	14,34	3,5	muskowit

Tab. 12.4. Wyniki badań w mikroobszarze biotytu ze skał z Murmańska

samle	O	F	Na	Mg	Al	Si	K	Ti	Fe	Minerał
05MSK18(1)_pt5	53,2	5,16		7,58	6,86	14,53	2,98			biotyt
05dMSK18(1)_pt9	54,1		1,18		8,2	23,57	7,69			biotyt
05dMSK18(10)_pt3	52,27	4,65		5	7,86	15,41	3,43			biotyt
05dMSK18(10)_pt4	51,73	3,87		4,1	6,15	12,4	2,49	8,41		biotyt
05dMSK18(2)_pt7	52,8	4,07		7,19	7,49	18,72	4,38			biotyt
05dMSK18(2)_pt8	52,5	5,43		6,98	8,08	17,24	4,33	1,64		biotyt
05dMSK18(2)_pt9	54,43	3,04		7,03	8,15	18,06	4,05			biotyt
05dMSK18(2)_pt10	54,31	4,2		6,55	8,14	16,79	4,78			biotyt
05dMSK18(3)_pt1	50,64	5,4		5,42	6,58	14,98	3,43			biotyt
05dMSK18(3)_pt2	48,75	2,74		4,94	5,4	11,4	3,09			biotyt
05dMSK18(3)_pt5	52,08	4,32		5,1	7,45	15,09	5,04			biotyt
05dMSK18(3)_pt6	52,58	5,05		5,7	9,26	18,51	5,35			biotyt
05dMSK18(3)_pt7	52,52	3,88	1,22	6,45	8,48	18,15	5,07			biotyt
05dMSK18(3)_pt11	54,09	2,73		4,42	7,36	15,38	3,92	5,93		biotyt
05dMSK18(3)_pt14	52,41	3,88		6,17	8,57	17,12	5,26			biotyt
05dMSK18(3)_pt15	52,25	5,6		5,7	7,37	17,57	5,42			biotyt
05dMSK18(3)_pt16	52,79	4,21		6,92	8,5	18,8	4,77			biotyt
05dMSK18(4)_pt6	52,84	6,25		7,76	8,92	17,91	3,02			biotyt
05dMSK18(4)_pt11	53,56	5,55		8,08	9,09	16,75	3,84			biotyt
05dMSK18(5)_pt3	43,55		0,66	5,85	8,09	15,53	3,55		19,48	biotyt
05dMSK18(5)_pt8	47,77			3,7	4,95	12,15	3,42			biotyt
05dMSK18(5)_pt9	54,08	4,8		6,91	8,89	17,22	3,5			biotyt
05dMSK18(5)_pt10	53,5	5,47		6,26	9,26	17,59	3,54			biotyt
05dMSK18(6)_pt10	53,69	5,4		7,21	8,96	17,26	3,94			biotyt
05dMSK18(6)_pt11	55,08	4,05		7,5	8,71	17,21	4			biotyt
05dMSK18(6)_pt12	53,93	4,32		6,15	9,13	18,07	4,16			biotyt

05dMSK18(6)_pt13	56,51	0		0,94	22,69	16,36	0,97			biotyt
05dMSK18(7)_pt9	55,8				8,16	25,93	7,56			biotyt
05dMSK18(8)_pt16	54,21	3,39		6,76	9,99	16,25	4,14			biotyt
05dMSK18(8)_pt17	52,45	5,8		7,59	9,38	16,71	4,66			biotyt
05dMSK18(9)_pt9	47,27	2,49		4,87	6,7	13,66	4,39			biotyt
08aMSK18(1)_pt4	53,37	3,88	1,08	5,62	8,51	17,76	4,68			biotyt
08aMSK18(1)_pt5	53,81	7,02		5,16	7,41	18,79	3,35			biotyt
08aMSK18(1)_pt6	53,51	4,82		5,18	8,07	17,42	2,94			biotyt
08aMSK18(2)_pt3	51,95	9,25		5,56	7,77	19,61	3,78			biotyt
08aMSK18(2)_pt8	54,3	4,84		5,02	7,43	18,37	4,29			biotyt
08aMSK18(2)_pt9	53,94	5,94		5,08	8,04	19,56	3,68			biotyt
08aMSK18(2)_pt16	43,1		1,04	5,66	7,54	16,62	2,52		21,18	biotyt
08aMSK18(3)_pt1	46,17			5,9	7,67	16,32	3,38		19,05	biotyt
08aMSK18(3)_pt8	56,99			1,21	13,86	21,67	3,57			biotyt
08aMSK18(3)_pt9	55,45	5,01	1,29	5,75	9,09	17,9	2,78			biotyt
08aMSK18(3)_pt10	56,07	4,38		5,09	7,43	20,08	3,85			biotyt
08aMSK18(3)_pt11	55,07	5,36		5,08	7,54	20,24	3,44			biotyt
08aMSK18(3)_pt13	55,21	5,4		5,57	7,99	18,83	3,35			biotyt
08aMSK18(4)_pt2	52,76	4,88		5,68	7,65	19,85	2,33			biotyt
08aMSK18(4)_pt3	54,84	5,27		5,79	7,67	18,3	4,23			biotyt
08aMSK18(4)_pt9	53,68	3,18		5,23	7,66	17,71	3,55			biotyt
08aMSK18(5)_pt5	54,86	6,02	0,85	6,36	8,17	17,95	3,23			biotyt
08aMSK18(5)_pt7	53,91	5,44		6,34	9,08	18,28	4,03			biotyt
08aMSK18(6)_pt2	54,23	5,2		4,84	8,09	19,2	3,48			biotyt
08aMSK18(6)_pt3	50,97	5,23	1,12	4,85	7,45	19,41	4,32			biotyt
08aMSK18(6)_pt4	54,56	5,13		5,16	8,19	16,65	3,85			biotyt
08aMSK18(6)_pt5	53,92	4,29	1,49	5,49	7,1	16,37	3,77			biotyt
08aMSK18(7)_pt2	52,81	5,44		5,19	9,24	19,1	3			biotyt
08aMSK18(7)_pt3	53,71	5,32	0,87	6,57	8,02	19,22	4,17			biotyt
08aMSK18(7)_pt4	55,11	5,04	0,9	6,11	7,37	18,89	3,65			biotyt
17MSK18(1)_pt3	53,44	4,29	1,01	6,12	8,58	15,88	3,96			biotyt
17MSK18(1)_pt4	50,28	8,54	1,14	5,19	8,44	16,53	2,91			biotyt
17MSK18(1)_pt7	55,09		5,13		6,61	16,59		12,99		biotyt
17MSK18(4)_pt5	54,96	4,58	1,31	6,65	8,67	15,3	3,95			biotyt
17MSK18(4)_pt6	51,95	6,09	1,17	6,35	9,26	16,29	4,12			biotyt
17MSK18(4)_pt7	50,95	9,08		5,2	7,96	14,95	4,23			biotyt
17MSK18(4)_pt8	53,83	6,35		4,81	7,76	12,57	2,16	3,66		biotyt
17MSK18(4)_pt11	51,79	5,54	1,05	6,7	9,58	16,59	3,64			biotyt
26-1MSK18(1)_pt2	53,02	6,55	1,11	4,56	7,38	16,75	3,91			biotyt
26-1MSK18(1)_pt4	51,56	10,08		4,9	6,8	15,01	3,86			biotyt
26-1MSK18(1)_pt7	54,22	5,95		3,43	8,65	18,39	3,94			biotyt
26-1MSK18(1)_pt10	55,08	3		3,38	7,69	20,36	4,67			biotyt
26-1MSK18(3)_pt2	52,99		5,44		8,79	23,39				biotyt
26-1MSK18(3)_pt5	44,26		1,29	3,65	7,37	15,53	2,88		21,06	biotyt
26-1MSK18(4)_pt6	42,11			4,01	7,75	15,12	3,49		24,91	biotyt
26-1MSK18(4)_pt8	53,28	7,15	0,94	4,74	8,91	18,51	3,79			biotyt

26-1MSK18(4)_pt9	51,87	9,19	1,31	4,73	8,06	16,15	3,87			biotyt
26-1MSK18(5)_pt2	51,64	9,88		3,73	8,46	18,84	5			biotyt
26-1MSK18(5)_pt4	54,09	4,68	1,16	4,8	8,72	19,54	3,72			biotyt
26-1MSK18(6)_pt9	46,26	4,37		3,6	7,19	16,92	3,56			biotyt
26-1MSK18(7)_pt2	45,01	4,67		3,42	7,45	14,9	3,25			biotyt
26-1MSK18(7)_pt3	50,75			0,72	1,57	23,27				biotyt
26-1MSK18(7)_pt4	46,26	4,77		3,03	6,44	14,32	3,67			biotyt
27-1MSK18(10)_pt5	48,42	7,44	0,46	7,03	8,99	15,2	5,08	1,63		biotyt
27-1MSK18(10)_pt6	54,26	1,96		5,24	11,82	16,92	3,82			biotyt
27-1MSK18(20)_pt8	40,95			5,25	6,77	14,27			26,63	biotyt
27-1MSK18(22)_pt3	39,42			5,34	7,11	12,45	3,32	1,07	27,63	biotyt
27-1MSK18(22)_pt4	39,84			6,16	7,83	13,39	3,94		25,91	biotyt
27-1MSK18(24)_pt6	51,44	5,7		6,2	8,48	15,56	3,52			biotyt
27-1MSK18(24)_pt7	48,54	5,46		5,13	7,42	15,66	3,05			biotyt
27-1MSK18(24)_pt8	46,53	3,53		4,54	5,93	13,6	3,7	1,32		biotyt
27-1MSK18(24)_pt13	45,07	3,61		4,6	6,14	12,53	3,06			biotyt
27-1MSK18(24)_pt14	45,31	4,09		5,16	8,05	14,19	3,51			biotyt
27-1MSK18(25)_pt1	50,01	4,51		6,43	9,57	17,16	4,41			biotyt
27-1MSK18(25)_pt2	45,86	4,13		5,15	7,97	12,68	3,67			biotyt
27-1MSK18(25)_pt3	50,73	3,74		6,51	10,64	15,61	4,41			biotyt
27-1MSK18(25)_pt4	38,78	2,53		4,25	5,61	11,09	2,89			biotyt
27-1MSK18(25)_pt5	46,41	2,53		4,96	7,32	10,87	2,97			biotyt
27-1MSK18(25)_pt6	42,06	3,91		4,69	8,1	11,83	2,72			biotyt
27-1MSK18(25)_pt15	50,62	2,85		5,79	9,29	13,66	3,21			biotyt
27-1MSK18(26)_pt7	54,24	6,38		6,23	8,04	16,05	4,28	2,32		biotyt
27-1MSK18(5)_pt3	41,92			5,91	6,69	17,07	3,42	0,89	21,75	biotyt
27-1MSK18(5)_pt9	55,48	2,13		1,48	2,17	26,56	1,1	10,56		biotyt
27-1MSK18(7)_pt7	42,68			2,37	7,3	11,97	0,87		31,69	biotyt
27-1MSK18zg(1)_pt3	55,01	8,85	4,88	10,53	18,56		2,17			biotyt
27-1MSK18zg(7)_pt3	53,1	5,38		6,92	10,21	16,92	3,38			biotyt
27_1MSK18(5)_pt7	48,81	4,94		5,87	7,69	12,7	4,37			biotyt
27_1MSK18(5)_pt8	51,48	4,61		6,44	8,54	14,32	3,48			biotyt
27_1MSK18(5)_pt9	51,17	3,48		6,12	6,73	12,85	3,75			biotyt
28MSK18(1)_pt9	50,45	10,34		5,62	7,52	17,52	5,4			biotyt
28MSK18(1)_pt10	51,09	8,26		6,57	7,37	17,29	4,81			biotyt
28MSK18(1)_pt11	48,7	6,12		5,87	6,81	15,34	5,18			biotyt
28MSK18(1)_pt12	51,96	5,41	0,92	6,98	7,43	17,67	6,16			biotyt
28MSK18(2)_pt4	49,52	12,01		5,51	6,91	15,92	5,81	2,36		biotyt
28MSK18(2)_pt5	40,87		0,83	7	7,17	14,29	3,85		23,07	biotyt
28MSK18(2)_pt6	50,65	10,89		7,29	6,5	16,48	5,42			biotyt
28MSK18(2)_pt7	41,58	1,2		6,57	6,29	14,52	3,98		23,41	biotyt
28MSK18(3)_pt3	51,24	7,19	1,19	6,67	6,67	16,13	5,04			biotyt
28MSK18(3)_pt4	51,27	5,28	2,08	6,18	6,39	20,3				biotyt
28MSK18(3)_pt5	50,59	6,77	1,36	5,97	8,09	18,58	4,07			biotyt
32-1MSK18(1)_pt3	35,57	2,36		2,74	6,52	14,53	3,7			biotyt
32-1MSK18(1)_pt6	44,4	9,66		3,76	6,43	13,66	4,08			biotyt

32-1MSK18(1)_pt7	49,74	7,62		4,96	7,52	15,44	4,22	2,61		biotyt
32-1MSK18(1)_pt8	46,21	2,97		3,36	7,16	15,56	3,55			biotyt
32-1MSK18(3)_pt2	51,3	7,92		5,62	7,5	15,38	3,96			biotyt
32-1MSK18(3)_pt10	48,58	4,99	1,34	5,39	6,68	15,88	4,16			biotyt
32-1MSK18(3)_pt12	51,77	5,45	1,55	6,04	7,92	17,37	4,08			biotyt
32-1MSK18zg(1)_pt10	51,47	10,43		4,98	7,29	20,06	4,26			biotyt
32-1MSK18zg(2)_pt1	52,69	10,76		5,55	8,63	16,79	3,32			biotyt
32-1MSK18zg(2)_pt6	52,58	5,66		6,09	8,16	21,39	6,13			biotyt
32-1MSK18zg(4)_pt10	45,53			4,7	5,3	18,92	3,5		19,5	biotyt
32-1MSK18zg(4)_pt12	50,36	9,1		7,21	7,51	20,79	5,04			biotyt
32-1MSK18zg(5)_pt3	50,95	9,66	1,23	5,34	8,68	17,71	4			biotyt
32-1MSK18zg(5)_pt5	53,88	5,85	1,32	4,78	8,41	16,85	4,34	1,99		biotyt
32-1MSK18zg(6)_pt3	50,08	10,01		5,77	8,51	19,52	4,57			biotyt
32-2MSK18(1)_pt22	55,4	6,29		6,68	6,72	14,65	4,72			biotyt
32-2MSK18(1)_pt23	57,19			6,19	8,7	23,7	4,21			biotyt
32-2MSK18(2)_pt6	52,86	5,49		7,28	8,61	17,34	3,32			biotyt
32-2MSK18(2)_pt15	52,02	5,82		4,99	6,26	16,24	2,82			biotyt
32-2MSK18(3)_pt13	50,8	4,78	1,75	7,13	8,02	16,64	3,65			biotyt
32-2MSK18(4)_pt4	49,77	11		6,66	7,41	17,34	4,35			biotyt
32-2MSK18(5)_pt22	53,15	5,35	1,18	6,27	6,85	18,59	4,47			biotyt
32-2MSK18(5)_pt24	51,64	4,64	1,5	6,56	7,04	16,39	4,52			biotyt
32-2MSK18(6)_pt12	53,08	6,17	0,95	7,05	7,19	16,72	3,54			biotyt
32-2MSK18(6)_pt13	53,75	1,46	3,61	2,06	10,21	20,16	1,02			biotyt
32-2MSK18(6)_pt17	51,99	7,76	1,3	6,46	8,04	16,83	3,82			biotyt

Tab. 12.5. Wyniki badań w mikroobszarze ortopiroksenów z Murmańska

samle	O	F	Na	Mg	Al	Si	Fe	Minerał
05MSK18(4)_pt4	47,87			15,6	3,25	20,11	11,84	augit
24MSK18(1)_pt1	50,97	10,8		8,43	0,75	16,16		bronzyt
24MSK18(1)_pt14	52,76	7,82		11,82	1,57	20,97		bronzyt
24MSK18(2)_pt4	39,63			8,63	0,91	13,82	26,96	hipersten
24MSK18(2)_pt5	41,23			9,29	0,84	15,59	25,7	hipersten
27_1MSK18(5)_pt10	52,46	2,59		4,45	12,1	15,71		augit
27_1MSK18(5)_pt11	54,68	0,74		4,73	12,7	15,41		augit
27_1MSK18(5)_pt12	55,22	1,06		4,8	12,77	15,64		augit
32-1MSK18(3)_pt3	54,03	7,45		6,48	3,2	17,82		bronzyt
32-1MSK18(3)_pt5	51,85	7,93		8,04	2,33	21,3		bronzyt
32-1MSK18(3)_pt6	59,35			0,58	1,76	35,45		bronzyt
32-1MSK18zg(4)_pt9	50,57	14,6		10,52	1,31	21,96		bronzyt
32-2MSK18(3)_pt11	50,31			4,22	3,33	12,19		bronzyt
32-2MSK18(3)_pt12	58,38	5,59		4,46	5,46	13,23		bronzyt
32-2MSK18(5)_pt16	42,77		1,15	6,44	3,14	18,03	22,37	hipersten
32-2MSK18(5)_pt18	50,55	15,6		8,92	0,87	20,77		bronzyt
32-2MSK18(5)_pt19	54,22	10,63		6,01	3,8	19,46		bronzyt
32-2MSK18(5)_pt20	41,1			7,68	1,1	17,7	28,92	hipersten

32-2MSK18(6)_pt1	53,99	8,36		7,91	1,77	23,47		bronzyt
32-2MSK18(6)_pt2	55,56	7,5	2,25	6,31	5,44	19,09		bronzyt
32-2MSK18zg(4)_pt8	41,59			2,31	5,41	13,43	35,76	bronzyt
05MSK18(1)_pt6	50,58	10,37		8,67	1,21	17,62		bronzyt
05MSK18(1)_pt9	51,97	9,43		11,76	1,34	20,41		bronzyt
05MSK18(10)_pt5	54,02	8,26	0,72	10,48	2,19	19,62		bronzyt

Tab. 12.6. Wyniki badań w mikroobszarze klinopiroksenów z Murmańska

próbka	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Minerał
05MSK18(2)_pt3	53,42	15,49	3,57	21,68			diopsyd
05MSK18(2)_pt4	54,09	15,58	3,01	21,7			diopsyd
05MSK18(2)_pt6	54,9	16,32	2,34	22,04			diopsyd
05MSK18(2)_pt7	44,6	13,87	2,05	19,28		18,73	eulit
05MSK18(2)_pt8	52,48	16,5	3,43	22,33			diopsyd
05MSK18(2)_pt9	54,74	11,67	3,24	22,34	1,88		diopsyd
05MSK18(2)_pt10	52,83	10,99	1,95	20,52			diopsyd
05MSK18(3)_pt1	54,85	9,02	3,31	23,45	1,96		diopsyd
05MSK18(4)_pt2	54,25	17,65	3,1	20,87	0,99		diopsyd
05MSK18(4)_pt3	52,82	16,88	3,17	21,78			diopsyd
05MSK18(4)_pt7	53,6	11,5	8,69	17,6			augit
05MSK18(4)_pt9	44,48	14,04	2,64	18,62		19,19	eulit
05MSK18(4)_pt10	54,55	16,15	3,27	20,89			diopsyd
05MSK18(4)_pt11	51,72	11,68	4,17	21,17			diopsyd
05MSK18(5)_pt2	55,16	12,8	2,64	22,75			diopsyd
05MSK18(5)_pt3	55,16	12,42	2,57	22,79	2,34		diopsyd
05MSK18(5)_pt4	46,12	15,25	2,92	18,97		15,57	eulit
05MSK18(6)_pt5	48,47	16,95	2,93	20,83		9,7	hedenbergit
05MSK18(6)_pt6	54	15,87	4,37	22,71			diopsyd
05MSK18(6)_pt8	51,39	14,17	2,74	18,62			diopsyd
05MSK18(7)_pt6	47,36	13,77	3,23	18,17		15,18	eulit
05MSK18(7)_pt7	54,64	14,63	1,01	22,78			diopsyd
05MSK18(7)_pt9	55,08	11,15	2,29	21,04			diopsyd
05MSK18(7)_pt11	54,5	12,61	1,42	22,24			diopsyd
05MSK18(9)_pt4	54,19	16,33	3,7	22,24			diopsyd
05MSK18(9)_pt5	53,17	10,22	2,91	19,76			diopsyd
24MSK18(2)_pt11	49,78	10,1	1,25	17,24	1,48		diopsyd
24MSK18(2)_pt12	51,84	10,4	1,42	18,11	1,68		diopsyd
31MSK18(1)_pt5	46,67	2,86	3,62	9,38			diopsyd

Tab. 12.7. Wyniki badań w mikroobszarze amfiboli z Murmańska

próbka	O	F	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Minerał
05MSK18(6)_pt3	57,11			3,67	2,06	7,29		20,31			tremolit
24MSK18(1)_pt8	51,99	3,73		7,95	1,34	18,79		6,64			edenit
24MSK18(1)_pt11	53,18	2,21		8,11	1,53	20,89		10,13			tremolit
24MSK18(4)_pt1	52,15		1,27	1,46	11,72	15,73		6,27			paragsyt
24MSK18(4)_pt4	52,72	1,76		7,82	1,74	20,72		9,48			tremolit
24MSK18(4)_pt5	53,26	0,88		7,95	1,61	20,14		9,27			tremolit
24MSK18(4)_pt6	51,87	4,65		7,27	1,41	20,61		9,32			tremolit
24MSK18(4)_pt7	52,73	1,82		7,61	0,97	19,57		10,92			tremolit
31MSK18(1)_pt7	52,5	6,41		6,24	2,82	20,63		8,96			tremolit
31MSK18(1)_pt9	47,89	6,37		3,87	2,34	18,28		7,74			tremolit
31MSK18(1)_pt14	43,76		1,29	5,46	2,27	18,61		8,35			tremolit
31MSK18(1)_pt15	54,08		4,7	1,03	10,06	21,69		4,31			paragsyt
31MSK18(2)_pt4	53,04	3,82		6,36	2,78	21,75		9,12			tremolit
32-2MSK18(5)_pt17	50,58	11,83	1,16	8,38	1,42	20,63		1,1			edenit
31MSK18(1)_pt16	53,67	4,05		6,25	2,33	21,8		9,06			tremolit
05MSK18(2)_pt1	55,07	3,91	2,82	4,09	8,04	18,44		1,3			edenit
05MSK18(2)_pt2	52,69		2,2	1,15	12,59	19,88		6,26			tschermakit
05MSK18(2)_pt5	54,83		4,22	1,81	10,11	20,34		4,67			tschermakit
05MSK18(3)_pt2	55		1,94		13,72	20,54		7,32			paragsyt
05MSK18(3)_pt3	42,72		2,33	0,56	8,89	14,06		4,45			tschermakit
05MSK18(3)_pt4	52,68		2,39	0,95	13,48	19,36		6,03			tschermakit
05MSK18(3)_pt5	53,92	3,97	1,03	6,19	8,74	18,29	2,96	2,54			hornblenda
05MSK18(3)_pt6	55,31		2,16	0,98	12,86	20,02		6,77			tschermakit
05MSK18(4)_pt8	51,27		1,54	2,44	12,93	21		7,8			tschermakit
24MSK18(1)_pt2	52,3	3,46	1,49	7,37	4,87	16,54		5,28			edenit
24MSK18(1)_pt3	51,83	4,85	1,44	8,32	4,23	17,15		5,06			edenit
24MSK18(1)_pt4	51,98		1,22	1,05	11,04	15,1		6,46			tschermakit

24MSK18(1)_pt5	53,6		1,75	1,56	13,23	18,61	7,31		tschermakit
24MSK18(1)_pt6	52,53	3,93	1,65	8,22	4,63	19,3	5,14		edenit
24MSK18(1)_pt7	52,72	3,06	1,1	7,56	5,05	17,39	5,32		edenit
24MSK18(1)_pt9	48,79		1,63	1,65	6,72	9,1	3,79		paragsyt
24MSK18(1)_pt10	54,07		1,88	6,72	5,9	21,41	5,04		edenit
24MSK18(1)_pt12	53,24		1,85	1,44	12,15	18,01	7,24		tschermakit
24MSK18(1)_pt13	52,16	4,57	2,21	7,47	5,07	18,24	5,57		edenit
24MSK18(2)_pt3	53,06	0,5	1,23	1,08	12,93	16,58	7,51		paragsyt
24MSK18(2)_pt6	52,45	4,14	1,47	7,59	5,02	17,12	5,49		edenit
24MSK18(2)_pt7	51,59	3,69	1,1	6,7	4,9	16,39	5,4		edenit
24MSK18(2)_pt8	52,63	4,35	1,54	7,69	4,38	16,8	4,84		edenit
24MSK18(2)_pt9	53,24	3,22	1,46	8,77	4,33	18,72	5,71		edenit
24MSK18(2)_pt10	51,73	6,61	1,1	8,26	4,43	18,11	6,02		edenit
24MSK18(2)_pt13	52,85		1,66	1,31	12,93	18,43	8,19		tschermakit
24MSK18(2)_pt14	51,53	4,26	1,37	7,4	4,89	16,2	4,17		edenit
26-1MSK18(4)_pt1	55,14	5,44	1,31	6,33	8,98	16,89			hastingsyt
28MSK18(1)_pt5	52,89	4,42	1,64	7,21	5,32	19,63	5,96		paragsyt
28MSK18(1)_pt6	53,34	4,28	2,58	6,56	5,95	19,15	5,15		paragsyt
28MSK18(1)_pt7	43,35		1,95	6,43	5,03	17,37	4,2	19,04	kumingtonit
28MSK18(1)_pt8	51,63	4,27	2,12	5,42	4,97	17,03	5,2		paragsyt
31MSK18(1)_pt6	51,67	3,99	1,23	6,52	2,94	21,21	8,96		hastingsyt
31MSK18(1)_pt8	52,15	4,74	2,17	5,95	6,15	18,86	5		paragsyt
31MSK18(1)_pt10	52,53	2,84	1,79	5,91	2,74	20,76	9,38		hastingsyt
31MSK18(1)_pt11	51,32	5,15	1,14	5,77	2,79	20,7	10,87		hastingsyt
31MSK18(1)_pt12	51,21	1,42	1,38	6,26	2,64	21,47	10,1		hastingsyt
31MSK18(1)_pt13	50,33	1,48	2,75	2,81	4,03	17,35	6,3		tschermakit
31MSK18(1)_pt17	51,66	7,12	1,71	6,16	5,46	19,86	4,59		edenit
31MSK18(1)_pt18	51,76	7,17	1,93	6,78	6,08	17,92	5,39		edenit
31MSK18(1)_pt19	49,14	7,94	1,84	6,32	6,28	18,42	5,72		paragsyt
31MSK18(1)_pt21	48,95		1,69	1,56	2,18	14,98	3,93		tschermakit

31MSK18(1)_pt24	50,71	2,73	1,37	5,31		18,67		11,63		tschermakit
31MSK18(2)_pt1	43,78		1,99	5	4,64	15,17		4,61	18,09	kumingtonit
31MSK18(2)_pt2	52,93	2,68	1,6	6,51	2,37	21,23		10,41		hastingsyt
31MSK18(2)_pt3	53,25	2,66	1,04	5,82	2,67	21,65		9,96		hastingsyt
31MSK18(2)_pt5	53,64		5,72	0,83	10,83	22,75		4		tschermakit
31MSK18(5)_pt9	52,47	2,95	1,47	6,54	2,51	21,56		10,91		hastingsyt
31MSK18(5)_pt10	51,96	7,25	2,04	5,34	5,54	18,26		5,85		paragsyt
32-2MSK18(1)_pt2	32,72			1,15	2,22	9		1,38	31,7	kumingtonit
32-2MSK18(1)_pt11	52,57	4,79	1,56	5,35	4,77	15,26		6,73		paragsyt
32-2MSK18(1)_pt12	52,53	4,14	2,21	6,55	4,91	16,55		4,78		paragsyt
32-2MSK18(1)_pt13	43,93		1,75	5,18	5,63	16,97		4,61	18,64	kumingtonit
32-2MSK18(1)_pt14	52,09	8,98	2,21	5,37	5,53	18,07		5,06		paragsyt
32-2MSK18(1)_pt15	42,76		2,21	5,2	4,8	16,08	0,63	3	21,69	hornblenda
32-2MSK18(1)_pt16	49,92	9,3	1,9	5,76	5,56	17,97		5,51		paragsyt
32-2MSK18(1)_pt17	39,31		1,61	6,18	5,51	16,27		3,9	24,52	kumingtonit
32-2MSK18(1)_pt18	52,54	5,64	1,98	6,26	5,37	19,22	1,18	5,16		hornblenda
32-2MSK18(1)_pt19	52,14	5,53	1,67	5,38	5,5	17,76		5,89		paragsyt
32-2MSK18(2)_pt16	53,2	5,54	1,68	5,33	5,45	19,51		4,63		paragsyt
32-2MSK18(2)_pt17	52,79	5,78	2,23	6,32	5,56	18,69		4,25		edenit
32-2MSK18(2)_pt18	51,55	7,51	1,96	5,27	5,96	18,77		5,04		paragsyt
32-2MSK18(2)_pt19	50,69	7,96	1,86	5,53	5,22	19,19		4,4		edenit
32-2MSK18(2)_pt20	52,18	5,26	3,12	6,16	6,08	18,78		5,24		paragsyt
32-2MSK18(2)_pt21	51,02	10,57		4,48	4,68	17,5		4,93		paragsyt
32-2MSK18(3)_pt6	57,83		1,04		1,7	31,74				paragsyt
32-2MSK18(3)_pt7	51,44	6,52	1,82	6,03	5,08	17,53		4,63		edenit
32-2MSK18(3)_pt8	51,71		4,43	0,76	8,58	20,71		3,19	2,78	tschermakit
32-2MSK18(3)_pt9	52,42	8,65	2,09	5,64	4,67	17,73		5,57		paragsyt
32-2MSK18(3)_pt10	40,78		1,85	4,52	4,58	14,08		3,01	19,22	kumingtonit
32-2MSK18(3)_pt14	40,27		1,77	5,46	5,13	15,2		4,49	24,38	kumingtonit
32-2MSK18(4)_pt11	42,51		2,06	3,57	5,34	14,61		1,32	24,41	kumingtonit

32-2MSK18(5)_pt15	48,99	14,24	1,12	8,41	2,13	20,42					hastingsyt
32-2MSK18(5)_pt23	53,41	4,49	1,92	6,02	5,83	20,38		6,15			paragsyt
32-2MSK18(6)_pt14	53,24	4,97	1,94	6,23	5,98	19,68		5,49			paragsyt
32-2MSK18(6)_pt15	53,87	4,62	1,91	6,41	5,59	20,29		4,82			edenit
32-2MSK18(6)_pt16	50,85	10,96	1,63	6,13	4,92	17,31		5,42			paragsyt
32-2MSK18zg(1)_pt9	53,43	5,09	1,7	6,82	5,5	19,7	0,85	4,69			hornblenda
32-2MSK18zg(1)_pt10	42,83		1,77	5,26	4,89	16,33	1,1	5,21		18,78	hornblenda
32-2MSK18zg(1)_pt11	52,17	6,29	2,18	5,99	5,71	19,57		6,55	1,54		kaersutyt
32-2MSK18zg(1)_pt13	43,88		1,93	5,68	4,89	17,91		4,84		19,74	kumingtonit
32-2MSK18zg(1)_pt14	54,94	3,38	1,17	8,27	3,62	11,46		10,15			hastingsyt
32-2MSK18zg(1)_pt15	50,35	2,94	1,27	4,74	5,06	22,09		7,6	2,25		kaersutyt
32-2MSK18zg(2)_pt4	39,24		1,28	2,42	5,75	12,36				37,09	kumingtonit
32-2MSK18zg(2)_pt5	50,6	8,35	2,22	6,09	6,09	21,54		5,11			paragsyt
32-2MSK18zg(3)_pt3	50,44	9,18	1,92	5,76	6,64	19,51		5,46			paragsyt
32-2MSK18zg(4)_pt7	51,04	5,62	1,64	6,3	5,52	20,93	1,31	5,79			hornblenda
32-2MSK18zg(5)_pt6	51,48	2,43	1,18	3,47	3,94	14		13,06			tschermakit
32-2MSK18zg(5)_pt7	51,33	8,75	1,86	6,03	6,02	18,55		6,4			paragsyt
32-2MSK18zg(5)_pt9	49,94	10,31	2,09	5,25	6,5	18,78		5,46			paragsyt
32-2MSK18zg(6)_pt6	52,98	5,92	2,03	5,9	5,18	18,51		5,37			paragsyt
32-2MSK18zg(6)_pt9	51,94	5,24	1,75	6,07	4,83	14,95		7,03	1,61		kaersutyt

Tab. 12.8. Wyniki badań w mikroobszarze fosforanów z Murmańska

samle	C	O	F	P	Cl	Ca	La	Ce	Minerał
01Mu16-(1)_pt1	3,83	36,26		11,43		2,5	13,52	25,42	monacyt
01Mu16-(1)_pt2	4,57	40,53	2,2	15,04	0,81	32,25			apatyt
01Mu16-(1)_pt3	4,24	41,39	2,31	15,46	0,76	31,31			apatyt
05dMSK18(2)_pt3	6,25	64,59		13,25					apatyt
17MSK18(3)_pt1	10,03	60,49	5,2	10,41					apatyt
26-1MSK18(1)_pt5	3,11	51,96	2,79	11,26		20,28			apatyt
26-1MSK18(7)_pt1	11,32	50,85	3,1	10,54		16,45			apatyt
27-1MSK18(11)_pt3	2,9	60,8	5,98	13,31					apatyt
27-1MSK18(13)_pt1	2,72	59,76	6,94	12,06					apatyt
27-1MSK18(13)_pt2	4,37	60,57	5,91	14,25					apatyt
27-1MSK18(14)_pt1	2,07	58,08	9,21	10,45					apatyt
27-1MSK18(17)_pt1	4,25	61,53	6,03	13,95					apatyt
27-1MSK18(20)_pt1	4,87	57,42	9,84	12,72					apatyt
27-1MSK18(23)_pt3	1,76	48,7	1,42	8,38					apatyt
27-1MSK18(3)_pt1	3,63	62,12	3,55	12,28					apatyt
27-1MSK18(4)_pt1	1,4	39,74	3,09	12,36		24,44			apatyt
27-1MSK18(7)_pt1	2,71	58,67	7,23	11,85					apatyt
27-1MSK18(7)_pt2	2,62	59,81	6,01	12,56					apatyt
27-1MSK18zg(2)_pt1	4,61	64,24		13,67					apatyt
27-1MSK18zg(2)_pt2	6,28	64,91		12,68					apatyt
27-1MSK18zg(4)_pt1	3,82	58,49	9,79	11,39					apatyt
27-1MSK18zg(4)_pt2	6,85	63,95		12,59					apatyt
27-1MSK18zg(4)_pt3	5,54	57,18	9,29	11,55					apatyt
27-1MSK18zg(5)_pt1	6,14	56,83	9,78	10,4					apatyt
27-1MSK18zg(5)_pt2	5	58,17	10,45	9,99					apatyt
27-1MSK18zg(5)_pt3		57,88	11,85	11,75					apatyt
27-1MSK18zg(5)_pt4	4,74	53,03		9,41					apatyt
27-1MSK18zg(6)_pt1	3,55	65,7		12,94					apatyt
27-1MSK18zg(6)_pt2	3,58	63,73	1,26	11,98					apatyt
27-1MSK18zg(7)_pt1	3,7	64,69	1,25	12,23					apatyt
27-1MSK18zg(7)_pt2	2,9	64,63	3,28	11,35					apatyt
27_1MSK18(5)_pt1	14,85	60,92		9,87					apatyt
31MSK18(2)_pt6	2,99	49,62	5,34	11,56		21,79			apatyt
32-1MSK18(3)_pt8	22,23	47,62		7,18		10,85			apatyt
32-1MSK18zg(4)_pt11		49,94	6,42	14,2		25,5			apatyt
32-1MSK18zg(5)_pt1	1,38	48,18	4,88	12,58		24,99			apatyt
32-2MSK18(2)_pt3	2,83	54,07		11,27		22,84			apatyt
32-2MSK18zg(1)_pt12	1,49	48,11	5,17	12,82		26,66			apatyt
32-2MSK18zg(2)_pt6	2,62	50,14	2,84	11,74		23,46			apatyt
32-2MSK18zg(5)_pt11	1,93	47,54	4,5	12,25		25,81			apatyt
32-2MSK18zg(6)_pt5	4,1	47,49	5,44	12,06		25,01			apatyt

Tab. 12.9. Wyniki badań w mikroobszarze cyrkonów i węglanów z Murmańska

samle	C	O	Si	Ca	Zr	Minerał
05dMSK18(6)_pt3	2,12	49,91	15		30,41	cyrkon
08aMSK18(1)_pt3	3,69	52,57	15,71		26,43	cyrkon
17MSK18(1)_pt1	5,97	49,98	12,68		27,88	cyrkon
17MSK18(1)_pt2	5,79	51,07	12,84		26,5	cyrkon
26-1MSK18(6)_pt1	16,83	45,35	12,99		21,76	cyrkon
26-1MSK18(6)_pt2	5,81	48,22	15,02		28,41	cyrkon
27-1MSK18(9)_pt5	1,86	48,78	13,38		32,34	cyrkon
32-1MSK18(1)_pt4	18,82	44,34	12,22		20,24	cyrkon
32-1MSK18(2)_pt1	6,22	47,81	13,6		28,08	cyrkon
32-1MSK18(2)_pt3	10,85	46,18	13,13	0,94	24,89	cyrkon
32-1MSK18zg(3)_pt1	1,21	51,31	14,29		31,15	cyrkon
32-1MSK18zg(4)_pt1	1,83	51,35	13,16		31,48	cyrkon
32-1MSK18zg(6)_pt1	3,48	47,59	14,15		32,19	cyrkon
32-1MSK18zg(6)_pt2	5,62	48,42	14,93		29,22	cyrkon
32-2MSK18(4)_pt2	3,08	49,77	12,98		30,22	cyrkon
32-2MSK18(4)_pt5	3,78	48,19	14,46		29,58	cyrkon
32-2MSK18zg(3)_pt5	1,29	47,51	14,72		33,43	cyrkon
32-2MSK18zg(4)_pt6	1,99	48,57	14,34	1,08	31,56	cyrkon
08aMSK18(6)_pt10	35,03	42,7	12,17	1,9		węglan
26-1MSK18(6)_pt6	17,32	49,03	14,41	3,44		węglan
26-1MSK18(1)_pt3	15,22	51,43	14,31	3,17		węglan

Tab. 12.10. Wyniki badań w mikroobszarze minerałów ciśnieniolubnych z Murmańska

samle	O	Mg	Al	Si	Minerał
17MSK18(1)_pt8	57,35		1,44	31,72	cyanit
17MSK18(2)_pt8	56,24		25,16	16,14	cyanit
05dMSK18(5)_pt4	56,22		23,13	16,77	sillimanit
05dMSK18(5)_pt5	56,51		22,31	17,56	sillimanit
05dMSK18(5)_pt7	55,91		21,9	17	sillimanit
05dMSK18(10)_pt5	45,03		2,23	25,78	sillimanit
05dMSK18(6)_pt14	55,99		24,74	16,74	sillimanit
05dMSK18(6)_pt15	57,53		23,46	16,46	sillimanit
05dMSK18(8)_pt12	56,04		22,59	18,63	sillimanit
05dMSK18(8)_pt13	56,18		23,38	17,6	sillimanit
05dMSK18(8)_pt15	55,73		25,78	16,3	sillimanit
05dMSK18(9)_pt10	54,2		21	15,77	sillimanit
05dMSK18(9)_pt11	37,17		10,32	10,35	sillimanit
05dMSK18(9)_pt12	54,62		20,82	17,18	sillimanit
27-1MSK18(10)_pt3	52,63		26,46	16,61	sillimanit
27-1MSK18(10)_pt4	53,01		26,19	16,01	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt5	52,22		20,58	13,59	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt16	44		18,04	11,82	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt17	48,53		16,1	10,2	sillimanit

27-1MSK18(24)_pt18	51,58		21,58	16,06	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt19	47,06		16,39	11,33	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt20	53,99		19,97	12,99	sillimanit
27-1MSK18(25)_pt7	52,59		19,86	12,39	sillimanit
27-1MSK18(25)_pt8	56,06		22,83	14,34	sillimanit
27-1MSK18(25)_pt13	47,56		16,83	9,45	sillimanit
27-1MSK18(26)_pt11	57,16		24,69	16,56	sillimanit
27-1MSK18(28)_pt3	59,51		21,78	15,78	sillimanit
27-1MSK18zg(7)_pt4	55,79		24,66	17,2	sillimanit
05dMSK18(10)_pt1	54,57		21,27	16,21	sillimanit
05dMSK18(10)_pt2	53,49		16,79	15,47	sillimanit
05dMSK18(5)_pt6	59,93		2,88	33,73	sillimanit
05dMSK18(7)_pt12	58,88		2,14	34,81	sillimanit
05dMSK18(7)_pt13	59,11		2,61	35,14	sillimanit
05dMSK18(7)_pt14	56,47		24,23	16,85	sillimanit
05dMSK18(8)_pt10	59,41		2,45	35,52	sillimanit
05dMSK18(8)_pt11	59,64		2,56	36,3	sillimanit
05dMSK18(8)_pt14	59,78		2,99	34,19	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt11	47,41		1,75	21,13	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt12	39,41		4,02	24,9	sillimanit
27-1MSK18(24)_pt22	37		2,09	25,47	sillimanit
27-1MSK18(25)_pt9	49,4		3,96	25,31	sillimanit
27-1MSK18(25)_pt14	42,86		3,03	26,11	sillimanit
27-1MSK18(26)_pt8	56,6		8,56	23,4	sillimanit
27-1MSK18(26)_pt9	56,42		23,42	15,48	sillimanit
27-1MSK18(26)_pt10	58,65		2,74	34,91	sillimanit
05dMSK18(1)_pt8	52,94		9,95	21,76	sillimanit
17MSK18(2)_pt1	53,1		6,17	11,38	sillimanit
17MSK18(2)_pt1	53,1		6,17	11,38	sillimanit
17MSK18(4)_pt3	50,23	2,5	10,07	16,43	staurolit
17MSK18(4)_pt12	52,75	5,98	9,57	16,06	staurolit
17MSK18(3)_pt9	45,95	1,04	3,13	8,52	staurolit
27-1MSK18(24)_pt15	49,01	0,49	20,38	13,42	staurolit
05dMSK18(6)_pt16	58,9	0,49	2,87	35,39	staurolit
27-1MSK18(25)_pt16	39,78	0,61	13,18	11,84	staurolit
05dMSK18(6)_pt17	56,62	0,73	24,1	16,85	staurolit
27-1MSK18(25)_pt17	46,13	0,76	16,04	10,15	staurolit
27-1MSK18(25)_pt11	44,61	0,78	3,94	18,32	staurolit
27-1MSK18(24)_pt21	44,63	0,86	15,63	11,99	staurolit
27-1MSK18(25)_pt12	53	0,86	18,99	10,4	staurolit
27-1MSK18(25)_pt18	43,8	1,45	16,49	10,39	staurolit
05dMSK18(6)_pt5	51,37	1,84	16,87	19,21	staurolit
17MSK18(4)_pt3	50,23	2,5	10,07	16,43	staurolit
17MSK18(4)_pt10	51,19	6,81	9,36	18,75	staurolit
17MSK18(4)_pt12	52,75	5,98	9,57	16,06	staurolit
17MSK18(3)_pt9	45,95	1,04	3,13	8,52	staurolit

Tab. 12.11. Wyniki badań w mikroobszarze minerałów rudnych z Murmańska

Próbka	O	S	Ca	Ti	Fe	Ni	Cu	V	Mn	Ag	Pb	As	Minerał
24MSK18(2)_pt1	51,42		2,27							18,22			srebro rodz.
24MSK18(3)_pt1	53,59	1,79	2,59							16,92			srebro rodz.
24MSK18(3)_pt2	49,4	2,07								20,58	2,72		srebro rodz.
24MSK18(3)_pt3	52,84		2,83							23,13			srebro rodz.
24MSK18(3)_pt4	55,5	2,1	3,08							16,5			srebro rodz.
24MSK18(3)_pt5	52,52	1,93	2,58							16,57			srebro rodz.
08aMSK18(6)_pt7	16,09	15,23			27,94		28,58						chalkopiryt
26-1MSK18(2)_pt2	12	16,02			29,7		31,35						chalkopiryt
27-1MSK18(1)_pt1	3,47	23,95			31,68		37,49						chalkopiryt
27-1MSK18(1)_pt2	3,3	25,3			31,27		37						chalkopiryt
27-1MSK18(1)_pt3	3,24	24,71			31,49		37,51						chalkopiryt
27-1MSK18(1)_pt8	7,98	18,84			30,98		35,61						chalkopiryt
27-1MSK18(12)_pt1	13,2	16,23			27,39		26,75						chalkopiryt
27-1MSK18(13)_pt3	8,37	23,97			29,48	31,31							chalkopiryt
27-1MSK18(13)_pt5		27,52			28,11	41,5							chalkopiryt
27-1MSK18(15)_pt1	3,27	24,67			30,95		38,12						chalkopiryt
27-1MSK18(15)_pt2		28,73			27,8		39,93						chalkopiryt
27-1MSK18(15)_pt7		28,3			29,11		39,6						chalkopiryt
27-1MSK18(16)_pt1		27,57			28,11		41,4						chalkopiryt
27-1MSK18(16)_pt2	3,49	24,69			31,31		37,52						chalkopiryt
27-1MSK18(16)_pt3	3,6	24,5			31,66		37,36						chalkopiryt
27-1MSK18(17)_pt2		29,38			26,74		40,77						chalkopiryt
27-1MSK18(17)_pt3	1,98	25,13			31,17		39,37						chalkopiryt
27-1MSK18(18)_pt1		27,13			28,99		40,5						chalkopiryt
27-1MSK18(18)_pt2	7,01	22,8			32,72		34,63						chalkopiryt
27-1MSK18(19)_pt1		27,41			28,98		40,46						chalkopiryt
27-1MSK18(19)_pt2		27,54			30,96		39,31						chalkopiryt
27-1MSK18(2)_pt1	3,34	23,94			31,52		37,52						chalkopiryt
27-1MSK18(2)_pt2		28,6			27,7		39,81						chalkopiryt
27-1MSK18(2)_pt3		28,05			28,72		39,36						chalkopiryt
27-1MSK18(20)_pt4	4,92	23,71			32,43		34,55						chalkopiryt
27-1MSK18(20)_pt5	7,83	22,24			31,34		30,32						chalkopiryt
27-1MSK18(20)_pt7	6,99	23			30,24		34						chalkopiryt
27-1MSK18(21)_pt1	3,38	25,04			31,46		37,35						chalkopiryt
27-1MSK18(21)_pt2		28,52			29,03		38,87						chalkopiryt
27-1MSK18(4)_pt2	10,16	21,53			26,49		33,15						chalkopiryt
27-1MSK18(4)_pt3	8,04	21,68			28,92		34,57						chalkopiryt
27-1MSK18(4)_pt7	9,96	19,19			29,16		33,96						chalkopiryt
27-1MSK18(4)_pt8	10,44	20,47			27,77		33,5						chalkopiryt
27-1MSK18(5)_pt8	9,71	20,31			27,89		33,97						chalkopiryt
27-1MSK18(5)_pt10	12,15	19,45			27,39		30,7						chalkopiryt
27-1MSK18(6)_pt1	8,91	21,48			28,26		33,91						chalkopiryt

27-1MSK18(6)_pt2	7,97	21,36		29,26	34,92		chalkopiryt
27-1MSK18(6)_pt3	7,94	21,93		28,22	35,13		chalkopiryt
27-1MSK18(6)_pt4	7,95	22,1		28,33	35,37		chalkopiryt
27-1MSK18(6)_pt5	7,61	22,29		28,28	34,95		chalkopiryt
27-1MSK18(6)_pt6	8,32	21,5		30,33	33,6		chalkopiryt
27-1MSK18zg(2)_pt3	3,92	19,66		34,17	38,35		chalkopiryt
27-1MSK18zg(2)_pt4	4,41	21,12		31,21	39,13		chalkopiryt
27-1MSK18zg(2)_pt5	4,16	20,07		32,59	39,09		chalkopiryt
27-1MSK18zg(2)_pt6	3,98	20,9		34,13	36,36		chalkopiryt
27-1MSK18zg(2)_pt9	3,58	20,29		33,63	38,23		chalkopiryt
27-1MSK18zg(3)_pt5		24,02		29,36	43,39		chalkopiryt
27-1MSK18zg(3)_pt6		23,77		29,3	43,23		chalkopiryt
32-2MSK18zg(2)_pt2	11,78	17,56		27,73	35,1		chalkopiryt
32-2MSK18zg(2)_pt3	11,09	17,27		29,87	35,35		chalkopiryt
32-2MSK18zg(4)_pt4	8,14	20,38		29,31	36,34		chalkopiryt
32-2MSK18zg(4)_pt5	9,91	19,12		28,68	35,39		chalkopiryt
05MSK18(1)_pt1	32,77		6,07	47,92			ilmenit
05MSK18(1)_pt2	34,17		15,06	39,58			ilmenit
05MSK18(10)_pt1	33,14		16,15	41,76			ilmenit
05MSK18(10)_pt2	35,68		14,17	41,12			ilmenit
05MSK18(6)_pt1	34,69	5,13	12,87	34,82			ilmenit
05MSK18(6)_pt2	37,5		16,23	35,45			ilmenit
05MSK18(7)_pt10	35,45	1,34	15,08	36,34			ilmenit
08aMSK18(1)_pt2	37,04		16,33	35,52			ilmenit
08aMSK18(2)_pt2	36,24		17,1	37,55			ilmenit
08aMSK18(3)_pt2	36,43		16,1	36,31			ilmenit
08aMSK18(6)_pt1	34,93		16,04	38,75			ilmenit
08aMSK18(7)_pt11	36,77		14,81	33,95			ilmenit
08aMSK18(7)_pt12	40,97		16,18	31,24			ilmenit
27-1MSK18(11)_pt5	34,51		22,15	34,17			ilmenit
27-1MSK18(11)_pt6	34,07		22,72	36,23			ilmenit
27-1MSK18(24)_pt1	37,4		20,26	31,62			ilmenit
27-1MSK18(24)_pt4	33,6		17,79	37,7			ilmenit
27-1MSK18(25)_pt10	31,92		16,15	33,74			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt1	33,33		18,61	36,64			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt2	34,45		18	39,13			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt3	33,45		18,51	39,66			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt4	34,8		18,55	39,31			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt5	35,31		17,23	37,45			ilmenit
27-1MSK18(26)_pt6	37,94		17,51	36,23			ilmenit
27-1MSK18(28)_pt1	35,02		19,11	36,11			ilmenit
27-1MSK18(5)_pt2	34,39	1,47	20,99	34,85			ilmenit
27-1MSK18(8)_pt1	33,06	2,98	26	29,22			ilmenit
27-1MSK18(8)_pt2	35,45	3,41	39,7	14,57			ilmenit
27-1MSK18(9)_pt2	33,16		22,94	36,68			ilmenit
27-1MSK18(9)_pt3	34,45		23,96	35,22			ilmenit

27-1MSK18(9)_pt8	34,13			21,39	34,93			ilmenit
28MSK18(2)_pt3	32,9			15,5	46,16			ilmenit
31MSK18(1)_pt1	31,95			14,88		40,34	5,11	ilmenit
32-1MSK18(3)_pt1	35,45			16,2	37,96			ilmenit
32-1MSK18zg(1)_pt3	42,15			21,91	22,55			ilmenit
32-1MSK18zg(5)_pt2	36,28			18,02	36,55			ilmenit
32-1MSK18zg(5)_pt4	39,2		2,2	23,06	24,82			ilmenit
32-2MSK18(1)_pt1	33,56			17,35	41,65			ilmenit
32-2MSK18(1)_pt4	34,29			14,94	39,93			ilmenit
32-2MSK18(1)_pt5	35,27		1,08	15,92	39,23			ilmenit
32-2MSK18(1)_pt9	35,47		1	15,92	36,62			ilmenit
32-2MSK18(2)_pt1	30,55			10,2	51,43			ilmenit
32-2MSK18(2)_pt7	34,3			14,77	40,02			ilmenit
32-2MSK18(2)_pt8	36,29			16,68	36,3			ilmenit
32-2MSK18(4)_pt1	38,6			15,31	34,55			ilmenit
32-2MSK18(4)_pt7	34,78			15,75	37,91			ilmenit
32-2MSK18(5)_pt4	35,13			16,72	39,26			ilmenit
32-2MSK18(5)_pt6	35,14				33,88			ilmenit
32-2MSK18(5)_pt9	37,43			15,76	38,85			ilmenit
32-2MSK18(5)_pt10	35			11,37	36,04			ilmenit
32-2MSK18(5)_pt12	33,24			16,91	42,15			ilmenit
32-2MSK18(6)_pt8	36,06		1,21	16,17	36,56			ilmenit
32-2MSK18(6)_pt9	35,56			16,71	39,96			ilmenit
32-2MSK18(6)_pt11	34,37			15,91	38,44			ilmenit
32-2MSK18zg(1)_pt1	32,62			18,14	45,29			ilmenit
32-2MSK18zg(1)_pt5	33,65			11,77	46,84			ilmenit
32-2MSK18zg(3)_pt1	33,31			19,77	39,73			ilmenit
32-2MSK18zg(5)_pt5	38,26			37,33	8,64			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt1	28,7			6,89	56,55			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt2	32,65			18,61	40,75			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt3	34,35			18,69	39,64			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt4	32,4			17,53	39,96			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt7	31,59			18,09	41,78			ilmenit
32-2MSK18zg(6)_pt8	33,14			18,54	39,4			ilmenit
05MSK18(1)_pt3	29,18				61,13			magnetyt
05MSK18(1)_pt4	28,47				60,07			magnetyt
05MSK18(10)_pt3	28,95				61,4			magnetyt
05MSK18(10)_pt4	27,95				61,42			magnetyt
17MSK18(2)_pt5	32,4				55,17			magnetyt
17MSK18(2)_pt6	32,65				50,35			magnetyt
17MSK18(3)_pt4	32,45				51,83			magnetyt
17MSK18(3)_pt6	36,63				46,99			magnetyt
17MSK18(3)_pt13	35,4				51,55			magnetyt
17MSK18(3)_pt14	34,25	0,94			53,47			magnetyt
27-1MSK18(8)_pt3	4,88	32,62			57,78			magnetyt
28MSK18(1)_pt1	27,96				64,93			magnetyt

28MSK18(1)_pt2	28,04		61,19		magnetyt
28MSK18(1)_pt3	29,69		58,05		magnetyt
28MSK18(1)_pt4	31,08		56,31		magnetyt
28MSK18(2)_pt1	28,59		65,71		magnetyt
28MSK18(2)_pt2	26,86		67,72		magnetyt
28MSK18(2)_pt8	34,78		46,17		magnetyt
28MSK18(3)_pt1	29,91		53,87		magnetyt
28MSK18(3)_pt2	31,19		55,12		magnetyt
31MSK18(1)_pt2	26,57			65,18	magnetyt
31MSK18(1)_pt3	29,45			60,08	magnetyt
31MSK18(1)_pt4	30,28			61,45	magnetyt
31MSK18(3)_pt1	30,69	2,41	56,46		magnetyt
31MSK18(3)_pt2	30,65	1,33	56,47		magnetyt
31MSK18(3)_pt3	29,44	1,38	54		magnetyt
31MSK18(4)_pt1	32,28	2,32	47,86		magnetyt
31MSK18(4)_pt2	30,34	1,7	55,73		magnetyt
31MSK18(4)_pt3	30,45	1,38	55,11		magnetyt
31MSK18(5)_pt1	28,69		64,59		magnetyt
31MSK18(5)_pt2	29,85		58,5		magnetyt
31MSK18(5)_pt3	29,84	1,08	57,54		magnetyt
31MSK18(5)_pt4	29,67	1,47	54,32		magnetyt
31MSK18(5)_pt5	31,91		55,97		magnetyt
31MSK18(5)_pt6	32,58	1,61	42,99		magnetyt
31MSK18(5)_pt7	29,33	1,54	55,01		magnetyt
32-1MSK18(3)_pt4	29,19		52,27		magnetyt
32-1MSK18(3)_pt11	29,67	1,26	56,55		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt1	30,21		60,88		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt2	29,46		62,26		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt4	27,14		66,22		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt5	26,64		68,11		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt6	28,87		62,61		magnetyt
32-1MSK18zg(1)_pt7	28,01		65,59		magnetyt
32-1MSK18zg(2)_pt3	28,55		64,88		magnetyt
32-1MSK18zg(2)_pt4	28,48		66,31		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt2	27,69		68,06		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt3	28,88		66,23		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt4	26,79		70,37		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt5	28,42		68,01		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt6	27,7		65,51		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt7	28,97		65,95		magnetyt
32-1MSK18zg(4)_pt8	30,58		55,26		magnetyt
32-2MSK18(1)_pt3	27,86		60,84		magnetyt
32-2MSK18(1)_pt6	29,52		50,44		magnetyt
32-2MSK18(1)_pt7	31,97		43,75		magnetyt
32-2MSK18(1)_pt8	30,39	2,27	33,53		magnetyt
32-2MSK18(1)_pt10	28,09		62,36		magnetyt

32-2MSK18(2)_pt4	32,12			59,82				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt5	27,58			64,55				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt9	30,07		1,06	52,47				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt10	28,22			61,38				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt11	35,27		14,77	37,89				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt12	36,57		17	32,94				magnetyt
32-2MSK18(2)_pt13	35,28		16,6	34,41				magnetyt
32-2MSK18(3)_pt1	31,15			58,23				magnetyt
32-2MSK18(3)_pt2	36,48			48,28				magnetyt
32-2MSK18(3)_pt3	26,96			64,32				magnetyt
32-2MSK18(3)_pt4	28,08			68,68				magnetyt
32-2MSK18(3)_pt5	28,55			63,76				magnetyt
32-2MSK18(4)_pt3	29,35			60,85				magnetyt
32-2MSK18(4)_pt6	30,83			54,77				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt1	27,28			64,67				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt2	28,22			62,52				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt3	25,43			70,2				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt5	28,68			64,6				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt7	29,43			59,85				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt8	28,86			60,2				magnetyt
32-2MSK18(5)_pt11	29,85			61,67				magnetyt
32-2MSK18(6)_pt3	26,85			64,97				magnetyt
32-2MSK18(6)_pt4	28			64,9				magnetyt
32-2MSK18(6)_pt5	30,03			60,5				magnetyt
32-2MSK18(6)_pt6	32,7			60,08				magnetyt
32-2MSK18(6)_pt10	29,08			63,87			0,82	magnetyt
32-2MSK18zg(1)_pt2	33,27			50,47				magnetyt
32-2MSK18zg(1)_pt4	30,17			61,04				magnetyt
32-2MSK18zg(1)_pt7	30,23	0,64		60,19				magnetyt
32-2MSK18zg(1)_pt8	29,35		1,07	62,61				magnetyt
32-2MSK18zg(3)_pt2	28,77			64,71				magnetyt
32-2MSK18zg(4)_pt1	29,42			58,84				magnetyt
32-2MSK18zg(5)_pt1	28,42			66,19				magnetyt
32-2MSK18zg(5)_pt2	29,5			65,6				magnetyt
32-2MSK18zg(5)_pt4	31,45			57,19				magnetyt
05dMSK18(9)_pt5	11,26	17,22		33,67	21,44			pentlandyt
27-1MSK18(1)_pt4	3,4	26,37		33,1	33,09			pentlandyt
27-1MSK18(1)_pt5	4,18	24,4		34,38	33,12			pentlandyt
27-1MSK18(12)_pt4		30,81		28,04	36,66			pentlandyt
27-1MSK18(15)_pt3		31,82		30,83	32,95			pentlandyt
27-1MSK18(15)_pt4		30,45		30,36	34,49			pentlandyt
27-1MSK18(16)_pt7	2,37	27,7		40,85	26,44			pentlandyt
27-1MSK18(5)_pt1	11,16	25,15		33,95	21,99			pentlandyt
27-1MSK18(5)_pt5	8,99	19		33,38	30,94			pentlandyt
27-1MSK18(6)_pt7	8,23	22,31		35,27	27,44			pentlandyt
27-1MSK18zg(3)_pt1	2,54	23,68		31,64	38,6			pentlandyt

27-1MSK18zg(3)_pt2		24,69		29,23	41,32	pentlandyt
27-1MSK18zg(3)_pt3		25,61		28,62	42,42	pentlandyt
27-1MSK18zg(3)_pt4		24,32		32,88	39,81	pentlandyt
05dMSK18(1)_pt1	12,26	22,2		52,1		pirotyn
05dMSK18(1)_pt2	11,78	22,44		51,08		pirotyn
05dMSK18(1)_pt3	14,21	22,96		47,37		pirotyn
05dMSK18(1)_pt4	11,79	21,39		51,68		pirotyn
05dMSK18(2)_pt1	11,88	22,99		55,51		pirotyn
05dMSK18(2)_pt2	15,56	22,72		51,63		pirotyn
05dMSK18(4)_pt1	14,89	21,32		52,84		pirotyn
05dMSK18(4)_pt2	11,63	22,46		54,89		pirotyn
05dMSK18(4)_pt3	11,52	24,27		55,27		pirotyn
05dMSK18(4)_pt4	11,07	24,13		56,42		pirotyn
05dMSK18(5)_pt1	12,18	22,55		54,95		pirotyn
05dMSK18(5)_pt2	17,54	20,5		47,79		pirotyn
05dMSK18(6)_pt1	12,79	22,46		58,82		pirotyn
05dMSK18(6)_pt2	14,52	21,48		52,75		pirotyn
05dMSK18(6)_pt4	20,49	17,7		45,34		pirotyn
05dMSK18(7)_pt1	12,14	21,91		58,14		pirotyn
05dMSK18(7)_pt2	14,26	21,82		50,72		pirotyn
05dMSK18(7)_pt3	11,17	23,4		54,38		pirotyn
05dMSK18(7)_pt4	9,54	22,68		57,84		pirotyn
05dMSK18(7)_pt5	12,61	23,15		53,45		pirotyn
05dMSK18(7)_pt6	12,77	21,63		53,11		pirotyn
05dMSK18(8)_pt1	8,22	26,66		59,13		pirotyn
05dMSK18(8)_pt2	10,5	25,58		56,4		pirotyn
05dMSK18(8)_pt3	12,35	24,07		53,83		pirotyn
05dMSK18(8)_pt4	16,14	19,49		51,74		pirotyn
05dMSK18(8)_pt5	14,29	24,27		54,5		pirotyn
05dMSK18(8)_pt6	27,24	15,61		42,28		pirotyn
05dMSK18(9)_pt3	14,34	21,96		51,69		pirotyn
05dMSK18(9)_pt4	12,71	22,2		48,03		pirotyn
05dMSK18(9)_pt6	12,11	24,47		50,63		pirotyn
05dMSK18(9)_pt7	10,26	19,66		52,75		pirotyn
05dMSK18(9)_pt8	19,73	16,88	4,05	42,44		pirotyn
08aMSK18(1)_pt1	14,9	20,68		50,16		pirotyn
08aMSK18(2)_pt1	12,82	19,83		56,57		pirotyn
08aMSK18(3)_pt3	14,17	20,29		56,16		pirotyn
08aMSK18(3)_pt5	12,38	22,18		56,17		pirotyn
08aMSK18(4)_pt1	13,62	22,84		52,23		pirotyn
08aMSK18(5)_pt1	16,7	22,73		50,5		pirotyn
08aMSK18(5)_pt2	13,34	22,46		56,46		pirotyn
08aMSK18(5)_pt3	13,49	20,37		59,49		pirotyn
08aMSK18(5)_pt4	13,84	22,35		52,19		pirotyn
24MSK18(2)_pt2	13,09	20,22		53,41		pirotyn
24MSK18(3)_pt6	10,79	21,6		54,53		pirotyn

24MSK18(3)_pt7	13,08	20,26	0,93	52,79				pirotyn
24MSK18(3)_pt8	14,13	19,58	1,8	49,45		1,12		pirotyn
26-1MSK18(4)_pt2	13,72	22,93		53,79				pirotyn
26-1MSK18(4)_pt3	17,09	20,18		50,92				pirotyn
26-1MSK18(4)_pt4	15,36	22,66		48,03				pirotyn
26-1MSK18(4)_pt5	13,53	22,93		52,31				pirotyn
27-1MSK18(1)_pt6	4,84	33,56		57,18				pirotyn
27-1MSK18(1)_pt7	4,88	32,66		58,05				pirotyn
27-1MSK18(1)_pt9	29,13	15,65		35,58				pirotyn
27-1MSK18(1)_pt10	5,85	32,05		57,18				pirotyn
27-1MSK18(10)_pt1	8,69	26,94		52,25				pirotyn
27-1MSK18(10)_pt2	10,28	25,16		52,58				pirotyn
27-1MSK18(11)_pt4	10,44	26,07		55,78				pirotyn
27-1MSK18(12)_pt2	8,09	29,46		54,91				pirotyn
27-1MSK18(12)_pt3		39,55		53,7				pirotyn
27-1MSK18(13)_pt4	6,46	31,38		56,42				pirotyn
27-1MSK18(13)_pt6		37,27		54,78	4,6			pirotyn
27-1MSK18(14)_pt2	4,95	33,21		57,26				pirotyn
27-1MSK18(14)_pt3	5,55	23,68		31,67		34,48		pirotyn
27-1MSK18(15)_pt5		38,95		56,15				pirotyn
27-1MSK18(15)_pt6		39,01		55,49				pirotyn
27-1MSK18(15)_pt8	2,45	34,5		60,79				pirotyn
27-1MSK18(16)_pt4	2,97	33,25		60,07				pirotyn
27-1MSK18(16)_pt5		37,16		59,39				pirotyn
27-1MSK18(16)_pt6	3,08	34,32		59,27				pirotyn
27-1MSK18(17)_pt4		35,37		55,58		4,85		pirotyn
27-1MSK18(17)_pt5		38,2		57,28				pirotyn
27-1MSK18(18)_pt3	4,6	34,14		56,49				pirotyn
27-1MSK18(18)_pt4	2,9	34,21		60,27				pirotyn
27-1MSK18(18)_pt5	2,23	35,53		58,65				pirotyn
27-1MSK18(19)_pt3	5,83	32,86		57,39				pirotyn
27-1MSK18(19)_pt4	5,56	32,98		56,94				pirotyn
27-1MSK18(2)_pt4		38,28		56,94				pirotyn
27-1MSK18(2)_pt5		37,84		56,06				pirotyn
27-1MSK18(2)_pt6		37,74		56,59				pirotyn
27-1MSK18(20)_pt2	6,43	32,06		56,51				pirotyn
27-1MSK18(20)_pt3	6,22	32,14		56,11				pirotyn
27-1MSK18(20)_pt6	6,21	32,4		56,73				pirotyn
27-1MSK18(21)_pt3	5,67	33,35		56,58				pirotyn
27-1MSK18(21)_pt4		38,2		57,08				pirotyn
27-1MSK18(22)_pt1		38,09		56,17				pirotyn
27-1MSK18(22)_pt2	6,08	31,27		58,1				pirotyn
27-1MSK18(23)_pt1	8,78	27,78		56,9				pirotyn
27-1MSK18(23)_pt2	8,98	26,16		57,64				pirotyn
27-1MSK18(27)_pt1	11,8	22,66		57,24				pirotyn
27-1MSK18(27)_pt2	14,58	25,02		51,34				pirotyn

27-1MSK18(28)_pt2	12,67	21,49		58,95	pirotyn
27-1MSK18(3)_pt2	14,46	20,08		54,79	pirotyn
27-1MSK18(3)_pt3	8,23	30,56		54,12	pirotyn
27-1MSK18(4)_pt4	8,64	30,12		54,12	pirotyn
27-1MSK18(4)_pt5	8,67	29,47		54,96	pirotyn
27-1MSK18(4)_pt6	8,94	29,7		53,78	pirotyn
27-1MSK18(4)_pt9	11,74	27,06		51,93	pirotyn
27-1MSK18(5)_pt4	9,53	28,72		53,76	pirotyn
27-1MSK18(5)_pt6	11,62	26,18		53,24	pirotyn
27-1MSK18(5)_pt7	11,53	27,22		52,16	pirotyn
27-1MSK18(6)_pt8	9,92	28,83		54,39	pirotyn
27-1MSK18(6)_pt9	9,64	28,02		54,33	pirotyn
27-1MSK18(6)_pt10	9,76	29,93		52,29	pirotyn
27-1MSK18(7)_pt3	5,62	33,11		57,18	pirotyn
27-1MSK18(7)_pt4	6,18	32,37		56,77	pirotyn
27-1MSK18(7)_pt5		38,97		55,85	pirotyn
27-1MSK18(7)_pt6	5,15	32,84		57,56	pirotyn
27-1MSK18(7)_pt10	10,5	26,55		53,93	pirotyn
27-1MSK18zg(1)_pt10	14,63	18,31		54,05	pirotyn
27-1MSK18zg(2)_pt7	3,98	30,06		61,81	pirotyn
27-1MSK18zg(2)_pt8		33,96		61,71	pirotyn
27-1MSK18zg(3)_pt7		35,78		64,22	pirotyn
27-1MSK18zg(3)_pt8	4,08	28,81		62,96	pirotyn
27-1MSK18zg(4)_pt4	7,39	26,57		60,93	pirotyn
27-1MSK18zg(5)_pt5	10,92	24,51		58,94	pirotyn
27_1MSK18(5)_pt2	13,35	19,59		53,45	pirotyn
27_1MSK18(5)_pt3	31,89	9,7		30,06	pirotyn
27_1MSK18(5)_pt4	13,23	18,97		49,11	pirotyn
27_1MSK18(5)_pt5	10,35	21,09		49,98	pirotyn
27_1MSK18(5)_pt6	10,39	19,57	0,81	48,15	pirotyn
32-2MSK18(2)_pt14	14,44	28,32		45,26	pirotyn
32-2MSK18(4)_pt8	17,28	24,43	0,84	44,7	pirotyn
32-2MSK18(4)_pt9	15,4	25,72	1,18	45,95	pirotyn
32-2MSK18(4)_pt10	14,18	26,31		49,06	pirotyn
32-2MSK18(6)_pt7	14,56	26,44		49,79	pirotyn
32-2MSK18zg(1)_pt3	9,54	31,37		52,8	pirotyn
32-2MSK18zg(1)_pt6	13,09	27,4		51,08	pirotyn
32-2MSK18zg(4)_pt2	10,87	28,8		51,81	pirotyn
32-2MSK18zg(4)_pt3	14,36	28,68		47,44	pirotyn
26-1MSK18(1)_pt1	13,13	24,56		48,75	piryt
26-1MSK18(2)_pt1	17,5	17,92		47,8	piryt
26-1MSK18(3)_pt1	20,59	18,7		43,75	piryt
26-1MSK18(3)_pt3	16,87	25,04		46,42	piryt
26-1MSK18(3)_pt4	16,17	24,24		46,38	piryt
26-1MSK18(3)_pt6	25,54	13,91		34,41	piryt
26-1MSK18(5)_pt1	15,85	25,28		47,74	piryt

26-1MSK18(6)_pt3	14,34	23,81			45,22				piryt
26-1MSK18(6)_pt4	16,01	24,75			45,26				piryt
26-1MSK18(6)_pt5	14,41	20,65			45,49				piryt
26-1MSK18(7)_pt5	16,72	17,32			44,71				piryt
32-2MSK18zg(5)_pt3	30,3	10,35	15,01		32,62				piryt
27-1MSK18(24)_pt2	48,59			38,31					rutyl
27-1MSK18(24)_pt3	50,21			22,74					rutyl
27-1MSK18(9)_pt1	45,59			42,06					rutyl
27-1MSK18(9)_pt4	47,59			43,46					rutyl
27-1MSK18(9)_pt6	46,94			42,37					rutyl
27-1MSK18(9)_pt7	41,04			44,63	1,46				rutyl
27-1MSK18(9)_pt9	47,72			42,46					rutyl
32-2MSK18(2)_pt2	47,71			22,15					rutyl

Tab. 12.12. Wyniki badań w mikroobszarze tytanitu z Murmańska

Próbka	**O**	**Si**	**Ca**	**Ti**	**Minerał**
08aMSK18(3)_pt4	58,98	9,54	10,59	8,39	tytanit
32-1MSK18(1)_pt1	50,47	7,38	2,29	24,83	tytanit
32-1MSK18(1)_pt2	48,47	9,23	4,2	15,26	tytanit

11.2. Oleniegorsk

Tab. 12.13. Wyniki badań w mikroobszarze kwarcu z Oleniegorska

Próbka	O	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mn	Faza
10OLE16(5)_pt7	59,98			36,55					kwarc
10OLE16(5)_pt8	59,92		1,1	37,07					kwarc
01OLE16(1)_pt7	58,93			31,78					kwarc
01OLE16(1)_pt23	60,5			33,45		2,27			kwarc
01OLE16(1)_pt24	57,83			34,8		1,99			kwarc
01OLE16(1)_pt26	58,66		0,96	33,6		1,56			kwarc
01OLE16(3)_pt6	58,02			33,85		1,25			kwarc
01OLE16(4)_pt3	57,83			32,2		1,17			kwarc
01OLE16(5)_pt19	60,02			34,36		1,42			kwarc
01OLE16(5)_pt20	56,98		1,57	17,61		10,3			kwarc
08OLE16(1)_pt1	58,67			33,99					kwarc
08OLE16(1)_pt2	57,2			35,97					kwarc
08OLE16(3)_pt14	59,09			32,95					kwarc
08OLE16(3)_pt15	56,01			29,66					kwarc
08OLE16(5)_pt14	58,18			30,6					kwarc
08OLE16(6)_pt7	58,31			32,55					kwarc
12OLE16(2)_pt8	61,51			34,77					kwarc
03OLE16(2)_pt9	52,71			31,2		0,93	10,43		kwarc
03OLE16(2)_pt10	57,19			32,39					kwarc
03OLE16(4)_pt14	59,44			35,06					kwarc

03OLE16(5)_pt10	55,91			32,28		2,26	4,42		kwarc
CT-C19-12-(1)_pt8	59,46			37,96					kwarc
24OLE16--(1)_pt5	56,1	0,83	0,93	31,15					kwarc
24OLE16--(1)_pt7	59,04			34,25					kwarc
24OLE16--(2)_pt11	50,97		0,84	22,54		0,82			kwarc
16OLE16-(1)_pt13	59,23		1,94	34,01		1,64			kwarc
16OLE16-(1)_pt14	54,29	2,38	12,63	21,48		6,06			kwarc
16OLE16-(1)_pt15	53,6	3,22	9,04	20,16		5,63			kwarc
16OLE16-(2)_pt23	59,36			38,79					kwarc
16OLE16-(2)_pt24	60,08			37,24					kwarc
16OLE16-(3)_pt7	60,14			36,81					kwarc
16OLE16-(3)_pt8	59,92			36,33					kwarc
21OLE16-(6)_pt7	58,49			33,02					kwarc
21OLE16-(6)_pt8	59,47			34,38					kwarc
21OLE16-(6)_pt9	60,15			36,37					kwarc
03OLE16-(1)zpt5	50,56			41,59			4,84		kwarc
03OLE16-(1)zpt6	48,01			41,69			5,21		kwarc
03OLE16-(2)zpt5	51,28			40,48		1,53	5,53		kwarc
03OLE16-(2)zpt6	46,5		0,09	43,79		0,8	5,9		kwarc
03OLE16-(3)zpt10	53,35			45,96					kwarc
03OLE16-(13)zpt12	51,48			41,77		2,58			kwarc
03OLE16-(13)zpt13	53,2			43,78		1,93			kwarc
10OLE16-(1)zpt4	54,16			43,03		1,54			kwarc
10OLE16-(2)zpt4	53,05			43,05		2,07			kwarc
10OLE16-(3)zpt6	53,83			43,91		0,93			kwarc
10OLE16-(4)zpt3	53,59			45,69					kwarc
10OLE16-(5)zpt5	53,92			45,04					kwarc
10OLE16-(6)zpt4	54,61			44,4					kwarc
10OLE16-(7)zpt5	52,6			44,21		1,67			kwarc
10OLE16-(8)zpt8	53,89			43,89		1,38			kwarc
10OLE16-(10)zpt4	51,72		1,82	39,17	0,9		3,69		kwarc
10OLE16-(10)zpt5	53,1		1,49	40,73	1,03				kwarc
10OLE16-(10)zpt6	49,75		2,65	24,82	1,09				kwarc
10OLE16-(13)zpt1	52,71		0,68	42			3,18		kwarc
21OLE16-(1)zpt3	48,74			37,3		1,12	5,41		kwarc
21OLE16-(6)zpt1	53,47			44,63		0,5			kwarc
21OLE16-(6)zpt2	39,24			44,65		1,54	4,24		kwarc
21OLE16-(6)zpt6	50,56			42,02		1,08	3,3		kwarc
16OLE16-(1)_pt6	51,82		1,3	40,52					kwarc
16OLE16-(1)zpt6	51,82		1,3	40,52					kwarc
16OLE16-(1)zpt7	52,98			41,45					kwarc
08OLE16-(5)zpt4	54,24			43,4		1,03			kwarc
12OLE16-(13)zpt12	49,76		0,63	37,58		0,83		8,86	kwarc
21OLE16-(5)_pt19	58,76			31,69		2,62			kwarc
24OLE16-(17)zpt6	53,99			45,44					kwarc
24OLE16-(18)zpt5	53,97		0,92	44,11					kwarc

24OLE16-(19)zpt5	52,95	1,31	1,9	43,08			kwarc
24OLE16-(19)zpt7	54,25	0,91	2,72	40,51			kwarc
24OLE16-(19)zpt9	53,63	0,77	2,15	42,13			kwarc
24OLE16-(19)zpt13	54,05		1,24	44,18			kwarc
24OLE16-(22)zpt7	54,29		0,81	44,05			kwarc
24OLE16-(31)zpt3	54,23		1,03	44,13			kwarc
24OLE16-(33)zpt1	54,43		2,55	43,02			kwarc
24OLE16-(33)zpt2	52,66			40,79			kwarc
24OLE16-(36)zpt4	50,14			40,81			kwarc

Tab. 12.14. Wyniki badań w mikroobszarze skaleni z Oleniegorska

próba	O	Na	Al	Si	K	Ca	Faza
01OLE16(1)_pt1	53,41	1,58	6,15	23,65	6,18		Kfs
01OLE16(1)_pt2	54,33	0,96	6,83	23,2	6,08		Kfs
01OLE16(1)_pt3	56,69		4,11	26,98	4,62		Kfs
01OLE16(1)_pt4	53,02	1,68	5,83	24,31	5,41		Kfs
01OLE16(1)_pt5	57,6		2,55	30,74	2,87		Kfs
01OLE16(1)_pt6	53,91	1,38	6,58	24,29	6,24		Kfs
01OLE16(1)_pt8	58,96			32,25	0,95	0,96	Kfs
01OLE16(1)_pt11	58,32	1,08	3,74	29,1	4,11		Kfs
01OLE16(1)_pt12	58,34		2,69	30,1	3,01	2,11	Kfs
01OLE16(1)_pt13	58,48	1,05	3,54	28,33	3,63	1,52	Kfs
01OLE16(1)_pt25	55,03	1,17	6,79	25,34	7,03		Kfs
16OLE16-(1)_pt9	56,33		12,07	20,69	6,53		kfs
24OLE16-(19)_pt8	50,38	1,02	14,44	24,15	5,95		Kfs
24OLE16-(23)_pt11	45,07	0,83	8,75	26,83	9,13		Kfs
24OLE16-(23)_pt6	49,79	1,04	9,36	29,17	8,89		Kfs
24OLE16-(29)_pt2	50,2	1,22	14,74	25,25	6,22		Kfs
24OLE16-(29)_pt3	51,88		13,81	23,5	4,96		Kfs
16OLE16-(1)_pt16	53,85	2,75	13,08	20,22		6,68	oligoklaz
18OLE16--(3)_pt3	54,58	7,54	9,18	25,96		1,77	anortyt
18OLE16--(3)_pt4	54,12	7,05	8,89	25,17		2,05	anortyt
18OLE16--(3)_pt5	53,11	3,42	6,4	19,43		6,64	andezyn
24OLE16--(1)_pt2	48,24	0,76	8,39	14,56			labrador
24OLE16--(1)_pt4	52,79	7,51	8,15	23,94			labrador
24OLE16--(1)_pt6	54,58	7,04	9,47	24,49			labrador
24OLE16--(3)_pt11	53,57	7,36	9,94	24,71		1,62	labrador
24OLE16--(3)_pt12	53,57	8,19	8,97	24,97			bytownit
24OLE16--(3)_pt13	54,29	7,51	8,93	23,89		1,14	bytownit
24OLE16--(3)_pt14	54,23	7,72	8,93	23,73			andezyn
24OLE16--(3)_pt15	53,39	8,65	9,21	25,85			labrador
24OLE16--(3)_pt16	52,68	8,46	9,02	27,56			labrador
10OLE16-(12)zpt4	36,15	0,53	7,27	12,12		2,19	labrador
18OLE16-(1)zpt8	48,46	5,69	12,46	27,28		4,98	labrador
18OLE16-(5)zpt1	49,7	6,72	10,71	25,94		2,69	labrador

18OLE16-(5)zpt2	48,14	6,97	11,47	28,19		2,83	labrador
18OLE16-(9)zpt6	48,73	5,99	12,24	27,06		4,04	labrador
18OLE16-(9)zpt7	48,62	5,93	12,14	28,09		3,48	albit
18OLE16-(9)zpt8	37,79	4,46	8,13	19,9		2,57	albit
18OLE16-(9)zpt9	47,63	6,54	10,71	26,52		2,52	albit
18OLE16-(9)zpt10	48,93	6,63	11,54	28,64		2,47	albit
18OLE16-(11)zpt10	49,13	5,73	12,92	26,04		4,67	albit
18OLE16-(11)zpt11	48,95	6,06	12,34	27,77		3,89	albit
18OLE16-(11)zpt12	49,25	6,21	13,21	28,13		3,2	bytownit
12OLE16-(2)zpt7	47,26		9,82	27,3		2,31	albit
12OLE16-(2)zpt8	47,98		9,45	27,93		2,53	bytownit
24OLE16-(17)zpt5	49,56	7,67	9,06	32,79			albit
24OLE16-(23)zpt8	49,59	8,16	10,24	31,24			albit
24OLE16-(29)zpt4	49,69	7,88	11,1	30,33			albit

Tab. 12.15. Wyniki badań w mikroobszarze jasnych mik z Oleniegorska

Próbka	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Faza
05OLE16(2)_pt11	36,23		3,53	2,3	4,62			flogopit
05OLE16(2)_pt16	42,72		5,86				6,55	flogopit
05OLE16(4)_pt4	50,63		3,71	7,1	13,4	1,69	4,25	flogopit
05OLE16(4)_pt8	50,1		5,29	6,39	12,7	4,59		flogopit
10OLE16(1)_pt11	50,88		6,55	7,85	15,33	3,26		flogopit
10OLE16(1)_pt12	47,59	0,95	7,03	7,66	14,19	4,25		flogopit
10OLE16(1)_pt13	50,75		6,73	8,75	15,21	4,37		flogopit
10OLE16(1)_pt14	48,83	1,05	6,21	7,7	13,26	4,48		flogopit
10OLE16(1)_pt15	51,36		6,45	7,73	13,25	4,01		flogopit
10OLE16(2)_pt10	52,71	1,3	6,06	5,64	16,92	1,03	4,61	flogopit
10OLE16(2)_pt7	50,86		6,27	7,98	14,22	3,61		flogopit
10OLE16(2)_pt8	50,72		6,17	7,86	14,59	3,2	1,33	flogopit
10OLE16(3)_pt10	49,86	0,52	7,39	7,68	15,02	3,35		flogopit
10OLE16(3)_pt11	51,61	1,27	5,29	7,51	15,39	1,38	3,88	flogopit
10OLE16(3)_pt13	59,34		1,44	2,3	30,44	0,91		flogopit
10OLE16(3)_pt4	59,96		2,13	2,45	31,01	0,98		flogopit
10OLE16(3)_pt5	50,92	0,65	7,61	7,49	13,62	4,15		flogopit
10OLE16(3)_pt6	49,28		6,63	7,84	14,76	3,92		flogopit
10OLE16(3)_pt7	49,43	0,87	7,22	7,43	13,13	3,87		flogopit
10OLE16(3)_pt8	50,15		6,69	7,91	15,23	4,92		flogopit
10OLE16(3)_pt9	48,3		7,22	7,79	14,41	4,67		flogopit
10OLE16(4)_pt10	47,12		2,7	10,1	13,75		1,63	flogopit
10OLE16(4)_pt12	45,9		5,56	5,75	11,48	3,78		flogopit
16OLE16-(2)_pt16	51,49		5,48	6,49	16,74		1,3	flogopit
16OLE16-(3)_pt2	53,85		5,24	6,65	19,29			flogopit
18OLE16--(1)_pt2	50,23		6,73		11,58			flogopit
18OLE16--(2)_pt11	50,98	2,73	8,3	5,41	15,91		5,72	flogopit
18OLE16--(2)_pt12	53,47	2,5	6,85	5,13	17,8		5,94	flogopit

18OLE16--(2)_pt13	50,93	1,54	8,07	5,82	17,95		5,89	flogopit
18OLE16--(4)_pt13	52,25	2,4	8,45	5,54	16,2		5,46	flogopit
24OLE16--(3)_pt4	50,64	1,24	2,82	8,9	15,66	3,53		flogopit

Tab. 12.16. Wyniki badań w mikroobszarze biotytu z Oleniegorska

	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Faza
05OLE16(1)_pt10	39,34		6,28	7,37	13,1	3,7			26,51	biotyt
05OLE16(1)_pt11	40,05		6,46	7,68	12,99	3,12			24,9	biotyt
05OLE16(1)_pt8	38,39		4,62	5,28	10,26	1,54			31,3	biotyt
05OLE16(1)_pt9	38,51		5,54	5,81	10,94	3,82			28,31	biotyt
05OLE16(2)_pt14	38,61		5,87	6,65	10,94	3,44			26,19	biotyt
05OLE16(4)_pt14	37,62		5,78	6,6	12,31	3,49			29,12	biotyt
05OLE16(4)_pt3	36,42		5,14	6,21	10,71	3,58			31,88	biotyt
05OLE16(4)_pt6	38,71		5,32	6,85	11,7	3,48			28,76	biotyt
05OLE16(4)_pt7	44,48		1,23	1,75	3,04		10,43		16,02	biotyt
05OLE16-(4)_pt8	34,52	0,51	3,26	5,72	14,44	1,01	5,58		27,98	biotyt
05OLE16(4)_pt9	37,83		5,93	6,44	11,13	3,25			30	biotyt
10OLE16(1)_pt9	42,32		5,77	7,06	11,45	2,45			27,43	biotyt
10OLE16(3)_pt12	43,35		6,55	7,38	12,62	2,99			22,88	biotyt
10OLE16(3)_pt14	39,62		6,59	7,09	11,73	3,13			28,16	biotyt
10OLE16(5)_pt11	45,76		5,02	4,99	16,07		3,26		21,08	biotyt
16OLE16-(3)_pt1	42,74		4,91	5,74	15,97	1,3			26,85	biotyt
18OLE16--(4)_pt6	39,42		5,62		8,84				31,85	biotyt
21OLE16-(3)_pt3	40,13		0,73	4,15	12,74		3,33		30,98	biotyt
24OLE16--(2)_pt10	40,1		3,07	7,59	11,03	2,18			30	biotyt
24OLE16--(2)_pt5	39,49		2,14	6,93	11,86	2,67			31,43	biotyt
24OLE16--(2)_pt6	39,85		2,54	7,25	12,37	2,94			29,63	biotyt
24OLE16--(2)_pt8	39,13		2,06	6,59	10,93	3,45			26,57	biotyt
24OLE16--(2)_pt9	36,32		2,57	6,3	10,86	3,03			31,89	biotyt
24OLE16--(3)_pt2	40,55		2,17	8,44	12,73	3,29			25,81	biotyt
24OLE16--(3)_pt3	39,97	0,92	2,24	8,38	12,98	3,16			27,62	biotyt
24OLE16--(3)_pt5	41,4	1,11	2,55	7,73	14,36	3,74			26,2	biotyt

Tab. 12.17. Wyniki badań w mikroobszarze kordierytu z Oleniegorska

	O	Mg	Al	Si	faza
10OLE16(3)_pt1	58,45	1,29	1,85	29,43	kordieryt
10OLE16(3)_pt3	59,67	1,41	2,15	31,8	kordieryt
10OLE16(5)_pt1	49,95	2,9	10	16,6	kordieryt

Tab. 12.18. Wyniki badań w mikroobszarze ortopiroksenów z Oleniegorska

próba	O	Mg	Al	Si	Fe	Faza
01OLE16(1)_pt14	43,81	2,74		18,53	20,92	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt15	43,17	3,56	0,78	18,07	20,83	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt16	40,08	3,35		18,27	25,98	ferrohipersten

01OLE16(1)_pt17	39,94	2,59	0,87	17,23	24,62	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt18	40,05	2,9		17,08	24,53	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt19	40,42	2,92		18,02	23,22	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt20	40,02	3,43		16,84	24,06	ferrohipersten
01OLE16(1)_pt21	40,53	3,32	0,36	17,5	24,14	ferrohipersten
01OLE16(3)_pt8	38,91	2,95		16,95	27,09	ferrohipersten
01OLE16(5)_pt15	50,21	2,71		19,66		bronzyt
01OLE16(5)_pt17	43,37	4,1	0,82	18,89	21,06	ferrohipersten
01OLE16(5)_pt18	41,57	3,36	0,48	18,34	23,95	ferrohipersten
03OLE16(4)_pt18	39,15	2,44		17,1	28,73	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt1	40,27	2,28		19,17	26,45	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt2	37,7	1,9		19,33	27,46	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt3	40	2,26		18,4	26,8	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt4	39,19	2,52		18,03	28,63	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt7	39,94	2,66		18,46	26,34	ferrohipersten
03OLE16(5)_pt9	40,75	2,05		18,4	26,35	ferrohipersten
08OLE16(1)_pt3	52,09	6,73		20,01		bronzyt
08OLE16(1)_pt4	52,72	6,25		19,28		bronzyt
08OLE16(1)_pt5	53,09	6,47		21,51		bronzyt
08OLE16(1)_pt6	52,45	6,44		20,64		bronzyt
08OLE16(3)_pt7	43,62	5,9		16,5	16,84	hipersten
08OLE16(3)_pt8	44,24	5,26		17,37	16,73	hipersten
08OLE16(4)_pt1	44,15	6,22		19	15,2	hipersten
08OLE16(4)_pt4	52,34	7,77		19,65		bronzyt
08OLE16(5)_pt7	56,24	5,14		18		bronzyt
18OLE16--(1)_pt11	54,31	3,01		8,33		bronzyt
18OLE16--(4)_pt10	44,18	7,04	4,53	14,66	19,51	hipersten
18OLE16--(4)_pt11	51,35	7,69	1,56	20,1		bronzyt
18OLE16--(4)_pt12	52,51	6,2	4,87	15,97		bronzyt
18OLE16--(4)_pt7	51,32	7,3	1,15	21,53		bronzyt
18OLE16--(4)_pt8	53,56	7,65	1,85	21,13		bronzyt
18OLE16--(4)_pt9	41,33	6,69	3,94	13,88	24,5	hipersten
21OLE16-(1)_pt10	39,22	3,1		18,61	25,23	ferrohipersten
21OLE16-(1)_pt14	38,9	2,48		16,23	25,14	ferrohipersten
21OLE16-(3)_pt15	38,1	2,88		16,3	24,02	ferrohipersten
21OLE16-(5)_pt1	51,17	2,15		20,64		bronzyt
21OLE16-(5)_pt10	47,1	2,94		19,28		bronzyt
21OLE16-(5)_pt17	38,84	2,82	0,63	17,95	27,39	ferrohipersten
21OLE16-(5)_pt18	52,72	0,7		25,87		bronzyt
21OLE16-(5)_pt2	38,04	2,86	2,21	16,42	28,98	ferrohipersten
21OLE16-(5)_pt20	39,82	3,15		18,08	26,08	ferrohipersten
21OLE16-(5)_pt3	37,56	2,78		17,24	29,96	ferrohipersten
27OLE16-(9)_pt10	39,49	2,81		16,51	25,96	ferrohipersten
27OLE16-(9)_pt11	48,91	3,22		19,63		bronzyt

Tab. 12.19. Wyniki badań w mikroobszarze klinopiroksenów z Oleniegorska

	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Faza
01OLE16(1)_pt10	39,76		2,96	0,73	19,05	8,74	25,74	hedenbergit
01OLE16(1)_pt22	49,67		3,55		20,63	10,16		diopsyd
01OLE16(1)_pt9	41,49		3	0,68	18,83	9,84	22,48	hedenbergit
01OLE16(2)_pt7	50,96		4,82	1,24	18,84	5,41		augit
01OLE16(3)_pt3	37,58		2,91		15,95	7,4	32,75	hedenbergit
01OLE16(3)_pt4	41,12		2,8		17,67	8,81	25,82	hedenbergit
01OLE16(4)_pt2	40,59		2,63		17,39	8,3	24,42	hedenbergit
01OLE16(4)_pt5	41,34		3,13		16,71	8,45	22,42	hedenbergit
01OLE16(5)_pt10	51,8		3,16		17,47	10,81		diopsyd
01OLE16(5)_pt11	38,24		3,74		18,85	9,81	27,44	hedenbergit
01OLE16(5)_pt16	49,07		3,53	0,71	20,03	11,12		diopsyd
03OLE16(2)_pt11	40,14		2,45		18,14	8,95	26,24	hedenbergit
03OLE16(2)_pt12	38,2		1,93		18,24	7,66	30,08	hedenbergit
03OLE16(2)_pt13	38,24		2,15		16,12	10,17	29,56	hedenbergit
03OLE16(4)_pt11	38,92		2,4		18,15	9,6	24,44	hedenbergit
03OLE16(4)_pt12	49,67		2,45		19,71	10,56		diopsyd
03OLE16(4)_pt13	40,47		2,71		17,7	8,09	23,48	hedenbergit
03OLE16(4)_pt15	49,34		2,47		19,82	10,23		diopsyd
03OLE16(4)_pt16	48,79		2,39		18,89	11,13		diopsyd
03OLE16(4)_pt19	41,17		2,22		18,44	7,41	26,99	hedenbergit
03OLE16(5)_pt5	39,93		2,18		18,29	8,78	27,64	hedenbergit
03OLE16(5)_pt6	42,01		2,32		19,4	6,92	26,13	hedenbergit
03OLE16(5)_pt8	38,67		2,56		18,57	4,83	32,76	hedenbergit
07OKE16-(1)_pt1	37,12		1,61		14,8	9,89	28,53	hedenbergit
07OKE16-(1)_pt2	36,44		1,58		14,86	9,79	30,66	hedenbergit
07OKE16-(1)_pt4	38,46		1,89		16	10,06	28,72	hedenbergit
07OKE16-(1)_pt5	38,21		1,48		15,9	9,8	29,13	hedenbergit
07OKE16-(1)_pt6	37,41		2,01		16,7	8,86	30,21	hedenbergit
07OKE16-(2)_pt1	37,85		1,67	0,83	16,69	9,32	28,8	hedenbergit
07OKE16-(2)_pt13	36,86		0,92	4,78	13,03	5,3	32,99	augit
07OKE16-(2)_pt2	38,33		1,39		17,14	9,75	28,82	hedenbergit
07OKE16-(2)_pt3	36,96		2,07	0,83	17,43	8,45	30,73	hedenbergit
07OKE16-(2)_pt4	37,79		2,21	0,94	16,67	10,42	27,3	hedenbergit
07OKE16-(3)_pt13	51,78		2,09	0,94	18,65	12,25		diopsyd
07OKE16-(3)_pt9	36,23		1,43	0,54	15,38	9,48	31,65	hedenbergit
08OLE16(1)_pt7	45,66		5,17		18,2	8,57	15,71	ferrosalit
08OLE16(1)_pt8	51,55		5,59		19,43	9,5		diopsyd
08OLE16(1)_pt9	52,21		5,33		19,33	8,76		diopsyd
08OLE16(3)_pt10	55,07		5,79		21,48	10,41		diopsyd
08OLE16(3)_pt11	54,14		5,45		22,15	9,41		diopsyd
08OLE16(3)_pt9	54,46		6,21		22,44	9,72		diopsyd
08OLE16(5)_pt13	52,98		6,52		22,24	8,48		diopsyd
08OLE16(5)_pt6	54,23		6,06		21,68	10,51		diopsyd
10OLE16(2)_pt11	54,12	1,16	6,43	5,77	17,9	4,33		augit

10OLE16(2)_pt9	50,68	0,94	5,86	5,91	16,59	3,99		augit
18OLE16--(1)_pt12	51,09	1,35	6,6	2,86	19,47	10		augit
18OLE16--(2)_pt1	42,58		7,97	3,44	15,86	4,92	22,93	augit
18OLE16--(2)_pt10	52,01	1,5	7,81	1,61	21,26	9,96		augit
18OLE16--(2)_pt14	45,61	1,51	6,8	1,34	18,71	9,04	14,17	augit
18OLE16--(2)_pt15	52,35	1,06	7,15	1,73	22,3	8,85		augit
18OLE16--(2)_pt9	51,29	1,59	7,79	1,59	19,52	11,1		augit
18OLE16--(3)_pt10	47,91	1,3	7,46	1,76	19,19	10,32	10,82	augit
18OLE16--(3)_pt6	44,88	1,25	6,58	1,73	19,69	9,32	14,76	augit
18OLE16--(3)_pt7	40,73		10,79	0,56	17,63	0,83	27,14	salit
18OLE16--(3)_pt9	51,48		5,31	1,88	19,05	8,85		diopsyd
18OLE16--(3)_pt1	52,41	2,68	5,99	6	18,96	5,92		diopsyd
18OLE16--(3)_pt2	52,09	2,26	6,11	5,67	18,39	5,89		diopsyd
18OLE16--(3)_pt8	48,12	1,26	6	1,63	18,06	8,56		diopsyd
21OLE16-(1)_pt11	38,46		2,24		15,31	9,22	26,74	hedenbergit
21OLE16-(3)_pt10	37,82		3,02		17,81	9,67	27,4	hedenbergit
21OLE16-(3)_pt11	41,65		0,86	5,22	13,15	6,46	25,8	augit
21OLE16-(3)_pt12	39,72		3,01		17,64	10,14	23,67	hedenbergit
21OLE16-(3)_pt13	39,67		2,98		18,41	10,6	24,83	hedenbergit
21OLE16-(6)_pt3	40,38		2,87		17,64	10,87	22,93	hedenbergit
21OLE16-(6)_pt4	41,73		2,27		19,09	9,93	23,41	hedenbergit
21OLE16-(6)_pt5	41,37		2,29		18,86	9,64	23,74	hedenbergit
21OLE16-(6)_pt6	39		2,45		17,77	7,75	26,87	hedenbergit
27OLE16-(10)_pt1	51,62		2,43		23,12	10,76		diopsyd
27OLE16-(10)_pt2	41,27		2,38		20,09	9,59	22,33	hedenbergit
27OLE16-(10)_pt3	40,47		2,43		19	8,09	24,2	hedenbergit
27OLE16-(8)_pt10	39,5		1,99		18,09	9,59	28,12	ferrosalit
27OLE16-(8)_pt11	38,68		2,15		15,93	7,34	30,96	ferrosalit
27OLE16-(8)_pt12	36,59		3,27		16,45	9,5	29,64	ferrosalit
27OLE16-(8)_pt13	55,05		3,45		21,2	11,5		diopsyd
27OLE16-(9)_pt12	36,27		2,49		15,51	7,24	29,01	hedenbergit
27OLE16-(9)_pt13	39,38		2,51		17,61	9,05	25,47	hedenbergit
CT-C19-12-(3)_pt1	40,2		2,62		17,45	9,9	26,5	hedenbergit
CT-C19-12-(3)_pt2	37,64		4,09		17,82	5,61	34,84	hedenbergit

Tab. 12.20. Wyniki badań w mikroobszarze amfiboli z Oleniegorska

Próba	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	Faza
03OLE16(4)_pt17	37,54		6,25	6,54	17,08				edenit
05OLE16(4)_pt1	38,8	1,05	5	4,42	19,91				edenit
05OLE16(4)_pt10	36,94		6,48	1,91	19,52				edenit
05OLE16(4)_pt11	49,13	0,61	6,64	1,52	18		2,87		edenit
05OLE16(4)_pt12	39,92		5,41	5,17	15,27				edenit
05OLE16(4)_pt13	39,43		5,23	4,1	12,98		2,02		paragsyt
05OLE16(4)_pt2	38,64	6,92		6,91	26,23		1,2		hastingsit
05OLE16(4)_pt5	49,36	3,97	1,82	5,26	15,38	0,78	2,7		hastingsit

07OKE16-(1)_pt7	37,27		2,15		17,8		8,94	30,56	kummingtonit
07OKE16-(1)_pt8	36,09		5,12	6,08	11,81	4,07		28,83	kummingtonit
07OKE16-(1)_pt9	35,13		3,4	6,08	12,39		3,94	32,71	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt14	58,55		3,44	4,98	11,6	1,23	3,42	27,4	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt15	57,08		3,6	5,79	11,4	1,52	2,64	30,99	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt16	35,2		5,27	6,14	10,88	3,94		30,8	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt17	47,77			2,89	14,33		7,03	30,77	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt5	33,9		1,25	5,41	15,38		5,51	33,17	kummingtonit
07OKE16-(3)_pt7	36,33			3,65	13,14		5,85	36,97	kummingtonit
08OLE16(3)_pt13	53,88		1,88		16,44		9,65	32,08	kummingtonit
08OLE16(3)_pt5	37,89	1,27	1,03	4,13	12,34		6,26	35,21	kummingtonit
08OLE16(5)_pt8	53,33		1,43	4,45	12,13	1,06	5,73	33,82	kummingtonit
08OLE16(6)_pt12	42,61		5,37		13,3		6,47	23,06	kummingtonit
10OLE16(2)_pt5	42,3		5,47		14,51		8,17	22,02	kummingtonit
10OLE16(2)_pt6	43,1	0,84	5,69	5,1	13,61		4	25,58	kummingtonit
10OLE16(3)_pt2	39,92	0,78	5,12	5,81	15,67	0,77	2,64	23,26	kummingtonit
10OLE16(5)_pt10	51,55		6,09	1,49	16,7		0,9	29,49	kummingtonit
10OLE16(5)_pt9	54,01		4,34	6,43	9,71		2,64	29,67	kummingtonit
12OLE16(1)_pt1	42,94	1,3	4,14	7,47	17,95		6,77		paragsyt
12OLE16(1)_pt2	56,56	1,18	3,96	7,37	17,1		6,1		paragsyt
12OLE16(1)_pt3	39,77		2,95	6,21	19,04		5,2		paragsyt
12OLE16(1)_pt4	53,93		4,24	5,92	20,26	1,41	3,85		paragsyt
12OLE16(1)_pt5	47,21		2,99	4,71	19,76		3,72		paragsyt
12OLE16(1)_pt6	60,22		2,85	5,39	21,34		5,89		paragsyt
12OLE16(1)_pt7	60,73		2,52	4,81	19,29		3,54		paragsyt
12OLE16(1)_pt8	55,61	4,19	1,62	5,22	18,3		6,73		paragsyt
12OLE16(1)_pt9	40,45	1,56	2,28	3,75	13,56	1,65	8,38		paragsyt
12OLE16(2)_pt10	55,61				2,28		21,78		tremolit
12OLE16(2)_pt11	52,36				2,44		21,38		tremolit
12OLE16(2)_pt12	45,6			10,58	16,47		10,1		tremolit
12OLE16(2)_pt5	59,48	2,77	0,71	4,17	10,16		14,03	6,78	paragsyt
12OLE16(2)_pt6	35,93	1,37	4,58		7,8		5,23		paragsyt
12OLE16(2)_pt9	60,01		4,71		9,07				paragsyt
12OLE16(3)_pt1	43,25			11,75	17,28		11,31		tremolit
12OLE16(3)_pt11	51,05			0,81	31,63		1,95		tremolit
12OLE16(3)_pt12	49,9		0,55		34,76		1,32		tremolit
12OLE16(3)_pt2	42,78		0,97	9,79	16,84		7,51		tremolit
12OLE16(3)_pt3	54,03		0,97	0,57	9,51		17,66		tremolit
12OLE16(3)_pt4	52,68		3,01	5,31	20,62		5,32		tremolit
12OLE16(3)_pt5	38,35		4,51	5,99	17,37	2,05			tremolit
12OLE16(3)_pt8	47,09			10,02	17,57		10,52		tremolit
12OLE16(3)_pt9	51,06				29,24		1,67		tremolit
12OLE16(4)_pt10	53,32	3,11		3,56	11,56		9,53		tremolit
12OLE16(4)_pt11	39,26			6,19	19,22				tshermakit
12OLE16(4)_pt8	37,51		1,08	0,32	33,05		1,45		tremolit
12OLE16(4)_pt9	59,84	2	1,28	2,85	6,93		18,22		tremolit

12OLE16(5)_pt2	52,37			0,5	33,67				tshermakit
12OLE16(5)_pt8	53,05		0,74		36,01				tshermakit
12OLE16(5)_pt9	39,44	0,92	5,09	4,67	14,41		2,22		tshermakit
16OLE16-(1)_pt1	41,16		3,31	6,44	13,76	0,91	3,82	29,24	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt10	40,11		3,41	5,74	18,02		4,17	23,41	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt11	54,68		3,13	0,7	16,23		9,78	23,26	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt12	54,4		5,98		20,28		9,67		paragsyt
16OLE16-(1)_pt3	50,36		3,62		17,54			37,58	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt4	53,98		2,67		16,93			41,18	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt5	50,33		3,14		18,1			37,72	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt6	55,16		3,6		16,67			41,12	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt7	54,93		3,44		17,09			36,03	kummingtonit
16OLE16-(1)_pt8	58,15		3,39		16,52		0,82	40,7	kummingtonit
16OLE16-(2)_pt13	52		3,25		14,93		0,78	41,52	kummingtonit
16OLE16-(2)_pt14	43,77		3,11		15,5			42,24	kummingtonit
16OLE16-(2)_pt15	53,82		2,71		16,5			40,94	kummingtonit
16OLE16-(2)_pt20	49,4	0,49	3,3		16,32			41,33	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt10	55,13		2,89		14,06		1,06	42,98	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt3	61,19				27,58		1,23	8,67	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt4	53,07		1,62		15,21		4,93	35,29	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt5	52,78		5,63	1,27	17,15		1,5	27,73	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt6	52,91	1,79	3,48	5,64	20,76			24,41	kummingtonit
16OLE16-(3)_pt9	53,21	2,29	2,86	3,25	10,72		7,85	18,42	kummingtonit
21OLE16-(1)_pt12	51,36		6,33		19,32		11,76		paragsyt
21OLE16-(1)_pt13	57,73	1,28	5,94	6,02	18,4		4,09		paragsyt
21OLE16-(1)_pt9	39,97		3,77	4,6	13,76	2,38		32,18	kummingtonit
21OLE16-(3)_pt14	58,76		1,81	5,68	15,74		6,06		paragsyt
21OLE16-(3)_pt9	35,63		5,24	5,39	18,85		5,19		paragsyt
CT-C19-12-(2)_pt5	38,79				16,03			35,63	kummingtonit
CT-C19-12-(2)_pt7	36,88		2,68	3,05	8,68		8,01	24,44	kummingtonit
CT-C19-12-(3)_pt3	38,48	0,7	5,14	4,33	11,55		2,17	29,25	kummingtonit
CT-C19-12-(3)_pt4	35,77		4,43	4,17	10,61		2,05	31,47	kummingtonit
CT-C19-12-(3)_pt5	38,9		5,12	3,96	10,25			38,57	kummingtonit
CT-C19-12-(3)_pt6	36,8		4,79	2,67	11,97		1,3	39,25	kummingtonit
CT-C19-12-(5)_pt10	36,14		4,94	3,9	10,76		1,29	37,05	kummingtonit
CT-C19-12-(5)_pt12	36,53		4,78	4,02	11,22			38,5	kummingtonit
CT-C19-12-(5)_pt13	37,45		3,95	5,81	14,62	1,47	4,98		paragsyt
CT-C19-12-(5)_pt14	36,45		4,17	6,32	15,1	1,46	5,33		paragsyt
CT-C19-12-(5)_pt9	36,47			7,04	14,88		8,12		paragsyt

Tab. 12.21. Wyniki badań w mikroobszarze granatów z Oleniegorska

	O	Mg	Al	Si	Ca	Mn	Fe	Faza
07OKE16-(2)_pt10	50		7,17	14,36	8			gross/alm
07OKE16-(2)_pt11	48,26		6,63	13,63	7,26			gross/alm
07OKE16-(2)_pt12	47,41		7,67	14,33	6,72			gross/alm

07OKE16-(2)_pt6	39,74		7,33	13,46	7,07		30,34	andr/alm/gross
07OKE16-(2)_pt7	38,57		6,55	13,22	7,34		31,2	andr/alm/gross
07OKE16-(2)_pt8	48,72		7,83	14,74	8,06			gross/alm
07OKE16-(2)_pt9	48,45		7,76	14,49	6,74			gross/alm
07OKE16-(4)_pt3	39,15	1,73	1,14	18,37	9,46		26,39	andr/gross
10OLE16(1)_pt1	51,06	2,45	9,61	15,45	2,36			gross/alm
10OLE16(1)_pt2	49,55	3,32	9,95	15,23	2,51			gross/alm
10OLE16(1)_pt3	48,61	2,75	9,76	15,98	2,43			gross/alm
10OLE16(1)_pt4	52	2,09	9,01	15,34	1,94			gross/alm
10OLE16(1)_pt5	53,68	7,05	9,27	16,39				gross/alm
10OLE16(4)_pt11	41,9	6,17	6,98	12,23			25,8	andr/alm
10OLE16(4)_pt7	37,96	2,86	9	13,75			35,04	andr/alm
10OLE16(4)_pt8	36,89	2,27	8	11,78	1,2		38,18	andr/alm
10OLE16(4)_pt9	37,44	2,01	8,38	12,56	1,21		36,26	andr/alm
10OLE16(5)_pt2	49,33	2,42	9,02	15,48	2,05			gross/alm
21OLE16-(5)_pt16	39,33	0,72	6,71	12,33	3,99		30,78	andr/alm
24OLE16--(1)_pt1	38,36		7,3	12,74			33,8	andr/alm
24OLE16-(17)zpt1	37,33		9,15	16,16		3,67	33,08	andr/alm
24OLE16-(17)zpt2	37,03		8,3	14,87		3,19	32,41	andr/alm
24OLE16-(17)zpt3	38,42		8,61	18,13		3,96	30,07	andr/alm
24OLE16-(18)zpt4	38,42	0,81	9,48	16,22			34,36	andr/alm
24OLE16-(19)zpt1	36,62	0,72	9,14	16,68		3,85	32,51	andr/alm
24OLE16-(19)zpt2	36,93	0,62	8,97	16,83		3,81	31,31	andr/alm
24OLE16--(2)_pt1	38,99		8	12,15			34,15	andr/alm
24OLE16--(2)_pt2	38,08	0,96	8,13	13,45			35,31	andr/alm
24OLE16--(2)_pt3	39,05		8,38	13,87			35,79	andr/alm
24OLE16-(22)zpt1	37,93		8,82	17,14		3,41	32	andr/alm
24OLE16-(22)zpt2	40,19	0,46	9,3	17,69			30,96	andr/alm
24OLE16-(22)zpt3	36,83	0,59	8,93	16,07		2,83	33,71	andr/alm
24OLE16-(22)zpt4	37,05	0,63	9,1	16,28		3,41	32,93	andr/alm
24OLE16-(26)zpt4	41,95		6,89	24,36			25,74	andr/alm
24OLE16-(29)zpt1	38,92		9,77	18,2			31,29	andr/alm
24OLE16--(3)_pt10	39,23	3,15	8,12	11,59			32,07	andr/alm
24OLE16--(3)_pt6	48,78		9,86	17,94				alm
24OLE16--(3)_pt7	51,15		8,79	17,28				alm
24OLE16--(3)_pt8	50,33	0,92	10,07	16,83				andr
24OLE16--(3)_pt9	50,94	0,49	9	15,79				andr
24OLE16-(30)zpt5	40,22	1,11	9,43	16,08			33,17	alm/andr
24OLE16-(31)zpt2	36,79		9,24	16,47		3,13	33,87	alm/andr
24OLE16-(33)zpt5	49,51		11,29	22,62				alm
24OLE16-(36)zpt1	39	0,48	9,17	18,38			31,25	alm/andr
24OLE16-(36)zpt2	36,93		7,93	16,71	0,58	4,25	32	alm/andr
24OLE16-(37)zpt1	50,23		10,17	20,36				alm
CT-C19-12-(2)_pt8	38,39	2,9		18,16	7,85		31,06	alm/andr/gross
CT-C19-12-(5)_pt11	36,59	2,85		17,67	7,13		33,33	alm/andr/gross
CT-C19-12-(5)_pt15	38,97	2,7		16,93	8,2		30,94	alm/andr/gross

CT-C19-12-(5)_pt16	39,77	3,44	16,28	9,76	29,04	alm/andr/gross

Tab. 12.22. Wyniki badań w mikroobszarze apatytu i fluorytu z Oleniegorska

Próbka	C	O	F	P	Ca	Faza
18OLE16--(1)_pt10	2,65	52,12	4,1	13,27	23,7	apatyt
16OLE16-(2)_pt21	2,63	52,04	3,26	11,13	22,61	apatyt
16OLE16-(2)_pt22	2,59	52,81	2,18	11,2	21,3	apatyt
27OLE16-(10)_pt4	5,2	51,73	4,86	10,39	17,64	apatyt
05OLE16-(1)_pt4	5,41	37,03	2,21	11,7	25,66	apatyt
05OLE16(2)_pt15	4,65	48,04	6,22	12,07	25,18	apatyt
03OLE16-(13)_pt11	1,9	38,73	2,48	13,61	29,08	apatyt
24OLE16-(20)_pt1	4,07	57,09	4,51	9,39	4,87	apatyt
24OLE16-(20)_pt2	4,05	55,9		8,97	5,1	apatyt
24OLE16-(20)_pt3	4,43	61,56	2,75	7,38	5,64	apatyt
24OLE16-(20)_pt4	4,21	61,7	3,94	8	4,5	apatyt
24OLE16-(20)_pt5	3,12	59,15	4,4	8,29	3,31	apatyt
24OLE16-(33)_pt3	1,46	40,99	2,5	11,84	23,79	apatyt
18OLE16-(7)_pt7	1,55	41,92	5,14	14	31,85	apatyt
18OLE16-(7)_pt6	1,48	40,53	2,16	13,68	27,24	apatyt
CT-C19-12-(5)_pt17	2,71	48,16	14,23		10,2	fluoryt

Tab. 12.23. Wyniki badań w mikroobszarze węglanów (*oraz domieszki barytu) z Oleniegorska.

	C	O	Na	Mg	Ca	Fe	S	Ba	Faza
01OLE16(3)_pt5	11,09	60,35		1,12	18,27				węglan
01OLE16(3)_pt7	12,65	61,49		1,04	18,62				węglan
01OLE16(4)_pt1	12	57,61			0,68				węglan
01OLE16(5)_pt12	39,92	43,9			16,17				węglan
01OLE16(5)_pt13	14,59	49,27			12,32				węglan
01OLE16(5)_pt14	24	46,65		4,11	8,62				węglan
01OLE16(5)_pt2	27,34	46,38			17,9				węglan
01OLE16(5)_pt21	22,19	54,36		2,89					węglan
01OLE16(5)_pt22	21,99	53,3			10,85				węglan
03OLE16-(13)_pt7	6,33	52,83		0,42	26,27				węglan
05OLE16-(2)_pt12	8,55	47,94		0,82	29,09	10,01			węglan
05OLE16-(2)_pt13	8,19	52,82		1,18	30,75				węglan
05OLE16-(2)_pt14	8,57	48,55		0,71	29,71	9,08			węglan
07OKE16-(1)_pt3	10,47	46,33			20,14	18,18			węglan
07OKE16-(2)_pt5	9,65	50,28			17,71	16,42			węglan
07OKE16-(3)_pt1	11,35	56,69			20,9		3,35	5,23	węglan*
07OKE16-(3)_pt2	11	45,9			17,69	20,94			węglan
07OKE16-(3)_pt3	11,08	63,06			25,86				węglan
07OKE16-(3)_pt4	12,63	60,31			21,2				węglan
07OKE16-(3)_pt6	11,74	61,3			21,71				węglan
07OKE16-(3)_pt8	11,15	56,92			20,78				węglan
08OLE16-(2)_pt4	6,44	48,56		1,27	28,1	8,7			węglan

08OLE16-(2)_pt6	6,62	55,62			30,53		węglan
08OLE16(3)_pt6	14,74	61,17			21,55		węglan
08OLE16(4)_pt2	9,89	57,5		0,68	1,33		węglan
08OLE16(4)_pt3	28,08	47,55		4,16	5,87		węglan
08OLE16(4)_pt6	16,83	60,35			21,32		węglan
08OLE16(4)_pt7	15,99	59,43		0,77	22,05		węglan
08OLE16(5)_pt10	5,54	43,35		5,78	8,79	20,11	węglan
08OLE16(5)_pt11	10,76	53,17			17,33	14,99	węglan
08OLE16(5)_pt12	10,54	53,1			17,45	15,4	węglan
08OLE16-(5)_pt7	6,65	50,33		0,82	24,08	5,34	węglan
08OLE16(5)_pt9	5,12	44,11		5,8	10,67	16,65	węglan
08OLE16(6)_pt10	5,79	51,87		6,25	10,75		węglan
08OLE16(6)_pt11	11,71	61,63			20,22		węglan
08OLE16(6)_pt13	11,24	49,63		7,32	9,39		węglan
08OLE16(6)_pt5	12,57	61,14			20,65		węglan
08OLE16(6)_pt6	11	62,64			21,77		węglan
08OLE16(6)_pt8	6	52,26		5,5	10,22		węglan
08OLE16(6)_pt9	6,46	52,82		5,84	10,41		węglan
10OLE16-(8)_pt4	6,91	55,07		0,77	28,92		węglan
10OLE16-(9)_pt4	7,2	52,24		1,33	29,48		węglan
16OLE16-(1)_pt2	5,17	36,35		1,67	2,66	29,8	węglan
16OLE16-(2)_pt17	8,84	61,53			20,8		węglan
16OLE16-(2)_pt18	10,16	60,43			19,28		węglan
16OLE16-(2)_pt19	10,32	60,65		0,71	18,71		węglan
16OLE16-(2)_pt4	12,78	49,18			12,8		węglan
18OLE16-(8)_pt3	10,01	36,11	0,57	2,11		10,34	węglan
18OLE16-(8)_pt5	6,34	46,8		9,97	12,3	18,55	węglan
24OLE16--(1)_pt3	9,21	49,75			1,73		węglan
24OLE16--(2)_pt7	30,16	48,59			3,11		węglan
24OLE16--(3)_pt1	10,35	48,32	0,87	2,36	4,01		węglan

Tab. 12.24. Wyniki badań w mikroobszarze minerałów rudnych z Oleniegorska

Próbka	O	Mg	Al	S	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Cu	W	Ag	As	Te	Bi	Pb	U	V	Zn	Nb	Faza
05OLE16-(12)_pt3	9,3		0,6	53,6			2,0		13,9												piryt
05OLE16-(12)_pt2	10,4	0,6	0,6	58,2					14,0												piryt
05OLE16-(12)_pt1	11,2	0,3	0,8	57,5					14,2												piryt
24OLE16-(34)_pt3			1,3	7,6								56,6									argentyt
24OLE16-(34)_pt1			0,9	5,7			4,2					54,7									argentyt
24OLE16-(34)_pt2			1,1	6,3			2,8					55,5									argentyt
24OLE16-(35)_pt3			0,9									56,2									argentyt
24OLE16-(35)_pt1			0,8				2,9		5,7			45,9									argentyt
24OLE16-(35)_pt2			0,8									54,1									argentyt
05OLE16-(7)zpt2	12,9		0,6	16,7	0,7				10,9						52,9						bizmutynit
05OLE16-(7)zpt1	13,1		0,6	15,2					12,9						52,5						bizmutynit
18OLE16-(9)_pt11	14,2	0,8	3,3	19,4					27,1	27,3											chalkopiryt
18OLE16-(12)zpt1	27,5	3,0	4,9	7,8	4,0				26,5	13,0											chalkopiryt
18OLE16-(2)zpt1	9,9	1,3	1,6	22,7					27,9	30,3											chalkopiryt
18OLE16-(9)zpt12	17,8			20,8					20,9	25,0											chalkopiryt
12OLE16(5)_pt5	12,5		0,9	15,4					35,9	30,3											chalkopiryt
12OLE16(5)_pt4	13,4	1,5		16,6					29,7	33,4											chalkopiryt
12OLE16(3)_pt7	21,4	2,3	1,9	11,1					32,2	23,5											chalkopiryt
12OLE16-(6)_pt2	14,3	1,2	1,1	16,5					30,2	27,4											chalkopiryt
18OLE16--(4)_pt2	10,1	2,0	0,8	16,3	1,2				30,3	33,9											chalkopiryt
12OLE16(6)_pt4	13,0	1,7	0,8	15,8					31,6	31,7											chalkopiryt
18OLE16--(1)_pt1	7,4	0,9		18,9					29,7	39,3											chalkopiryt
18OLE16-(7)_pt1	10,6	1,5		20,7	0,6				27,8	30,2											chalkopiryt
18OLE16-(7)_pt2	10,9	1,1	1,1	21,3	1,6				28,0	30,2											chalkopiryt
12OLE16-(5)_pt2	13,5	0,6	1,0	19,1	0,6				27,8	28,1											chalkopiryt
12OLE16(5)_pt1	11,7		0,9	16,5					28,2	36,1											chalkopiryt
16OLE16-(2)_pt5	12,9			15,4					28,5	33,8											chalkopiryt

12OLE16-(5)_pt1	12,7		1,2	18,9	0,8				27,7	30,0			chalkopiryt
12OLE16(6)_pt3	11,1	1,2	1,0	14,7					31,9	33,6			chalkopiryt
12OLE16(4)_pt3	12,7	1,1	1,1	16,3					30,1	32,9			chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt1	13,0	0,9	0,9	17,6	1,1			30,4	28,8				chalkopiryt
12OLE16-(6)_pt1	17,6			15,9			7,1		26,6	24,9			chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt3	12,6	0,5	0,5	18,8	0,7			28,9	28,9				chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt4	15,4	0,6	0,4	18,8			2,8	27,4	25,2				chalkopiryt
18OLE16-(6)_pt1	18,3	1,6	1,5		0,8	6,5			28,2	20,8			chalkopiryt
18OLE16-(7)_pt3	13,5	1,9	2,0	18,1		1,4			27,6	27,8			chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt5	11,3	0,5	0,6	19,0				29,6	30,4				chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt2	12,8	0,6		18,0				29,2	29,0				chalkopiryt
18OLE16--(2)_pt3	12,1	1,9		14,5	1,0				29,6	33,1			chalkopiryt
12OLE16-(13)_pt6	12,0		0,7	18,9				28,8	30,1				chalkopiryt
16OLE16-(2)_pt2	37,9	0,8	1,8				19,6		29,7				chromit
03OLE16-(6)_pt7	32,5			1,7	2,0		38,1		17,9				chromit
03OLE16(4)_pt5	36,2			3,9			8,4		32,8				chromit
21OLE16-(2)_pt6	38,8	1,6		1,8	5,9		9,6		20,2				chromit
12OLE16(3)_pt10	31,3	1,3	1,2				9,8		47,8				chromit?
12OLE16(2)_pt7	31,5						10,3		49,1				chromit?
05OLE16(2)_pt3	32,0	1,6	2,0	2,1			12,1		37,9				chromit?
08OLE16(3)_pt4	32,5	1,0					14,1		39,4				chromit?
10OLE16(4)_pt6	42,6		1,3				33,6						chromit?
08OLE16(6)_pt3	37,0				1,9		27,1		20,4				chromit?
05OLE16-(10)zpt1	7,2		0,4	42,6					13,8		27,8		galena
01OLE16(6)_pt7	37,4	3,2	4,0		4,5				32,6				hematyt
10OLE16-(12)zpt1	32,5	1,1	1,2		0,7	23,1			36,5				ilmenit
18OLE16-(11)zpt6	31,5	0,7	1,5		0,8	24,6			36,5				ilmenit
18OLE16-(1)zpt4	32,6	1,4	0,9		1,0	24,2			35,2				ilmenit
18OLE16-(1)zpt3	32,4	1,2	0,9		0,7	25,1			33,8				ilmenit
18OLE16--(1)_pt6	31,9	1,9	1,0			17,1			44,5				ilmenit

18OLE16-(11)_pt2	32,8	1,8	1,9		0,7	18,2	2,5		35,5					ilmenit
18OLE16--(1)_pt9	32,9	1,7				14,1			46,9					ilmenit
18OLE16--(2)_pt4	31,5	1,6				11,0			51,2					ilmenit
18OLE16-(5)_pt9	29,8	1,2	2,1			2,1			59,5					ilmenit
18OLE16--(2)_pt7	30,7	1,8				17,3			46,1					ilmenit
18OLE16--(4)_pt5	31,9	2,0				17,8			43,3					ilmenit
05OLE16-(11)zpt3	28,7	0,6	0,7	3,5		15,6	4,4		43,0					ilmenit
18OLE16--(1)_pt5	32,9	1,6				16,5	8,7		35,2					ilmenit
18OLE16--(2)_pt5	31,8	1,6				17,7			43,9					ilmenit
18OLE16-(5)zpt8	33,1	1,3	1,3			20,9	4,9		31,2					ilmenit
05OLE16-(11)zpt4	25,8	0,6	0,8	5,6	0,8	15,3		3,0	44,2					ilmenit
18OLE16--(1)_pt4	33,4	1,3				15,3	4,5		40,7					ilmenit
12OLE16-(13)_pt8	33,1	0,7			1,1	20,3		37,9						ilmenit
10OLE16(2)_pt3	33,0	1,3	1,2		0,9	15,3			41,7					ilmenit
10OLE16-(4)_pt2	17,8									50,4				kupryt
10OLE16-(4)zpt1	15,4									52,9				kupryt
10OLE16-(6)zpt2	31,5								56,4					magnetyt
10OLE16-(9)zpt1	31,2	1,2			3,1				55,7					magnetyt
03OLE16-(3)zpt1	32,6								55,6					magnetyt
03OLE16-(3)zpt2	32,6								55,3					magnetyt
08OLE16-(5)zpt3	30,8								60,7					magnetyt
03OLE16-(3)zpt3	31,9						4,7		51,3					magnetyt
10OLE16-(5)zpt4	32,8								54,2					magnetyt
18OLE16-(11)zpt5	31,1	1,1	7,5			1,9			51,3				1,3	magnetyt
05OLE16-(3)zpt1	28,1	0,8	1,3	2,4					64,7					magnetyt
16OLE16-(4)zpt1	32,3	0,8	1,8		1,2				53,1					magnetyt
05OLE16-(5)zpt4	29,1	0,8	1,0	0,5	1,0				63,3		0,6			magnetyt
05OLE16-(4)_pt4	28,1	0,5	0,9	2,4					65,3					magnetyt
03OLE16-(6)_pt5	28,9			2,6	1,2				63,0					magnetyt
08OLE16-(5)zpt1	29,6	0,6			1,1		1,9		60,8					magnetyt

10OLE16(5)_pt4	26,9	1,1				2,6	64,7	magnetyt
10OLE16-(14)zpt4	29,7	0,5	0,7				64,3	magnetyt
10OLE16-(2)_pt1	35,2	2,2			4,9		43,5	magnetyt
10OLE16-(2)zpt1	35,2	2,2			4,9		43,5	magnetyt
10OLE16-(8)zpt1	31,6	0,4			1,8		57,5	magnetyt
10OLE16-(2)_pt3	32,1	1,4			3,3		51,7	magnetyt
10OLE16-(12)zpt3	29,2	0,6	1,8		0,7	1,7	61,6	magnetyt
12OLE16-(2)_pt1	31,2	1,0	1,6		1,6		56,1	magnetyt
10OLE16-(3)_pt5	32,0				1,0		55,7	magnetyt
18OLE16-(1)_pt1	29,9	1,5	1,7		1,2		58,8	magnetyt
10OLE16-(6)_pt3	32,6					2,7	52,7	magnetyt
08OLE16-(5)zpt2	30,4						61,1	magnetyt
03OLE16-(6)_pt6	29,0			1,1	1,0	2,9	61,1	magnetyt
10OLE16-(13)_pt2	30,4	1,0	1,1				63,5	magnetyt
05OLE16-(15)_pt4	28,8						69,9	magnetyt
10OLE16-(13)zpt4	30,8	0,8	1,0		0,8	1,9	60,4	magnetyt
10OLE16-(10)_pt3	27,6	3,0	3,3			5,4	50,8	magnetyt
10OLE16-(8)_pt2	31,6				0,9		57,4	magnetyt
01OLE16(5)_pt9	27,9						67,7	magnetyt
16OLE16-(2)_pt9	29,3		1,1				60,4	magnetyt
24OLE16-(25)zpt3	12,7		0,4				71,8	magnetyt
03OLE16-(2)_pt1	31,2	0,3	0,2				59,2	magnetyt
03OLE16-(2)zpt1	31,2	0,3	0,2				59,2	magnetyt
10OLE16-(10)_pt1	34,4	3,3	4,1		1,1		45,1	magnetyt
CT-C19-12-(3)_pt11	27,3						68,9	magnetyt
16OLE16-(2)_pt1	30,3						57,8	magnetyt
05OLE16-(5)zpt3	7,7	0,6	1,1	30,8	1,1		54,8	magnetyt
24OLE16-(25)_pt1	16,6					3,3	64,1	magnetyt
05OLE16-(11)zpt7	27,9	0,6	1,0	2,8			64,6	magnetyt
05OLE16-(11)zpt8	28,3	0,5	0,8	2,3			64,9	magnetyt

10OLE16-(1)_pt1	15,2	1,3			2,7		3,1	64,9	magnetyt
03OLE16-(1)_pt3	33,0							57,5	magnetyt
03OLE16-(3)_pt4	32,4				1,1			53,7	magnetyt
03OLE16(1)_pt3	27,6			1,7	0,8			64,6	magnetyt
03OLE16(2)_pt1	27,4			0,6				67,2	magnetyt
03OLE16-(4)_pt3	26,1				2,5		5,5	55,2	magnetyt
10OLE16(4)_pt2	26,8		2,1					66,5	magnetyt
18OLE16--(2)_pt8	27,7	1,9	0,9					64,7	magnetyt
01OLE16(1)_pt30	27,1							67,8	magnetyt
10OLE16-(8)zpt3	31,8				1,8			56,9	magnetyt
12OLE16(1)_pt11	29,5		1,0					64,0	magnetyt
18OLE16-(8)_pt2	29,7	1,7	0,9			1,5		60,3	magnetyt
10OLE16(4)_pt3	27,8		1,1					67,6	magnetyt
CT-C19-12-(2)_pt2	26,2							70,0	magnetyt
12OLE16(5)_pt7	27,9	0,6	1,1					64,8	magnetyt
03OLE16-(1)_pt2	30,8							61,2	magnetyt
18OLE16--(4)_pt4	28,2	2,0	0,9					64,0	magnetyt
18OLE16-(6)_pt2	29,8	2,0	1,2		1,0			59,5	magnetyt
05OLE16-(11)zpt1	27,7	0,7	1,1	2,2			2,0	62,3	magnetyt
18OLE16-(5)zpt9	29,8	1,2	2,1			2,1		59,5	magnetyt
03OLE16-(3)_pt6	33,6				0,7			54,0	magnetyt
05OLE16-(14)zpt5	26,5			5,1				65,7	magnetyt
01OLE16(5)_pt1	27,3							68,0	magnetyt
03OLE16-(4)_pt2	30,0	0,5			2,1			60,8	magnetyt
12OLE16-(4)_pt1	20,7	0,8	1,4				5,9	63,9	magnetyt
10OLE16(1)_pt8	28,5	1,0	1,4					64,2	magnetyt
18OLE16-(6)_pt3	29,5	2,2	1,4		0,7			59,1	magnetyt
03OLE16-(2)_pt2	34,7				1,2		7,8	46,1	magnetyt
21OLE16-(7)_pt1	28,8				1,7			58,7	magnetyt
21OLE16-(7)_pt2	28,5				2,5			59,8	magnetyt

16OLE16-(2)_pt6	32,4							56,5	magnetyt
03OLE16-(8)zpt1	11,5				1,7		1,9	75,4	magnetyt
05OLE16-(3)_pt3	8,0	0,5	0,7	32,3				54,8	magnetyt
18OLE16--(2)_pt6	28,7	1,5			0,9			64,6	magnetyt
03OLE16-(3)_pt5	31,9				0,9			57,3	magnetyt
12OLE16-(2)_pt3	29,6	0,8	1,3		1,4			58,5	magnetyt
03OLE16-(8)zpt4	30,7			0,4	1,2			60,1	magnetyt
10OLE16(4)_pt1	26,5		2,0					66,8	magnetyt
12OLE16(4)_pt1	29,9							65,2	magnetyt
03OLE16-(8)zpt2	9,9			0,7	1,5			78,8	magnetyt
10OLE16(5)_pt3	28,4	0,6	2,3					62,7	magnetyt
03OLE16-(3)_pt7	31,7				1,0		2,1	55,4	magnetyt
03OLE16(2)_pt2	27,1			1,4				66,2	magnetyt
12OLE16(5)_pt6	31,2	1,6			1,4			60,6	magnetyt
18OLE16-(7)_pt4	30,1	1,6	1,3		1,0	1,1		58,7	magnetyt
CT-C19-12-(1)_pt3	28,5							65,8	magnetyt
16OLE16-(2)_pt10	29,6		0,6					60,4	magnetyt
08OLE16(5)_pt5	28,3							64,6	magnetyt
16OLE16-(2)_pt7	28,9		0,9		1,0			59,4	magnetyt
10OLE16(5)_pt6	30,1	1,6	1,3		1,8			57,8	magnetyt
05OLE16-(11)zpt2	27,5		0,9	2,5			1,8	63,4	magnetyt
03OLE16(4)_pt3	27,3				1,1			65,5	magnetyt
05OLE16-(3)_pt2	7,7	0,4	0,7	29,7			2,0	55,8	magnetyt
10OLE16(4)_pt4	29,5							66,2	magnetyt
CT-C19-12-(5)_pt7	27,9							67,2	magnetyt
21OLE16-(7)_pt2	4,0			33,7	0,8			57,4	magnetyt
01OLE16(1)_pt29	28,5							65,8	magnetyt
01OLE16(1)_pt28	27,3							67,0	magnetyt
10OLE16(2)_pt4	29,5	1,9	2,0					60,4	magnetyt
12OLE16-(2)_pt2	31,1	0,8	1,5		1,8			56,1	magnetyt

12OLE16-(13)_pt7	29,9	0,9	0,9		1,2		59,4		magnetyt
01OLE16(6)_pt6	27,3							67,8	magnetyt
12OLE16(4)_pt5	31,0		1,8					61,1	magnetyt
12OLE16(2)_pt3	28,5		0,6					65,0	magnetyt
03OLE16(1)_pt9	28,8			0,7				64,9	magnetyt
01OLE16(2)_pt8	29,2				2,0			62,2	magnetyt
03OLE16-(8)zpt5	33,8	0,6			2,5			53,7	magnetyt
10OLE16-(2)_pt2	30,6	0,9			1,8			53,9	magnetyt
12OLE16(6)_pt5	30,4	1,9	1,2					59,8	magnetyt
01OLE16(3)_pt2	27,9							66,9	magnetyt
05OLE16(3)_pt9	26,4	0,9	1,2	2,7				66,0	magnetyt
18OLE16--(1)_pt8	27,7	1,7	0,9					64,0	magnetyt
08OLE16(3)_pt12	28,8							63,2	magnetyt
03OLE16(2)_pt3	28,2			1,5				64,7	magnetyt
08OLE16(2)_pt1	28,4	2,3			2,2			58,7	magnetyt
01OLE16(3)_pt1	27,3	0,7			1,2			64,8	magnetyt
03OLE16-(1)_pt1	30,7					11,9		49,4	magnetyt
05OLE16(2)_pt4	27,5	1,0		2,0				65,0	magnetyt
10OLE16(2)_pt1	28,2	1,4	1,5					63,0	magnetyt
05OLE16-(13)zpt6	28,4		0,9	2,5				63,4	magnetyt
24OLE16-(19)_pt14	33,1		1,6			3,2		50,2	magnetyt
21OLE16-(7)_pt6	6,4	0,4		31,0	1,7			54,7	magnetyt
03OLE16(1)_pt8	27,8			2,2				62,8	magnetyt
CT-C19-12-(5)_pt6	26,9	0,6						66,9	magnetyt
05OLE16-(13)zpt5	27,2	0,5	0,8	2,8				64,2	magnetyt
12OLE16(3)_pt6	29,2	1,6	0,9					61,6	magnetyt
08OLE16(1)_pt11	29,2	0,9			1,5			60,2	magnetyt
08OLE16(1)_pt12	29,3				1,9			60,9	magnetyt
08OLE16(5)_pt3	27,5							65,2	magnetyt
01OLE16(7)_pt3	26,9	0,7		2,0				63,7	magnetyt

10OLE16(2)_pt2	30,5	1,1	1,6					60,1	magnetyt
10OLE16(1)_pt7	33,0	3,1	3,8				5,4	42,1	magnetyt
12OLE16(4)_pt4	35,0	2,3	1,4		3,7			48,4	magnetyt
21OLE16-(6)_pt2	30,2				1,6			58,9	magnetyt
12OLE16(1)_pt10	34,2	1,0						55,9	magnetyt
16OLE16-(2)_pt8	30,5		1,0					57,4	magnetyt
12OLE16(2)_pt2	29,7	1,0	0,8		0,9			60,3	magnetyt
10OLE16(3)_pt15	27,5	2,2	2,0					61,0	magnetyt
18OLE16--(1)_pt3	27,7	1,7						64,7	magnetyt
12OLE16(4)_pt7	28,4	1,1	1,4					63,3	magnetyt
18OLE16-(5)_pt3	33,2	0,6	5,0		1,1			45,1	magnetyt
10OLE16(1)_pt6	27,8	1,9	1,9					60,5	magnetyt
21OLE16-(1)_pt1	5,0		0,5	34,2				54,8	magnetyt
24OLE16-(26)_pt3	15,5		0,8					63,7	magnetyt
03OLE16(4)_pt7	27,4			1,1				65,0	magnetyt
01OLE16(1)_pt27	29,9	0,8			1,8			58,5	magnetyt
16OLE16-(1)_pt1	30,5	0,6	1,1		1,0	54,5			magnetyt
08OLE16(6)_pt2	27,6							66,5	magnetyt
16OLE16-(1)_pt2	31,8	1,3	2,0		1,3	51,4			magnetyt
10OLE16(4)_pt5	28,3	1,4	2,2					60,2	magnetyt
01OLE16(2)_pt6	28,7	0,8						62,2	magnetyt
07OKE16-(3)_pt10	6,2			25,3	1,4			60,8	magnetyt
12OLE16(2)_pt1	29,1	0,7	1,0		0,9			60,4	magnetyt
01OLE16(4)_pt4	27,9							64,2	magnetyt
08OLE16(1)_pt10	29,7	1,1			1,3			59,0	magnetyt
12OLE16(4)_pt6	31,8	1,5	1,1		1,4		4,3	50,9	magnetyt
10OLE16(5)_pt5	32,2		1,8				8,4	48,1	magnetyt
01OLE16(6)_pt8	28,4							63,6	magnetyt
07OKE16-(4)_pt4	27,6			1,7	1,3		2,6	58,0	magnetyt
08OLE16(4)_pt5	29,2	1,9			2,8			54,5	magnetyt

08OLE16(6)_pt1	28,3						64,0			magnetyt
05OLE16(3)_pt8	23,6	0,7	0,7	3,2			64,7			magnetyt
07OKE16-(3)_pt11	4,2			27,0	1,4		60,0			magnetyt
03OLE16(4)_pt8	28,8					5,7	57,0			magnetyt
05OLE16-(13)zpt8	36,7	0,7	1,1	5,0	3,0		45,2			magnetyt
08OLE16-(2)_pt2	49,1	0,7			28,1		10,9			magnetyt
21OLE16-(1)_pt2	9,3	0,3		34,4	0,8		45,8			magnetyt
08OLE16(6)_pt4	28,2				1,5		59,6			magnetyt
05OLE16-(2)_pt7	40,2	0,5	0,6	1,1	6,4		42,9			magnetyt
05OLE16(1)_pt6	35,9	0,9	4,1	1,9			43,3			magnetyt
07OKE16-(3)_pt12	7,8			24,5	1,3		58,6			magnetyt
05OLE16(3)_pt18	37,8		0,9	2,1	2,5		47,3			magnetyt
08OLE16(5)_pt2	31,0					8,0	50,0			magnetyt
05OLE16-(13)zpt9	39,1	0,5	1,3	2,2	3,6		43,8			magnetyt
05OLE16(2)_pt17	36,9		0,9	2,1	2,1		49,8			magnetyt
05OLE16(2)_pt18	38,8		1,1	2,5	1,9		48,6			magnetyt
10OLE16(1)_pt10	28,4	2,1	2,1				56,1			magnetyt
08OLE16(3)_pt3	27,6						63,3			magnetyt
08OLE16(5)_pt1	33,3	0,4					55,6			magnetyt
08OLE16(3)_pt2	25,9						65,0			magnetyt
08OLE16(5)_pt4	30,9					13,6	44,9			magnetyt
05OLE16(1)_pt7	35,5		1,0	1,9			50,9			magnetyt
21OLE16-(6)_pt1	26,4						60,0			magnetyt
05OLE16-(2)_pt5	41,0	0,5	0,5	0,6	5,6		42,0			magnetyt
16OLE16-(2)_pt1	29,9						54,0			magnetyt
08OLE16(3)_pt1	28,1						60,8			magnetyt
24OLE16-(30)_pt1	33,1	0,5	2,6				19,8		34,6	NbO
24OLE16-(30)_pt4	32,7	0,4	2,7				20,0		34,7	NbO
24OLE16-(30)_pt2	33,3		2,7				20,0		34,5	NbO
24OLE16-(30)_pt3	32,9	0,5	2,5				21,8		33,3	NbO

24OLE16-(27)zpt2	42,9							17,1	PbO
24OLE16-(26)_pt1	43,4							16,8	PbO
24OLE16-(27)zpt1	44,1							16,9	PbO
24OLE16-(26)_pt2	43,6		0,5					16,1	PbO
24OLE16-(27)_pt3	43,4		0,5					16,6	PbO
03OLE16-(13)_pt4	9,8	0,4		29,3	2,0		52,3		pirotyn
05OLE16-(4)_pt3	4,2		0,4	34,2			57,7		pirotyn
05OLE16-(6)zpt3	6,7	0,3	0,6	37,4	0,7		50,1		pirotyn
03OLE16-(6)_pt4	10,5	0,4		34,8	1,2		48,1		pirotyn
03OLE16-(13)_pt10	12,1			28,1	2,8		49,0		pirotyn
21OLE16-(6)zpt4	8,1			31,7	1,1		53,5		pirotyn
05OLE16-(6)zpt11	6,6	0,5	0,9	32,8			56,0		pirotyn
03OLE16-(13)_pt3	11,3			32,7	1,7		46,6		pirotyn
03OLE16-(13)_pt2	8,2			32,0	1,0		53,3		pirotyn
03OLE16-(6)_pt1	7,3			33,7			54,5		pirotyn
05OLE16-(6)zpt2	7,2	0,4	0,7	37,9			50,7		pirotyn
05OLE16-(6)zpt6	6,8		0,5	38,8			50,9		pirotyn
05OLE16-(5)zpt1	11,9	1,1	1,5	25,9	1,3	2,5	49,7		pirotyn
03OLE16-(13)_pt1	11,4			29,4	1,5	5,0	45,3		pirotyn
03OLE16-(6)_pt3	12,9			30,6	1,3	1,9	47,2		pirotyn
05OLE16-(11)zpt6	7,7	0,6	0,7	31,5			55,6		pirotyn
05OLE16-(5)zpt2	13,0	0,7	1,3	27,8	1,5	3,0	46,5		pirotyn
05OLE16-(11)zpt5	7,7	0,8	0,8	30,3			56,4		pirotyn
27OLE16-(8)_pt7	12,5		2,5	26,5			56,3		pirotyn
05OLE16-(6)zpt10	5,1	0,4	0,8	32,7			57,0		pirotyn
05OLE16-(6)zpt4	8,4		0,7	35,8	0,7	2,9	47,9		pirotyn
16OLE16-(2)_pt11	15,4			26,4			49,2		pirotyn
05OLE16-(6)zpt5	7,7	0,4	0,6	37,7			49,8		pirotyn
12OLE16(6)_pt2	15,5	1,5	1,0	20,5			55,4		pirotyn
05OLE16-(6)zpt12	6,7		0,5	31,1		3,1	54,9		pirotyn

05OLE16-(6)zpt1	9,3		0,8	34,8	0,7		50,1	pirotyn
05OLE16-(4)_pt2			0,4	39,5			56,6	pirotyn
05OLE16-(6)zpt8	7,4	0,4	0,6	37,2			50,2	pirotyn
CT-C19-12-(4)_pt1	14,1	1,1		20,5			55,5	pirotyn
05OLE16(2)_pt6	7,2		1,1	28,4			60,6	pirotyn
12OLE16(5)_pt3	28,8	3,5	1,0	9,0			44,9	pirotyn
05OLE16-(14)zpt2	7,6			27,7			60,9	pirotyn
05OLE16(2)_pt1	27,3		0,9	2,0			65,7	pirotyn
05OLE16(2)_pt5	7,5			27,9			61,6	pirotyn
12OLE16(6)_pt1	15,9	1,4	1,6	19,4			55,5	pirotyn
03OLE16-(6)_pt2	10,2			31,1	1,3		51,2	pirotyn
01OLE16(5)_pt24	11,8	0,7	0,5	22,5	0,9		55,7	pirotyn
16OLE16-(2)_pt12	14,7		0,8	23,6			51,2	pirotyn
18OLE16--(4)_pt3	11,9	1,7		23,3	1,3		55,6	pirotyn
03OLE16(2)_pt4	14,5			23,9			53,7	pirotyn
05OLE16-(14)zpt1	9,1	0,5	0,5	28,4		2,3	55,2	pirotyn
03OLE16(1)_pt6	10,6			25,7			57,7	pirotyn
01OLE16(5)_pt3	10,8			21,4	1,3		59,4	pirotyn
03OLE16(2)_pt5	13,1		0,2	21,9	1,2		55,3	pirotyn
27OLE16-(8)_pt6	7,8		2,8	24,5	2,2		59,3	pirotyn
CT-C19-12-(3)_pt8	8,2			24,5			61,9	pirotyn
CT-C19-12-(3)_pt12	10,4			21,7			62,3	pirotyn
05OLE16-(4)_pt1	7,0		0,3	39,1			49,5	pirotyn
03OLE16(1)_pt2	17,2			21,2	1,2		52,0	pirotyn
CT-C19-12-(2)_pt3	6,7			24,7			62,9	pirotyn
21OLE16-(4)_pt13	6,9			25,1	1,2		60,7	pirotyn
21OLE16-(4)_pt17	9,9			23,5	1,1		58,6	pirotyn
03OLE16(1)_pt1	11,3			22,7			59,1	pirotyn
03OLE16(2)_pt7	7,5			25,3			61,6	pirotyn
CT-C19-12-(3)_pt9	8,7			24,7			61,3	pirotyn

05OLE16-(14)zpt8	6,0			32,8			57,0	pirotyn
12OLE16(4)_pt2	15,1	1,3	1,3	20,2	1,0		53,8	pirotyn
CT-C19-12-(1)_pt5	13,2			21,7			54,9	pirotyn
05OLE16-(6)zpt16	13,6		0,8	28,9	1,0	4,6	45,7	pirotyn
16OLE16-(3)_pt12	16,1			24,8			48,8	pirotyn
CT-C19-12-(5)_pt1	11,4			22,3			59,3	pirotyn
27OLE16-(8)_pt5	6,5		1,3	25,4			63,0	pirotyn
01OLE16(5)_pt5	9,9	0,6		21,2	1,0		59,9	pirotyn
21OLE16-(4)_pt10	15,5			23,8			52,9	pirotyn
05OLE16(3)_pt14	12,3	0,7		29,1			52,8	pirotyn
01OLE16(7)_pt1	9,6			23,7			59,5	pirotyn
05OLE16(2)_pt12	7,4		0,9	26,6			61,2	pirotyn
27OLE16-(8)_pt4	4,7		1,6	27,4			62,2	pirotyn
CT-C19-12-(5)_pt2	11,7			20,1	1,1		59,4	pirotyn
CT-C19-12-(1)_pt1	11,4			23,4			56,1	pirotyn
01OLE16(5)_pt8	10,5	0,7		22,5			58,0	pirotyn
07OKE16-(4)_pt2	7,8			22,2	1,7		61,2	pirotyn
03OLE16(1)_pt5	10,3			25,9			56,8	pirotyn
21OLE16-(5)_pt12	17,4			23,0			50,4	pirotyn
21OLE16-(4)_pt14	7,8			24,5	1,3		60,0	pirotyn
05OLE16(1)_pt1	8,0			24,6			63,1	pirotyn
05OLE16-(2)_pt8	5,8			31,6	1,2		55,5	pirotyn
CT-C19-12-(5)_pt3	11,7			21,0	1,2		58,2	pirotyn
05OLE16(2)_pt2	28,5		1,2	1,9			62,6	pirotyn
18OLE16--(4)_pt1	11,9	1,8		23,0			56,4	pirotyn
21OLE16-(5)_pt15	12,5			24,6	1,3		54,7	pirotyn
03OLE16(2)_pt6	9,3			24,4	1,0		57,6	pirotyn
21OLE16-(4)_pt19	34,8	1,5	1,8	4,0	1,4		39,7	pirotyn
21OLE16-(3)_pt8	7,4			24,7			60,9	pirotyn
05OLE16-(13)zpt2	6,7		0,7	31,9			55,0	pirotyn

05OLE16(3)_pt11	11,2		1,2	22,2			58,1			pirotyn
05OLE16(3)_pt16	8,2		1,0	24,9			60,2			pirotyn
05OLE16-(13)zpt7	6,8		0,6	35,5			51,4			pirotyn
21OLE16-(4)_pt12	12,8			26,5			53,0			pirotyn
21OLE16-(5)_pt13	8,7	0,8		24,6			58,3			pirotyn
16OLE16-(2)_pt3	14,4			26,2			48,6			pirotyn
21OLE16-(4)_pt3	13,9			25,4			53,0			pirotyn
16OLE16-(3)_pt11	15,7			23,6			50,2			pirotyn
03OLE16(1)_pt4	10,9			23,8			58,0			pirotyn
18OLE16--(2)_pt2	18,6	3,6	0,8	23,9			45,0			pirotyn
21OLE16-(4)_pt7	13,8			25,4			52,5			pirotyn
CT-C19-12-(3)_pt10	11,3			22,3			58,9			pirotyn
05OLE16(3)_pt13	8,3		0,9	25,2			59,3			pirotyn
21OLE16-(4)_pt16	8,6			23,4	1,3		59,2			pirotyn
05OLE16(3)_pt12	15,2		1,0	21,6		4,9	50,8			pirotyn
01OLE16(6)_pt1	11,9			21,7			57,8			pirotyn
03OLE16(2)_pt8	12,7			23,0			57,5			pirotyn
05OLE16-(1)_pt2	31,1			8,9			54,0			pirotyn
21OLE16-(5)_pt9	7,7			24,5	1,5		59,1			pirotyn
01OLE16(6)_pt5	9,9			23,5			59,4			pirotyn
05OLE16(3)_pt2	12,0	0,8	1,3	22,4			56,3			pirotyn
05OLE16(2)_pt7	16,4	1,6	1,8	18,9			52,4			pirotyn
03OLE16(1)_pt7	8,1			25,1			60,0			pirotyn
05OLE16-(1)_pt3	6,9		0,2	37,7			49,4			pirotyn
05OLE16(3)_pt10	12,2		0,9	22,7			57,4			pirotyn
21OLE16-(4)_pt11	14,1			23,3	1,2		53,3			pirotyn
27OLE16-(10)_pt5	15,1			24,8			48,4		1,7	pirotyn
21OLE16-(4)_pt2	13,6			25,8			51,9			pirotyn
21OLE16-(3)_pt1	10,6	0,7		21,8	1,8		56,2			pirotyn
01OLE16(5)_pt4	8,7			24,9			57,6			pirotyn

05OLE16-(2)_pt1	6,6		0,5	30,6	1,8	53,9	pirotyn
05OLE16(2)_pt8	7,4			26,2		60,0	pirotyn
CT-C19-12-(1)_pt4	13,5			21,0		53,6	pirotyn
21OLE16-(4)_pt15	7,3			24,7		60,5	pirotyn
07OKE16-(1)_pt11	6,7			25,8	0,9	60,3	pirotyn
03OLE16(4)_pt2	11,3			23,2	1,1	56,2	pirotyn
05OLE16-(2)_pt9	7,0		0,5	30,4	2,0	53,8	pirotyn
21OLE16-(4)_pt6	12,8			24,8	1,2	53,0	pirotyn
07OKE16-(4)_pt1	10,9	0,7		21,2	2,2	56,4	pirotyn
21OLE16-(4)_pt8	13,4		0,5	26,6	1,0	49,9	pirotyn
CT-C19-12-(5)_pt4	11,1			22,3	1,1	57,7	pirotyn
05OLE16(2)_pt9	9,3			24,6		61,0	pirotyn
03OLE16(4)_pt1	16,9			22,3		50,7	pirotyn
05OLE16-(1)_pt6	7,0	0,5	0,8	30,9	1,1	53,0	pirotyn
27OLE16-(9)_pt8	8,1			24,0	1,2	59,4	pirotyn
05OLE16-(13)zpt4	7,6	0,4	0,5	28,8		56,3	pirotyn
05OLE16(2)_pt13	11,4			24,5		57,4	pirotyn
07OKE16-(1)_pt10	5,4			25,9		61,7	pirotyn
21OLE16-(5)_pt11	10,1			23,0	1,5	56,3	pirotyn
01OLE16(7)_pt4	9,6			22,3	1,4	58,3	pirotyn
27OLE16-(10)_pt7	10,6			22,9		56,0	pirotyn
05OLE16-(10)zpt7	6,1		0,7	30,7		55,7	pirotyn
21OLE16-(3)_pt7	15,2			25,1	1,4	49,0	pirotyn
01OLE16(7)_pt2	13,0	0,8		23,8	1,3	51,9	pirotyn
CT-C19-12-(5)_pt5	9,3			22,7	1,1	59,3	pirotyn
21OLE16-(5)_pt5	15,4			20,8	2,6	52,2	pirotyn
07OKE16-(1)_pt12	9,5			23,7		59,4	pirotyn
05OLE16-(2)_pt2	8,2	0,6	0,7	28,1	2,3	52,6	pirotyn
21OLE16-(4)_pt5	15,3			22,7	1,3	51,8	pirotyn
05OLE16-(10)zpt6	5,7	0,5	0,9	31,3		54,6	pirotyn

21OLE16-(5)_pt6	14,3	0,5		19,1	2,0		54,2	pirotyn
21OLE16-(3)_pt2	13,1			23,0	1,3		53,3	pirotyn
05OLE16-(10)zpt5	6,0	0,6	0,8	31,3			54,2	pirotyn
21OLE16-(4)_pt18	17,7			17,5	1,4		52,7	pirotyn
05OLE16(3)_pt4	11,5	1,0	0,9	25,9			53,0	pirotyn
03OLE16(4)_pt6	10,6			21,7	1,0		58,1	pirotyn
21OLE16-(3)_pt6	14,2			23,5	1,2		51,9	pirotyn
27OLE16-(9)_pt9	9,0			22,1	1,3		59,1	pirotyn
21OLE16-(4)_pt4	15,0			23,6	1,0		50,6	pirotyn
05OLE16(2)_pt10	9,9	0,7		29,3			54,1	pirotyn
27OLE16-(10)_pt8	9,8			23,4			55,7	pirotyn
21OLE16-(5)_pt4	10,5			21,6	1,5		56,8	pirotyn
27OLE16-(10)_pt6	23,3			20,9			42,2	pirotyn
05OLE16-(2)_pt3	4,8			31,7	1,2		55,1	pirotyn
21OLE16-(3)_pt5	15,1			25,2			50,4	pirotyn
21OLE16-(4)_pt9	16,5			22,8	1,6		48,7	pirotyn
01OLE16(6)_pt2	7,7			24,9			58,5	pirotyn
05OLE16(3)_pt3	12,0	1,1	1,5	23,1			53,5	pirotyn
03OLE16(4)_pt4	10,0			24,2			56,6	pirotyn
21OLE16-(2)_pt4	8,9	0,5		23,3	1,0		58,1	pirotyn
21OLE16-(5)_pt14	14,5			19,5	1,9		54,4	pirotyn
CT-C19-12-(3)_pt7	12,5			21,3			55,6	pirotyn
01OLE16(5)_pt23	17,5		0,6	21,9			47,8	pirotyn
21OLE16-(2)_pt5	8,8		0,6	22,2	1,6		56,9	pirotyn
05OLE16-(2)_pt4	6,7	0,3	0,6	28,5	1,6		53,8	pirotyn
01OLE16(5)_pt6	15,4			18,5	1,1	5,8	49,2	pirotyn
03OLE16(4)_pt9	13,5	0,3		25,5	1,0		49,5	pirotyn
21OLE16-(5)_pt8	8,8			24,1			57,4	pirotyn
CT-C19-12-(2)_pt1	7,1			24,6			60,5	pirotyn
01OLE16(6)_pt4	14,5			17,8		4,9	54,0	pirotyn

27OLE16-(9)_pt7	12,4			21,2			57,3	pirotyn
21OLE16-(2)_pt1	15,2		0,7	24,6			49,3	pirotyn
21OLE16-(4)_pt1	15,0			25,6			49,4	pirotyn
03OLE16(4)_pt10	14,4			20,4		4,8	50,6	pirotyn
21OLE16-(1)_pt8	8,0			24,8	1,8		55,2	pirotyn
05OLE16(3)_pt1	18,7	1,2	1,4	16,7	1,1	4,2	46,8	pirotyn
01OLE16(5)_pt7	15,6			21,0	1,3	7,2	44,4	pirotyn
05OLE16-(13)zpt3	11,5	0,5	0,7	25,6		3,8	43,1	pirotyn
05OLE16-(12)_pt5	6,7	0,6	0,8	31,1			51,8	pirotyn
21OLE16-(2)_pt3	8,9			23,2	1,2		57,8	pirotyn
05OLE16-(12)_pt4	5,6	0,5	0,5	30,6			54,1	pirotyn
05OLE16(1)_pt3	7,2			24,6			60,7	pirotyn
01OLE16(6)_pt3	15,1			23,4			51,0	pirotyn
21OLE16-(1)_pt6	14,0		0,7	21,9	1,4		51,6	pirotyn
05OLE16-(2)_pt6	8,2	0,4	0,4	28,0	2,5		51,5	pirotyn
21OLE16-(5)_pt7	19,9			19,5	1,8		46,7	pirotyn
05OLE16(3)_pt7	7,4			24,8			58,8	pirotyn
05OLE16(3)_pt6	7,6		0,8	23,2			59,3	pirotyn
21OLE16-(1)_pt3	11,5			23,5	1,0		54,2	pirotyn
27OLE16-(9)_pt4	15,0			24,6	1,1		48,1	pirotyn
16OLE16-(2)_pt2	17,5			25,2	0,8		41,4	pirotyn
12OLE16(3)_pt13	19,8	1,2		23,8			43,5	pirotyn
21OLE16-(1)_pt5	14,9		0,6	23,9			48,4	pirotyn
05OLE16-(1)_pt1	7,5			29,1		4,2	50,3	pirotyn
21OLE16-(1)_pt2	8,6			22,1	1,5		57,2	pirotyn
05OLE16(3)_pt5	9,2		1,0	27,0			53,0	pirotyn
05OLE16(3)_pt15	19,8		1,2	19,4		12,3	35,2	pirotyn
05OLE16(3)_pt17	10,0			26,0			53,7	pirotyn
21OLE16-(1)_pt7	9,7			22,9	1,2		54,5	pirotyn
27OLE16-(9)_pt5	15,7			23,5	1,2		47,7	pirotyn

21OLE16-(2)_pt2	15,3			24,1	0,9		47,3							pirotyn
07OKE16-(4)_pt5	11,2			21,6	1,8		52,8							pirotyn
05OLE16-(6)zpt7	10,6		0,8	33,7	0,9	2,1	40,5							pirotyn
21OLE16-(1)_pt4	10,2		0,7	21,2	1,4		54,8							pirotyn
27OLE16-(9)_pt6	16,9			23,4	1,3		45,7							pirotyn
21OLE16-(3)_pt4	18,4			19,4	1,2	4,6	43,3							pirotyn
05OLE16(1)_pt4	10,9			21,7			56,3							pirotyn
05OLE16(1)_pt2	16,9			25,2			45,9							pirotyn
27OLE16-(9)_pt3	11,3			24,9			51,0							pirotyn
27OLE16-(9)_pt1	17,8			21,7			47,1							pirotyn
21OLE16-(1)_pt1	17,0			21,6	1,1		44,1							pirotyn
27OLE16-(9)_pt2	11,4	0,3		23,6			50,2							pirotyn
05OLE16(1)_pt5	15,6			19,4			51,3							pirotyn
05OLE16-(15)_pt3	7,9			33,2			58,9							pirotyn
05OLE16-(12)_pt3	9,3		0,6	53,6		2,0	13,9							piryt
05OLE16-(12)_pt2	10,4	0,6	0,6	58,2			14,0							piryt
05OLE16-(12)_pt1	11,2	0,3	0,8	57,5			14,2							piryt
05OLE16-(10)zpt3	11,1	0,6	0,8	60,1			19,8							piryt
05OLE16-(10)zpt4	9,7	0,3	0,8	60,3			17,1							piryt
10OLE16-(5)_pt2	16,4			21,0	0,7								49,1	sfaleryt
10OLE16-(5)_pt1	16,0			19,7									50,8	sfaleryt
05OLE16-(15)_pt2	17,2	1,1	2,0	17,5			17,8						38,0	sfaleryt
05OLE16-(16)zpt2	9,4		0,5	21,1			15,1						48,9	sfaleryt
05OLE16-(16)zpt1	9,6	0,3	0,5	20,3		2,2	14,8						47,6	sfaleryt
05OLE16-(16)zpt3	11,5	0,5	0,7	20,2	0,9		14,9						45,6	sfaleryt
05OLE16-(15)_pt1	9,6			22,3			14,1						48,7	sfaleryt
12OLE16-(7)_pt1	12,6	0,8		20,4			17,7						29,8	sfaleryt
21OLE16-(9)_pt2	7,7	0,3	2,9				9,7	27,8	45,5	0,3				TeBi
21OLE16-(9)_pt1	8,0		3,0				9,7	26,3	44,4	2,9				TeBi
21OLE16-(9)_pt5	8,1		2,8				12,9	26,3	41,5	1,9				TeBi

21OLE16-(9)_pt3	8,0	0,4	2,5				12,1			29,3	41,5			TeBi
21OLE16-(9)_pt6	8,7	0,6	3,5				15,0			29,0	41,1			TeBi
21OLE16-(9)_pt4	8,5		3,3				12,6			27,7	36,7	4,0		TeBi
18OLE16-(1)zpt2	31,1	1,0	1,6	1,0	7,9		51,7							Ti-magnetyt
18OLE16--(1)_pt7	29,3	1,5	0,8		1,8		61,9							Ti-magnetyt
12OLE16(1)_pt12	32,2				8,9		50,6							Ti-magnetyt
24OLE16-(32)_pt1	26,8		2,3				7,7					10,9	42,7	UPbO
24OLE16-(32)_pt2	29,7		2,8									11,4	44,4	UPbO
24OLE16-(32)_pt3	28,7		2,3			2,4	9,5					9,7	37,4	UPbO
01OLE16(2)_pt5	33,3			8,6			7,5	48,0						wolframit
01OLE16(2)_pt2	36,2			9,4				49,7						wolframit
01OLE16(2)_pt3	35,1			9,1				49,3						wolframit
01OLE16(2)_pt1	44,6	1,7		9,2				26,1						wolframit
01OLE16(2)_pt4	36,7			8,9				49,4						wolframit

12. Literatura.

1. Alexandrakis G., Brown E. B., Tong R. T., McKee T. D., Campbell R. B., Ranjit S., Levitus M., 2012; Probing the interaction between fluorophores and DNA nucleotides by fluorescence correlation spectroscopy and fluorescence quenching. Photochemistry and Photobiology, 88, 782 – 791,

2. Aeksieyev N, Huhma H., Belyatski B., Balagansky V., 1999; Sm-Nd GRT WR ages on the Kolvitza-Umba Zone and Pongoma area, Belomorian –Lapland Belt, Baltic shield, Russia Svekalapko Lammi Finland, 18-21.

3. Al Ani T., Sarapää O., 2013; Mineralogical and geochemical study on carbonatites and fenites from the Kaulus drill cores, southern side of the Sokli Complex, NE Finland. Geological Survey of Finland, 145, 1-58.

4. Arzamastsev A.A., 1994; Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity, Kola Scientific Centre. 79.

5. Arzamascev A.A., 2007; Plume-lithospheric processes under conditions of ancient cratons, mantle magmatism of northeastern Fennoscandia from Proterozoic to Paleozoic. 5-7 (RUS).

6. Arzamascev A.A., Arzamasceva L.V., 2008; Conditions of manifestation and evolution of alkaline magmatism of northeastern Fennoscandia. Seminar "Alkaline Geochemistry" (RUS).

7. Arzamascev A.A., Fedotov Z.A., Arzamasceva L.V, 2009; Dyke magmatism of the N-E part of Baltic Shield, Nauka Sankt Petersburg, 383.

8. Avediyan A.A., Kozlov N.E., Ikorskij C.W., Kamienieckiy I.L, Pripachkin V.A., 1998; Geochemical properties of the composition of fluids and distribution in metamorphic rocks of Lapland Granulite Belt., Viestnik MGTU, 1, 3, 89-96.

9. Balagancky V.V., Bogdanova M.H., Kozlova N.E.,1986a; Tectonic-metamorphic evolution of north-eastern Biemororids, Apatity, 100 (RUS).

10. Balagancky V.V., Kozlov N. E., Kozlova N. E., Aleksieyev V. B., 1986b; Eruptive referencing of thelabradorites and leukogabbro of the Kolvitza schists massif (Kola Peninsula), Reports of Russian Academy of Sciences, 291, 5, 1186 –1188, (RUS).

11. Balagancky V.V., Glazov W.N., Osipienko L.G., 1998a; Early Proterozoic evolution of the north-east part of Baltic shield, terrain analysis. Geotektonics, 2, 16-28, (RUS).

12. Balagancky V.V., Timmerman M.Ya., Kislicyn R.V., Daily J.S., Balashow Yu.A., Hannibal L.F., Sheretehikowa O.G., Rjungnen G.I., 1998b; Isotope age of the rocks from Kolvitza Belat and Umba Block (SE part of the Lapland Granulite Belt), Kola Peninsula.

Viestnik MGTU 1, 3, 19-23, (RUS).

13. Balagancky V.V, Daly J.S., 2000a; Structure and evolution of the Proto-Teoican of the Lapland-Kola Orogen, Svekalapko Lanmmi Finland, 9.

14. Balagansky V.V., Daly J.S. Timmerman M.J., 2000b; Two Paleoproterozoic supracrustal sequences in northern fenoscandia -products of two contrasting tectonic setting. Svecalapko Lammi Finland, 11.

15. Balagancky V.V., Daly J.S., 2001a; Correlation of events within the Lapland-Kola collisional orogen with other regions in teh North Atlantic realm, Svekalapko 6th Lammi Finland, 5-6.

16. Balagancky V.V., Timermann M.J., Kozlova N.Je., Kilistyn R.V., 2001b; A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Pen, Russia, implications for early Paleoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield, Prre 105, 269-287, (RUS).

17. Balagancky V.V, 2002a; Tektostratygraficzna field analysis as the basis for the distinction of tectonic regions. Geology and deposits of the Kola peninsula, Apatity, 44-56, (RUS).

18. Balagancky V.V, 2002b; The main stages of the NE development of tectonics Baltic shield in Paleoproterozoic. Autoreferat, Sankt Petersburg., 32, (RUS).

19. Balashov J. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P., 1993a; Isotope data on the age and genesis of layered basic –ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northern Baltic Shield, Precambrian Research 64, 197-205.

20. Balashov Yu.A., Hanibal L.F., Dokuchayeva B.S., Nieriovich L.I., Radchenko M.K., Rjuhgiehien G.I., 1993b; U-Pb age of the gabbro –anorthosites of the Kola Peninsula., Geochemistry, 331, 1, 95-98, (RUS).

21. Baluev A.S., Morozov J.A., Terekhov E.N., Bayanova T.B., Tyupanov S.N., 2016; Tectonics of the articulation region of the East European craton and the West Arctic platform. Geotectonics, 5, 3-35, (RUS).

22. Bao H., 2015; Sulfate, A time capsule for Earth's O_2, O_3 and H_2O. Chemical Geology, 395, 108-118.

23. Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J., 1984; Petrogenezis and eution of an early proterozioc collisional orogenic belt, The granulite belt of Lapland and the belomorides (fennoscandia)., Gological Research Litwa, 161-189.

24. Barbey P., Marth M., 1990; Lapland granulite belt, granulites and crustal eution, Netherlands, 111-132.

25. Barker A. J. 1994; Introduction to metamorphic textures and microstructure Blackie Academic and Profeional, 162.

26. Bastoul A. M., Pironon J., Mosbah M., Dubiois M., Cuney M., 1993; In-situ analysis of nitrogen in mineral European Journal of Mineralogy, 5, 233-243

27. Bauer B., Chen S., K¨all M., Gunnaron L., Ericson M. B., 2011; Metal nanoparticles amplify photodynamic effect on skin cells in vitro. Proceedings of SPIE, 7897,7897121–7897128.

28. Bayanova T.B., Smolkin V.F., Levkovich N.V., 1999; U-Pb geochronological study of Mount Generalskaya layered intrusion, northwestern Kola Peninsula, Russia. TranInstn Min. Metall. (Sect. B, Al.earth sci.), 108, 45-90.

29. Bayanova T. B., 2002; Age of the geological complexes of the Kola region and magmatism processess, Moskwa, Autoreferat, (RUS).

30. Bayanova T.B., 2004; Age of benchmark geological complexes of the Kola region and magmatism procees action. Sankt Petersburg, Nauka, 174. (RUS).

31. Bayanova, T B, Ludden, J., Mitrofanov, F.P, 2009; Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield, metallogenic, petrological and geodynamic implications, in, Reddy S .M, Mazumder, R., Evans, D. A. D., Collins, A. S. (eds). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Eution 323, 165-198.

32. Bayanova T.B., Nerovich L.I., Mitrofanov F.P, 2010; Monchetundra basic massif of the Kola region, new geological and isotoe-age data., Reports of the Russian Academy of Sciences, 431, 2, 216-222, (RUS).

33. Bayanova T.B., 2016; Significance of baddeleyite for plume procees in Arctic region (N-E part of the Fennoscandian Shield, U-Pb (ID-TIMS) and LA-ICP-MS data, 35-International Geological Congres, South Africa.

34. Bayanova T.B., Pozhylienko V.I., Smolkin V.F., Kudryshov N.M., Kaulina T.V., Vetrin V.R., 2002; Katalogue of the geochronology data of N-E part of the Baltic Shield, Apatity, 53 (RUS).

35. Bayanova T.B., Rundkvist T.V., Serov P.A., Korchagin A.U., Karpov S.M., 2017a; Paleproterozoic Fedorovo-Pansky stratified PGE-complex of the north-eastern part of the Arctic region of the Baltic Shield, new U-Pb (baddeleyite) and Sm-Nd (sulphide minerals) data. Reports of the Russian Academy of Sciences, 472, 1, 1-5, (RUS).

36. Bayanova T.B., Serov P.A., Subbotin V.V.., Elizarov D.V., Dobrozhenieckaya S.V., Korchagin A.U., Chashchin V.V.., Steshenko E.N., Nerovich L.N., Kunakkuzin E.L., Borisienko E.S., Ekhimova N.A., Kamenskiy I.L., 2017b; Isotopic U-Pb (for baddeleyite), Sm-Nd (for sulphides) and Nd-Sr-He-REE data for Paleoproterozoic Cu-Ni and PGE S-E intrusions of the Arctic region.

37. Bayanova T.B., Kunakkuzin E.L., Serov P.A., Fedotov D.A., Borisenko E.S., Elizarov D.V., Larionov A.V., 2018; Precise U-Pb (Id-Tims) and SHRIMP-II ages on single zircon and Nd-Sr signatures from Achaean TTG and high aluminum gneies on the

Fennoscandian Shield. 32nd Nordic Geological Winter Meeting. Helsinki, Finland, 13–15.I., 172.

38. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M., 2019; Long-Lived Mantle Plume and Polyphase Evolution of Palaeoproterozoic PGE Intrusions in the Fennoscandian Shield. Minerals, 9, 59, 3-22.

39. Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L., 2001; Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola, evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal material Contribution Mineral and Petrology, 140, 554-566.

40. Bernard –Griffiths J., Peaucat J.J., Postaire B., Vidal P., Convert J., Moreau B., 1984; Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from finnish Lapland, Precambrian Research, 23, 325-348,

41. Bibikova E. W., Tugarinov A. N., Grachevwa T. W., Konstantinovna M. W. 1973; The age of the Kola granulites. Geochemistry 5, 664-675, (RUS).

42. Bibikova E.W., Mielnikov W. F., Abakyan K.H., 1993; Lapland granulites –petrology, geochemistry and age, Petrology 1, 2, 215-234, (RUS).

43. Binney J.J., Dowrick N.J., Fisher A.J., Newman M.E. 1998; Zjawiska krytyczne –wstęp do teorii grupy renormalizacji wyd. PWN.

44. Biswajit G., Tomoaki M., Jyotisankar R., Show R., Thungyani N. Ovung T., 2017; A new occurrence of titanian (hydro)andradite from the Nagaland ophiolite, India, Implications for element mobility in hydrothermal environments; Chemical Geology 457,47-60; DOI, 10.1016/j.chemgeo.2017.03.012.

45. Belkina O.A., Konstantinova N.A. & Kostina V.A., 1991. Flora of higher plants of Lovozero Mountains (vascular plants and bryophytes). Nauka, Sankt-Petersburg. pp. 208 (RUS).

46. Bogatikov O.A., 1974; Anorthosite of USSR, Nauka, 122, (RUS).

47. Bogdanova M. N., Efimov M. M., Sorochtin H. O., Balashov J. A., Hannibal L. F., Rungienen G. I., 1993; The development of polymethropism in the granite belt of the Kola peninsula (kolwicka zone) and U-Pb dating of the anorthatic diaphtoretic association, Reports of Russian Academy of Sciences, Geology, 331, 3, 332-331, (RUS).

48. Bogdanova M.N., Efimov M.M., Kaulina T. W., 1996; Geochronology ot the main etaps of the Early Proterozoic magmatism in collision seam of the Belamoryian –Lapland Belst of the Baltic shield (Kolvitza zone), 1996, Reports of Russian Academy of Sciences, Geochemistry, 350, 5, .665-668, (RUS).

49. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., 2016; EUROPROBE, in: East European Craton. Elsevier, 18, DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X.

50. Bolewski A., Manecki A., 1993; Mineralogia szczegółowa, wyd. PAE, 662.

51. Bolewski A., Parachoniak W., 1988; Petrografia., wyd. Geologiczne 656.

52. Bonarski J.T. 2001; Rentgenowska Tomografia Teksturalna PAN, 119.

53. Borkowska M., Smulikowski K., 1973; Minerały Skałotwórcze, wyd. Geologiczne, 476.

54. Boruckiy B.E. 1989. Rock-forming minerals of high-alkaline complexe Nauka, 214 (RUS).

55. Boucher Y., Jain R. K., 2004; Two-photon fluorescence correlation microscopy reveals the two-phase nature of transport in tumor Nature Medicine, 10(2), 203– 207,

56. Brelje TC, Weendorf MW, Sorenson RL., 2002; Multi color lasers canning confocal immuno fluorescence microscopy, practical alication and limitation Meth Cell Biol 70, 165-244.

57. Bridguoter D., Scott D., Balagancky V.V., Timmerman M.J., Marker M., Bushmin S.A., Aleksieyev H., Daly J.S., 1999; The environment of early Cameroonian meta-sediments in the Lapland-Kolonian belt according to the results of ^{207}Pb /^{206}Pb dating of single zirconia and Sm-Nd isotopic data of whole rocks., Reports of Russian Academy of Sciences Geology, t.366, 6, .664-668, (RUS).

58. Brust M., M. Walker, D. Bethell, D. J Schiffrin, R. Whyman 1994; Synthesis of thiol-derivatised gold nanoparticles in a two-phase liquid-liquid system. Journal of the Chemical Society-Chemical Communications, 7, 801–802.

59. Buchan, K.L., Ernst, R. 2006; Giant dyke swarms and the reconstruction of the Canadian Arctic islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land. In Dyke swarms — time markers of crustal eution. Edited by E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, and J. Vuollo. Taylor and Francis/Balkema, London, UK., 27–48.

60. Buldyrev SV, Cruz L, Gomez-IslaT, 2000; Description of microcolumnar ensembles in aociation cortex and their disruption in Alzheimer and Lewy body dementia Proc Natl Acad Sci USA; 97,5039-5043.

61. Cahalan MD, Parker I, Wei SH, 2003; Real-time imaging oflymphocytesin vivo.Curr Opin Immunol 15, 372-377.

62. Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N., 1999; Calcite-amphibole – clinopyroxene rock from the Afrikanda complex, Kola Peninsula, Russia, mineralogy and a poible link to carbonatite I. Oxide Mineral The Canadian Mineralogist, 37, 177-198.

63. Chashchin V.V., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., Serov P.A. 2006; Low sulfide platinum ores of the Paleoproterozoic Monchegorsk pluton and its southern frame (Kola Peninsula, Russia), geological characteristics and isotope-geochronological evidence of polychronism of ore-magmatic systems. Geology of ore deposits., 58, 1, 41-63, (RUS).

64. Chashchin V.V., Bayanova T.B., Levkovich N.V., 2008; Volcanoplutonic Aociation of the Early-Stage Eution of the Imandra - Varzuga Rift Zone, Kola Peninsula, Russia, Geological, Petrogeochemical and Isotope-Geochronological Data. Petrologiya, 16, 3,

296-316.

65. Chashchin V.V., Bayanova TB, Elizarova I.R., Serov P.A., 2012; The Volchetunrovsky massif of the autonomous anortosite complex of the main ridge, the Kola Peninsula, geological, petrogeochemical and isotope-geochronological studies Petrology, 20, 5, 1-26, (RUS).

66. Chashchin V.V., Mitrofanov F.P., 2014; The Paleoproterozoic Imandra- Varzuga rifting structure (Kola Peninsula), intrusive magmatism and minerageny. Geodynamics & Tectonophysics, 5, 1, 231-256.

67. Chashchin, VV, Bayanova, TB, and Serov, PA, 2015; An array of metabasites smallpox-luvtuivevench (Kola Peninsula, Russia), geological structure, petro-geochemical and isotopic-geochronological evidence of belonging to the Imandrovsky complex of stratified intrusions. Petrology, 23, 5, 459-489, (RUS).

68. Chashchin V.V., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., Serov P.A., 2016; Low-sulfide PGE ores in Paleoproterozoic Monchegorsk Pluton and maifs of its southern framing, Kola Peninsula, Russia, Geological characteristic and isotopic geochronological evidence of polychromous ore-magmatic system Geology of Ore Deposits, 58, 1, 37-57.

69. Chernyavskiy A.V., Miroshnikova Ya.A. 2013; Geological structure and mineralization of the eastern part of the South-South Massif massif, new data. Actual problems of geology, geophysics and geo-ecology of north-west Russia. Proceedings of the XXIV Youth Scientific Conference dedicated to the memory of Corr. Academy of Sciences of the USSR K.O. Short Apatity, 7-10.X., F.P. Mitrofanov. (red), Apatity, K and M Publishing House, 31–34, (RUS).

70. Dadlez R. Jaroszewski W., 1994, Tektonika,wyd. PWN, 743.

71. Daly J.S., Balagansky V.V., Timerman M. J., Whitehouse M. J., De Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatschev R., Bridgwater D., 2001; Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in thle Laapland –Kola Orogen, Northern Fennoscandian Shield, Precambrian Research, 105, 289-314.

72. Daniels C. R., L. Kisley, H. Kim, W-H. Chen, M-V. Poongavanam, C. Reznik, K. Kourentzi, R. C. Willson, C. F., 2012; Lande Fluorescence correlation spectroscopy study of protein transport and dynamic interactions with clusteredcharge peptide adsorbent Journal of Molecular Recognition, 25,435–442.

73. Dereń J., Haber J., Pampuch R.,1971; Chemia ciała stałego, wyd. AGH, Kraków, 1-2, 368.

74. Diakonov I., Khodakovsky I., Schott J., Sergeeva E., 1994; Thermodynamic properties of iron oxides and hydroxide I.Surface and bulk thermodynamic properties of goethite (a-FeOOH) up to 500 K, European Journal of Mineralogy 6, 967-983.

75. Dokuchaeva V.S., Polezhaeva L.I., 1990; Chromspinelids of stratified intrusions of the Monchegorsk region (Kola Peninsula). New in mineralogy of the Karelian-Kola region.

Petrozavodsk, publishing house of the Karelian Scientific Center of the USSR Academy of Sciences, 5 – 24, (RUS).

76. Dong C., Irudayaraj J. 2012; Hydrodynamic size-dependent cellular uptake of aqueous qds probed by fluorescence correlation spectroscopy. The Journal of Physical Chemistry B, 116, 12125–12132.

77. Downes H., Markwik A.L.W., Kemton P.D., Thirlwall M.F., 2001a; The lower crust cratonic nirth-east Eu,isotopic constraints from garnet granulite xenoliths, TerraNova 13, 6, 395-400.

78. Downes H., Upton B.G.J., Handisyde E., Thirlwall M.F., 2001b; Geochemistry of mafic and ultramafic xenloliths from Fidra (S Uplands,Scotland), implications for lithospheric oprocees in Permo-Carboniferous Times, Lithos 58, 105-124.

79. Downes H., Peltonen P., ManttAri I., Sharkov E.V., 2002; Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Pen, Russia, evidence for crustal growthm and reworking, Journ of Geol Society Lond, 159, 485-488.

80. Drugova G. M., Skublov S. G., 2000, Zonal garnet from gneisses as a result of the low – crust, high temperature metamorphism in the Lapland Granulite Belt., Note of the Russian Mineralogical Society, 6 2000r., .79-87, (RUS).

81. Drugova G. M., Skublov C. G., Kozlov N. E., Porickaya L. G., 2001; REE contribution of the metamorphic minerals and Lapland Granulite Belt rocks (Baltic Shield), Viestnik of the Sankt Petersburg University, 7, 2, 25-35, (RUS).

82. Durr N. J., Larson T., Smith D. K., Korgel B. A., Sokolov K, Ben-Yakar A., 2007; Two-photon luminescence imaging of cancer cells using molecularly targeted gold nanorod Nano Letters, 7, 4, 941–945.

83. E.L.Kunakkuzin, Bayanova T.B., Nerovich L.I., Borisenko E.S., Serov P.A., Elizarov D.V., 2015; New Nd-Sr isotope – geochemical research of the Paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra maif rocks (the Fennoscandian Shield); Viestnik MGTY. 18, 2, 269-279, (RUS).

84. Egger M.D., PetranM., 1967; New reflected-lightmicroscope for viewing unstained brain and ganglion cell Science, 157, 305-307.

85. Ekhimova N.A., Serov P.A., Bayanova T.B., 2011; Distribution of REE in sulphide minerals and Sm-Nd dating of ore genesis of layered basic intrusions. Reports of Scientific Academy, 436, 1, (RUS).

86. Elizarova I. R., Bayanova T. B., 2012; Ma-spectrometric REE analysis in sulphide minerals, J. Biol. Earth Sci. 2, 1, E45-E49.

87. Ernst, R.E., Srivastava, R.K. 2008; India's place in the Proterozoic world, constraints from the large igneous provinces (LIP) record. In Indian dyke Edited by R.K. Srivastava, Ch. Sivaji, and N.V. Chalapathi Rao. Geochemistry, Geophysics, and Geochronology,

Narosa Publishing House Pvt. Ltd, New Delhi, India, 41–56.

88. Ernst, R., Bleeker, W. 2010; Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes, significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present. Canadian Journal of Earth Sciences, 47, 695–739.

89. Evans D.A.D., Li Z.X., Murphy J.B.; 2016; Four-dimensional context of Earth's supercontinent The Geological Society of London, Special Publications, 424, 1–14.

90. Fanasev B.V., 2011; Mineral resourses of the alkaline –ultrabasic massifs of the Kola Peninsula, Apatity, 151 (RUS).

91. Farquhar J., Wing B.A., 2003; Multiple sulfur isotopes and the eution of the atmosphere. Earth and Planetary Science Letters, 213, 1-13.

92. Filatova V.T., 1994; Geodynamics of the rocks low-crust metamorphism of the Lapland Granulite Belt forming (Kola Peninsula)., Regional geophysics and geodynamics, 41-46, (RUS).

93. Filatova V.T., Vinogradov A.N., 1999; Evaluation of the effects of thermomechanical effects on the metamorphism regime in of the Lapland Granulite Belt (Kola Peninsula), Geophysics, 366, 5, 684-687, (RUS).

94. Filatova V.T. 2000; Possibility of geoidynamic evidence od the Lapland granulites forming (Kola Peninsula), Regional geophysics and geodynamics, 55-63, (RUS).

95. Filatova V.T. 2002; Propertis of the Lapland Granulite Belt forming –inside obduction and forming collision zone, Regional geophysics and geodynamics, 63-68, (RUS).

96. Fine A, Amos WB, Durbin RM, 1988; Confocal microscopy, alications in neurobiology. Trends Neurosci 11, 346-351.

97. Fren G. 1973; Controlled nucleation for the regulation of the particle size in monodisperse gold suspension Nature, 241, 20–22.

98. Gaal G., Berthelsen A., Gorbatschev R., Kesola R., Lehtonen M.I., Marker M., Raase P., 1989; Structure and composition of the precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield Tectonophysics, Institute of geophisics, Upsala University Sweden, 162, 1-25.

99. Gee. D.G., Stephenson R. A., 2005; European Litosphere Dynamics, Geological Society of London, 32, 1-9.

100. Geiger Ch. A., Armbruster T., 1997; $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ speartine and $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ groular garnet, Structural dynamic and thermodynamic properties, American Mineralogist 82, 740-747,

101. Geiger Ch.A., 1998; A Powder Infrared Spectroscopic Investigations of Garnet Binarie The System $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$- $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$- $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$- $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$., European Journal of Mineralogy., 10, 407-422.

102. Gemann C. K., Spiering B. and Raith M., 1997; Experimental study of the Fe-Mg exchange between garnet and biotite, Constraints on the mixing behavior and analysis of the cation-exxhange mechanisms, American Mineralogist, 82, 1225-1240.

103. Gibbins IL, Jobling P,Meenger JP, 2000; Neuronal morphology and the synaptic organisation of sympatheticganglia. J Auton Nerv Syst 81, 104-109.

104. Gillet P., Foquet G., Malezieux J.M., GeigerCh.A., 1992; High-preure and high-temperature Ramman spectroscopy of and-member garnets, pyrope, groular and andriadite, European Journal of Mineralogy , 4, 651-664,

105. Glebovicky V., Miller Ju.W., Drugova G.M., Milkiewicz R.I., Wriewski A.B., 1996; Structura and metamorphism of the Belamoryian –Lapland collision zone, Geotectonics, 1, 63-75,

106. Glebovicky V., Marker M., Alexiejev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezhnaya N., 2001; Age, ecuton and regional setting of the paleoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitza –Umba zone, Kola Peninsula,, contraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data., Precambrian Research, 105, 247-267.

107. Goldstein S. L., Arndt N. T., Stallard R. F., 1997; The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River and Sm- Nd isotopes in Orinoco basin river sediments, Chemical Geology, 139, 271-286.

108. Golonka, J., 2000. Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps. Wydawnictwa Uniwersytetu Jagiellonskiego, Kraków,125.

109. Golonka, J., 2002. Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. In: Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J. (eds), Phanerozoic reef patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 72: 21-75.

110. Golubev A.I., Ivashchenko V.I., Trofimov I.I., Ruchev A.M., 2007; Metallogeny and assessment of the prospects of Karelia for large complex noble metal deposits., 98-116, (RUS).

111. Gorianov P.M., 1989; Self-organization as a possible mechanism for the formation of structural ferrous quartzites (on the example of the Kirovogorsky deposit), Structural research in the Precambrian region. Leningrad, Nauka 112-127 (Rus).

112. Görlich E.,1998; Structural Chemistry o Silicate Orthosilicate Polish Academy of Science, Cracow Branch.

113. Gorokhovskaya T.L., Ivanchenko V.N., Karimova O.V., Griboedova I.G., Samoshnikova L.A., 2012; Geological structure, mineralogy and genesis of PGE mineralization in the South Sopcha massif, Monchegorsk complex, Russia. Geology of Ore Deposits, 54, 5, 416-440 (RUS).

114. Grøsfjeld, K., Funder, S., Seidenkratz, M.-S., Glaister, C., 2006. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. Boreas 35: 493–520.

115. Greenfield DS. 2002; Optic nerve and retinal nerve fiber layer analyzers in glaucoma.Curr Opin Ophthalmol, 13, 68-76.

116. Guzowski JF, McNaughton BL, Barnes CA, 2001; Imaging neural activity with temporal and cellular resolution using FISH. Curr Opin Neurobiol, 11, 579-584.

117. Halas S., Huber M., Piestrzynski A., 2009; Petrology of gabbroides and isotope signature of sulfide mineralization from Fedorov-Pansky layered mafic intrusion, Kola peninsula, Russia, Geochronometria, 33, 19-22.

118. Halas S., Pieńkos T., 2017; Simultaneous Determination of $\delta^{34}S$ and $\delta^{36}S$ on SO_2 Ga XIV Workshop of the European Society for Isotope Research 25-29, June 2017, Balle Govora, Romania.

119. Hattori K, Krouse HR, Campbell FA, 1983; The start of sulfur oxidation in continental environments, about 2.2x109 years ago, Science 221; 549-551, DOI 10.1126/science.221.4610.549.

120. Hawthorne F. C. and Grundy H. D.,1976, The cystal of the amphibiles, IV. X-ray and neutron refinements of the crystal structure of tremolite, The Canadian Mineralogist 14, . 334-345,

121. Heaman LM. 1997; Global mafic magmatism at 2.45 Ga, Remnants of an ancient large igneous province? Geology 25,4, 299-302.

122. Heaman LM. 2004; 2.5–2.4 Ga global magmatism, remnants of supercontinents or products of superplumes? Geological Society of America Abstracts with Programs 36, 5, 255.

123. Heflik W., 1993; Metamorfizm w świetle niektórych zagadnień fizykochemicznych, wyd. AGH, Kraków, 185.

124. Hofmeister A.M., Fagan T.J., Campbell K.M. i Schaal R.B, 1996; Single-Crystal IR Spectroscopy of Pyrope-Almandine Garnets with Minor Amounts of Mn and Ca., American Mineralogist., 81, 418-428.

125. Hong Y-K., Hanchul K., Lee G., Kim W., Park J-I., Cheon J., Koo J-Y. 2002; Controlled two-dimensional distribution of nanoparticles by spin-coating method. Alied Physics Letters, 80(5),844–846.

126. Huber M., 2000; Wyniki badań skał zasadowych z okolicy Kandalaksza (Laplandzki Pas Granulitowy, Kola Peninsula, Rosja), Przewodnik do XLII sesji Kół Naukowych Pionu Górniczego, XII, Kraków, wyd. AGH, 44.

127. Huber M. 2002; Mineralogical characteristic of garnets from metamorphic rock from the Lapland Granulite Belt (Kola peninsula, Northern Russia, Zeszyty Specjalne 20 Pol. Tow. Min. 272-274.

128. Huber M., J. Bonarski, 2003; Investigation on the texture of Lapland Granulite Belt using x-ray diffraction technique, Zeszyty Specjalne Pol. Tow. Min. 22, 73-77.

129. Huber M., Banaś M., Dumańska-Słowik M., 2004a; Mineralogical characteristic of granitoide rocks and K-AR dating of biotites from the area of Kandalaksha at the White Sea (The Kola Peninsula, Russia), Materiały VIII Ogólnopolskiej Sesji Naukowej Datowanie Minerałów I Skał AGH Kraków, 18-19.XI., 37-41.

130. Huber M., Heflik W., Stadnicka K., Pattek –Jańczyk A., 2004b; Preliminary studies of garnets from the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha region, EUCMOS, P-10-33, 412.

131. Huber M., 2007a; Charakterystyka petrograficzna zasadowych granulitów z Kolwickiej cz. LPG, płw. Kolski, Płn. Rosja, Geosympozjum UŚ, Podlesice 7-9. XI, 81-89.

132. Huber M., 2007b; Petrograficzna charakterystyka charnockitów i enderbitów z Kolwickiej cz. LPG, płw. Kolski, Płn. Rosja, Geosympozjum UŚ, Podlesice 7-9. XI, 75-81.

133. Huber M., 2007c; Petrograficzna charakterystyka skał z odsłonięcia Flora w Masywie Lowozierskim i dol. Małaja Biełaja w Masywie Chibińskim, Kola Peninsula, płn. Rosja), Przegląd Geologiczny, 55, 4, 287-288.

134. Huber M., Hałas S., Sikorska M., 2007d; Eution of prehnite-albite-calcite veins in Metamorphic rocks from the Lapland Granulite Belt (Kandalaksha region of Kola Peninsula“, Geologija, 57, 1-7.

135. Huber M., 2008; Ocena procesów metamorfizmu za pomocą fraktalnych (pudełkowych) analiz teksturalnych na przykładzie granatów, amfiboli i piroksenów z granulitów Laplandzkiego Pasa Granulitowego w rejonie Kandalaksza, płw. Kolski, Abstrakty I polskiego Kongresu Geologicznego, PTG, 26-28. VI, Kraków, 38.

136. Huber M., Hałas S., Piestrzyński A., 2008; Charakterystyka petrologiczna gabroidów z warstwowanych intruzji Fiodoro-Panskiego Masywu na Płw. Kolskim (Rosja), abstrakt w materiałach X Konferencyji Dating of Minerals and Rocks, 23-24.X. UMCS, Lublin, 47-49.

137. Huber M, Skublov S.G., 2010; Geochemical and isotopic characteristics of rocks from the Kandalkshyan part of the Lapland Granulite Belt in the Kola Peninsula, Mineralogia - Special Papers 36, 50.

138. Huber M., 2012a; Dynamics of metamorphism procees by the fractal textures analysis of garnets, amphiboles and pyroxenes of Lapland Granulite Belt, Kola Peninsula., J. Biol. Earth Sci. 2, 2, 50-55.

139. Huber M., 2012b; Petrograficzna charakterystyka skał żyłowych występujących w dolinie Małaja Biełaja w Chibinach (Rosja), Abstrakty II Polskiego Kongresu Geologicznego, 33.

140. Huber M., Hałas S., 2012c; Ore minerals characterization and stable sulfur isotopes from Broken Hammer,, Mineralogia, 39, 50.

141. Huber M., Heflik W., Pattek-Jańczyk A., Pitak M., 2012d; Investigations of garnets from polymetamorphic rocks of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha Region. Journal of Biology and Earth Sciences, 2, 1 , 34-44,

142. Huber M., Hałas S., Serov P.A., Ekimova N.A., Bayanova T.B., 2012e; Sm-Nd dating and stable isotope geochemistry of sulfides and U-Pb ages of layered intrusions from the northern part of the Baltic Shield, Mineralogia, 39, 107.

143. Huber M., Heflik W, Pattek-Janczyk A, Pitak M, Stadnicka K, Skublov S.G. 2012f; Investigations of garnets from polymetamorphic rocks of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha region. Journal of Biology and Earth Sciences. 2, 1-12.

144. Huber M., 2013; Wstępna charakterystyka skał żyłowych występujących w Dolinie Małaja Biełaja w Chibinach. Journal of Biology and Earth Sciences, 3, 1, 1-11

145. Huber M., 2014a; Geochemical atlas of the Kandalaksha part of Lapland Granulite Belt (Kola Peninsula, NW Russia), Journal of Biology and Earth Sciences, 4, 1, 1-15.

146. Huber M., 2014b; LA-ICP MS Characteristic of geochemical composition of veins rocks from the central part of the Khibina Maive in Kola Peninsula, Northern Russia. J. Chem. Eng., 8, 364-370.

147. Huber M.A., 2014c; Mathematics planimetry map model of diversity and petrology In the Kandalaksha parto f Lapland Granulite Belt (Kola Peninsula, NW Russia). Journal of Biology and Earth Sciences, 4, 2, 61-83.

148. Huber M. A., 2014d; Geologia laplandzkiego pasa granulitowego regionu Kandalakszy (płw kolski , rosja), TMKarpinski Publisher, 135.

149. Huber M., Bayanova T.B., Ekimova N.A., Mitrofanov F.P., Serov P.A., 2014a; Mineralogical characteristic and geochronometry of a crystalline rocks from SE part of the Lapland Granulite Belt of Kola Peninsula at the White Sea Journal of Biology and Earth Sciences, 4, 2, 54-60.

150. Huber M., Hałas S., Lata L., Neryadovskiy Y., 2014b; Study of δ13C and chemical composition of carbonates from the crystalline rocks from the Kola Peninsula (N Russia). Journal of Biology and Earth Sciences, 4, S1, 25-26.

151. Huber M. Hałas S., Lata L., Mitrofanov F.P., Neryadovski Y.N., Bayanova T.B. 2014c; Stable isotope results of sulfides from old mafic intrusions in the Kola Peninsula (N Russia) Journal of Biology and Earth Sciences Journal of Biology and Earth Sciences, 4, S1, 27-28.

152. Huber M., 2015a; Melteigite rocks from the khibina maif analysis using SEM-EDS AND ICP, Journal of Biology and Earth Sciences, 5,1, 82-99.

153. Huber M., 2015b; Microanalysis of alkaline rocks from the maif Khibina using SEM-EDS, Journal of Biology and Earth Sciences, 5, 1, 74-81.

154. Huber M., 2015c; Mineralogiczno-petrograficzna charakterystyka wybranych masywów

alkalicznych półwyspu kolskiego (północna część tarczy bałtyckiej), TMKarpinski Publisher, 187.

155. Huber M., 2015d; Mineralogy and petrographic characteristic of carbonate samples from Kovdor (Kola Peninsula, N Russia). Journal of Biology and Earth Sciences, 5, 1, 49-58.

156. Huber M, Halas S, Lata L., 2015a; Khibina and Lovoziero syenites microanalysis using ICP and d34S Stable Isotope Analyses, XIIIth International Conference on Molecular Spectroscopy, 09,09-09,13 Wroclaw, P34, 104.

157. Huber M., Hałas S., Lata L., Neradovski Yu. N., Mokrushin A., 2015b; Study of Sulphides from Piechenga Rocks Using Geochemical and Stable Isotope Analyses, XIIIth International Conference on Molecular Spectroscopy, 09,09-09,13 Wroclaw, P35, 106.

158. Huber M, Mokrushin A, Kudryshov N, Neradovski J, 2015c; PGE mineralization in the gabbro rocks from the Monchegorsk Region (Kola region, Russia), XXIInd Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland, Mineralogia 44, 8-11, 10, 46.

159. Huber M., Mokrushin A., Kudryshov M., Neradovski J., 2015d; PGE mineralization in the gabbro rocks from the Monchegorsk Region (Kola region, Russia), XXIInd Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland, Mineralogia 44, 8-11.X, 46.

160. Huber M. A., Hałas S., Neradovsky Yu. N., Bayanova T. B., Mokrushin A.V., Lata L., 2016; Stable isotope geochemistry of sulfides from intrusion in Monchegorsk, Northern part of baltic shield, Geochronometria 43, 96–101.

161. Huber M., 2017; Ultrazasadowo-alkaliczna intruzja w Afrikandzie (N Rosja), badania petrologiczno-geochemiczne, Wyd. Sciences Publisher, 87.

162. Huber M., Lata L. 2017; Environmental characteristic of the Kandalakshan region of the Kola Peninsula (N Russia), Chemistry Environment Biotechnology Journal, 20, 7-13.

163. Huber M., Skupiński S., 2017; New geochemical characteristic of 3.7 Ga metamorphites from Murmansk (Baltic Shield), VIII Ogólnopolska Konferencja, Badania petrologiczne i mineralogiczne w geologii, 1-2, VI, Kraków PIG.

164. Huber M., Skupiński S., 2017; Petrology and geochemistry of the Africanda ultrabasic ingenious rocks, VIII Ogólnopolska Konferencja, Badania petrologiczne i mineralogiczne w geologii, 1-2, VI, Kraków PIG.

165. Huber M., Hałas S, Mokrushin A.V.,, Neradovsky Yu.N.,, Lata L., Sikorska-Jaworowska M., Skupiński S., 2018; Chemical composition of Ca-Mg-Sr carbonates and the stable isotope $\delta^{13}C$ study, the Kovdor maif showcase (Kola Region, NW Russia). Prace Fersmanowskiej Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego Kolskiego Centrum Naukowego Rosyjskiej Akademii Nauk. 15, 383-385.

166. Huber M., Zhigunova G.V., Dębicki R., Lata L., 2018a; Plaster analysis from selected cities inMurmansk Oblast (N Russia) as an idicator of environmental pollution. The

Ministry of Education and Science ot the Russian Federation, Murmansk State Arctic University, pp. 170

167. Huhma H., Meriläneп K., 1991; Provenance of paragneiies from the Lapland Granulite Belt, Abstracts of IGCP meeting, Oulu Finland,

168. Irvine, T. N., 1965; Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. Canadian Journal of Earth Science, 2, 648–672.

169. Ivanov A.A., Glazniev V.N., Osipienko L.G., Martynov E.V., Kozlov N.E., 2000; The Eraly Proterozoic Continental accretion on the European part N –Atlantic region, petrochemistry, and geophysisc data, Viestnik MGTU 3 2, 325-332, (RUS).

170. Jain P. K., El-Sayed I. H., El-Sayed M. A., 2007; Au nanoparticles target cancer. Nanotoday, 2, 1, 18–29.

171. Jamtveit B., Ragnarsdottir K.V., Wood B.J, 1995; On the origin zoned groular-andradite garnets in hydrothermal systems, European Journal of Mineralogy 7, 1399-1410.

172. Jania J., 1993; Glacjologia, Wyd. PWN, 359.

173. Jones EG., 2000; Microcolumns in the cerebral cortex. Proc Natl Acad Sci USA, 97, 5019-5021.

174. Jones A.P., Genge M., Carmody L., 2013; Carbonate Melts and Carbonatite Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 75, 289-322.

175. Kalashnikov A., Konopleva N.G., Ivanyuk G.Yu., 2016; Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia—A Review. Economic Geology, 111, 1529-1559, DOI: 10.2113/econgeo.111.7.1529.

176. Kaufman SC, Musch DC, Belin MW, Confocal microscopy, a report by the American Academy of Ophthalmology.Ophthalmology 2004;111,396-406

177. Kaulina T.W., Bogdanova M.N., 2000; The most important stages of north-west development in Belamoryian Region (according to U-Pb, isotopic dating), Litasfera Minsk, (RUS).

178. Kaulina T.W. Kislicyn R.W. Apankiewicz E.A., 2000, U-Pb age of the metamorphic zircone, titanite and rocks from the Yavroziero region (Kola Peninsula). Autoreferat 15017, (RUS).

179. Kaulina T.B., Nerovich L.I., Bayanova T.B., Yapaskurt V.O., 2014; The sequence of geological processes in the central and north-eastern part of the Lapland Granulite Belt, isotope-geochemical data on zircon and the results of geological and petrological studies. Geochemistry, 7, 625-645, (RUS).

180. Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A., Wartho J.A., Zartman R.E., Sharkov E.V., 2001; Garnet granulite xenoliths from the Northern Baltic Shield –the Underplated Lower Crust of a Paleoproterozoic Large Igneous Province., Journal of petrology, 42, 4, 731-

763.

181. Kertz R., 1994; Metamorphic Crytalization, wyd. John Willey i Sons, 507.

182. Kilistyn R.V, Balagancky V.V i Manttari I., Timmerman M.J., Daly J.S., 1999a; Age of aporection ancolisionn, in the paleopt lapland kola orogen; new isotope evidence from the kolvica belt and the Umba granulite terrane., Svekalapko, Lammi Finland, 33.

183. Kilitstyn R. V., Timerman M. J., Daly J. S., Balagansky V. V., Manttari I., 1999b; Isotope data (U-Pb and Sm –Nd) on the Umba granitoid complex Kola Peninsula, Russia, Svecapalko Lammi Finland , 18, 34.

184. Kislistyn R.V, 2001; Age and cinematics of tectonics motions in the Early Proterozoic core of the Lapland Granulite Belt, Autoreferat, Sankt Petersburg, 22, (RUS).

185. Kimling M., Maier V., Okenve V., Kotaidis H., Ballot H., Plech A., 2006; Turkevich method for gold nanoparticle synthesis revisited. Journal of Physical Chemistry B, 110, 15700–15707.

186. Kittel Ch., 1999; Wstęp do fizyki ciała stałego wyd. PWN.

187. Kogarko L.N., 1987; Alkaline rocks of the eastern part of Baltic Shield (Kola Peninsula). Geological Society, London, Special Publications, 30, 531-544.

188. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R. 1995; Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2, Former USSR. London, Chapman & Hall, 22.

189. Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolctobpova A.N., Tolstobrov D.C., Vashkov A.A., 2018; Quantitative indicators of differentiated movements morphotectonic blocks on the coastal of Kandalaksha Bays of the White Sea. Works of the Fersman's Sciences Session. GI KSC RAS. 15, 205-208, (in Russian).

190. Konstantinova N.A. (Ed.). 1999. Flora and vegetation of Murmansk Region. Kola Science Centre, RAS, Apatity, pp. 175. (RUS).

191. Konstantinova N.A. (Ed.). 2001. Bryophytes and vascular plants of the territory of Polar Alpine Botanical Garden (khibiny Mountains, Kola Peninsula). Kola Science Centre, RAS, Apatity, 92. (RUS).

192. Korczyńska –Olszańska B., Fijał J., Hubicka– Ptasińska M., Kłapyta Z., Manecki M., 1994; Materiały do ćwiczeń z geochemii, wyd. AGH, Kraków 168,

193. Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu J., 1996; Field phetrophisycal and carbon isotope studies on the LGB implications for deep continental crust., Terra Nova, 8, 48-58.

194. Koroleva N.E. 1994. Phytosociological survey of the tundra vegetation of the Kola Peninsula. J. Veget. Sci. 5: 803-812.

195. Korsakova O.P., 2009; Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). Quaternary International 206, 3-15.

196. Kosewicz A., M., 2000; Mechanika fizyczna nieidealnych krystalicznych ciał stałych, wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego.

197. Kostjuk E. A., 1970; Statistics analysis and paragenetisc types of the amphiboles of metamorphic rocks, Nauka, Moscow, 311, (RUS).

198. Kotański Z, 1990; Geologiczna kartografia wgłebna, wyd. Geologiczne, 331.

199. Kozlov N. E., 1988; Rozróżnienie i korelacja profili laplandzkiego granulitowego Pasa, Reports of Russian Academy of Sciences Litologia i Koplainy, 5, 111-116, (RUS).

200. Kozlov N. E. Ivanov A. A. Nieriowich L. I., 1989; Occurrence of Ba and Sr in the metamorphites of Archean on S and SE Kola Peninsula., Reports of Russian Academy of Sciences, Geochemistry, 7, 1058-1061, (RUS).

201. Kozlov N. E, 1990a; Lapland Granulite Belt, protolith and develompnet. Apatity, 166(RUS).

202. Kozlov N. E., Lipov A. P., Nazarienko W. O., Hieriovich L. I., Sargsyan G. O., 1990b; Protolith of the enderbites of the Lapland Granulite Belt, Reports of Russian Academy of Sciences Geochemistry, 4 , 591 –598, (RUS).

203. Kozlov N. E. Ivanov A. A., 1991; Composition of metamorphic rocks and some aspects of eution of the Lapland Granulite Belt, Norge Geologiske Undersøkese Bulletin, 421, 19-32.

204. Kozlov N. E., Martynov E. V., 1992; On the problem of protolith of metamorphites of the Lapland Granulite Belt (Baltic Shield), Reports of Russian Academy of Sciences Geochemistry, 1, .127 –124, (RUS).

205. Kozlov N. E., 1994; Lapland granulites and collizion zone of the Earth evolution problems (gelological –geochemistry aspect), Autoreferat Sankt Petersburski Uniwersytet, (RUS).

206. Kozlov N. E., Bayanova T. B., Balashov J. A., Muchamedowa I. W., 1995a; Main factors of the geological evolution of the soil in the Precambrian and their isotopic-geochemical assumptions, autoreferat, University Sankt Petersburg, (RUS).

207. Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Y.A., Ivanov A.A., Kamenskaya A.D., Mukhamedova I.V., Polyakova V.A., Pripachkin V.A., Rispolozhensky Y.A., Tarnowetsky L.T., 1995b; Some a new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of thlew LPG, Baltic Shield, Geology of the eastern finmark, Norge Geologiske Undersøkese Bulletin, .157-166.

208. Kozlov N.E., Ivanov A. A., 1995c; The two type metaandesites of the Lapland Granulite Belt., Reports of Russian Academy of Sciences Geochemistry, 10, 1512-1515, (RUS).

209. Kozlov N. E., Kozlova N. E., 1998; The Genesis of the garne plagiogranite of the Lapland Granulite Belt., Viestnik MGTU, 1, 3, 43-52, (RUS).

210. Kozlov N. E., Martynov E. V., Predovskii A. A., 1999; Pretochemical reconstruction of the primary nature of metamorphic rocks and geodynamics settings of their protoliths (new a.roaches and constraints), Russian Geology and Geophisics, 40, 8, 1217-1225.

211. Kozlova N. E., Riezhenova S. A., 1998; Genesis of the eclogite-like in the Lapland Granulite Belt, Reports of Russian Academy of Sciences Geologia t. 361, 3, 378-380, (RUS).

212. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H., 1993; The Kola alkaline province of the CIS and Finland, precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism. Litho, 30, 33-44.

213. Krylova M. D., Mitrofanov F.P., Fiala I, 1982; Granaty i opx w wy ciśnieniowym granulitowym kompleksie w SW cz plw. Kola, Chem Erde 42, 273-291, (RUS).

214. Krylova M.D.,1983; Geology-geochemistry ewolution of the Lapland Granulite complex ewolucja, 158, (RUS).

215. Krzemińska E., Krzemiński L., 2012; Alkaliczna intruzja syenitowa Mławy a perspektywy występowania pierwiastków ziem rzadkich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448, 401-408.

216. Kuderewicz A. 1993; Fraktale i chaos, PWN, 725.

217. Kudryshov NM, Mokrushin AV, 2011; Mesoarchean gabbroanorthosite magmatism of the Kola region, petrochemical, geochronological, and isotope-geochemical data . Journal of Petrology, 19, 167-182.

218. Kukharenko A..A., Orlova M.P., Bulakh A.G., Bagdasarov E.A., Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov E.I., Il'inskii G.A., Sergeev A.S., Abakumova N.B. 1965; The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia. Moscow, Nedra, 772, (RUS).

219. Kunakkuzin E.L., Bayanova TB, Nerovich L.I., Borisenko E.S., Serov P.A., Elizarov DV, 2015a; New Nd-Sr isotope-geochemical studies of the Paleoproterozoic PGE-containing rocks of the Monchetundra massif (Fennoscandian Shield). Vestnik MGTU, 18, 2, 269-279 (RUS).

220. Kunakkuzin E.Л., Serov, PA, Bayanova, TB, Nerovich, L.I., Borisenko, E.S., 2015b; Paleoproterozoic stratified EPG-containing massif Monchetundra (Kola Peninsula), dating by the Sm-Nd method of the time of metamorphic transformations of the main rocks. Reports of the Academy of Sciences, 464, 1, 71-74, (RUS).

221. Langer K. i Raith M., 1974; Infrared Spectra of Al-Fe(III)-Epidotes and Zoisites, Ca2(Al1pFe3+p)Al2O(OH)[Si2O7][SiO4], American Mineralogist, 59, 1249-1258,

222. Langer K., Robarick E., Sobolev N.V., Shatsky V.S. and Wang W., 1993; Single-Crystal

Spectra of Garnets from Diamond Ferrous High-Preure Metamorphic Rocks from Kazakhstan, Indications for OH-, H2O, and Fe/Ti Charge Transfer., European Journal of Mineralogy., 5, 1091-1100,

223. Leake B. E., Woolley A. R., Arps Ch. E. S., Birch W. D., Gilbert M. Ch., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi V., 1997; Nomenclature of amphiboles, Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Aociation, Commiion on New Minerals and Minerals Names, American Mineralogist, 82, 1019-1037.

224. Liu L.G., Mernagh T.P., 1992; Phase transitions and Raman spectra of anatase and rutile at high preures and room temperature European Journal of Mineralogy, 4, . 45-52.

225. Lublina N.V., 2009; Remagnetization of rocks of the East European craton. Bulletin of Kamchatka Regional Association Educational-Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Earth Sciences, 2, 14, 19–2, (RUS).

226. Luo G., Ono S., Beukes N.J., Wang D.T., Xie S., Summons R.E., 2016; Rapid oxygenation of Earth's atmosphere 2.33 billion years ago. Science Advances, 2, 1-9.

227. Marker M., 1985; Early proterozoic (c.2000-1900MA) crustal structure of the northeastern Baltic Shield, tectonic division and tectogenesi, Trondheim, Norges Geologiske Undersøkese.

228. Marker M., 1998; Early pt thrusting of the LGB. And its geotectonic eution, northem Balticschield, Geol. Societ. Of Sveden., 110, nr 4, 405-410.

229. Markwick A.J.W.,Downes H., 2000; Lowerr crustal granulite xenoliths from the arkhangelsk kimberlite pipes, petrological, geochemical, and geophysical results, Lithos, 51, 135-151.

230. Markwick A.J.W., Downes H., Veretennikov N., 2001; The lower crust of SE Belarus, petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths, Tectonophysics, 339 (2001), 215-237.

231. Meagher E.P., 1975; The Crystal Strustures of Pyrope and Grossularite at Elevated Temperature, American Mineralogist., 60, 218-228.

232. Mellini M., Nieto F., Alvarez F., Gomez-Pugnaire M.T., 1991; Mica-chlorite intermixing and altered chlorite from the Nevado-Filabride micaschists, Southern Spain, EJM 3, 27-38.

233. Merli M., Callegari A., Cannillio E., Caucia F., Leona M., Oberti R. i Ungaretti L., 1995; Crystal-Chemical Complexity in Natural Garnets, Structural Constraints on Chemical Variability, European Journal of Mineralogy., 7, 1239-1249.

234. Miashiro A., 1994; Metamorphic Petrology, N.Y. University Pre, 404.

235. Minczewski J. Marczenko Z. 1997; Chemia analitczna, PWN, 432.

236. Mints M.V., Glazniev V.N., Konilov A.N., Kunina N.M., Nitkitichev A.P., Raveckiy A.B., Sedykh Yu N., Sturak V.M., Fonariev W.I., 1996; Eartly Precambrian of the N-E Baltic Shield., Moscow, Scientific World, 277, (RUS).

237. Mints M.V., 1999a; Plate tectonic, eution from the early archean to phanerozoic, Svekalapko, Lammi Finland, . 104-113.

238. Mints M.V., 1999b; Thermal structure of the crust in the Lapland Granulite Belt region. Metamorphic –Geodynamcs comments., Reports of Russian Academy of Sciences, 368, 5, .659-662, (RUS).

239. Mints M. V., Verti V. R., Konilov A. N., 1999; The paleoproterozoic crustal evolution and thermal structure of the crust in the Lapland –Belomorian area, eastern Baltic Shield, integrated results of geological and petrological studies of the Lapland –Kolvitsa granulites, deepcrustal xenoolites from Devonian pipes and seismic profiling, Svekalapko, Lammi Finland, 18, 50.

240. Mints M.V., 1999, Plate tectonic: evolution from the early archean to phanerozoic, Svekalapko, Lammi Finland, 104-113.

241. Miroshnikova Ja. A., Pakhomovsky Ya. A. 2015; Veins bodies of the Moroshkovo Lake site (Monchegorsk region) and associated mineralization. Vestnik MGTU, 18, 2, 280 – 286, (RUS).

242. Mitrofanov F. P, 1990; Geochronology and genesis of layered dasic intrusions, canites and granite –gneies of the Kola Peninsula, in Balashov J. A. (red), RAN, Apatity.

243. Mitrofanov F. P., 1999; Prekambryjska tektonika północno –wschodniej części Tarczy Bałtyckiej., wyd. Nauka, St. Petersburg, 111, (RUS).

244. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., 1999; Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province. Mineral Deposits, Procees to Proceing, Stanley et al., Balkema, Rotterdam, 1275-1277.

245. Mitrofanov AF. 2000; Geological characteristics of Kola peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, 166.

246. Mitrofanov F.P., Balagancky V.V., Balashov Y,A., Gannibal F.G., Dokuchaeva V.S, Nerovich L.I., Radchenko K., Ryungen G.I., 2000; U-Pb age of gabro –anortosite maifs the LPG, .179-183, Norges Geologiske Undersøkese.

247. Mitrofanov F.P. Smolkin V.F., 2004; Stratified intrusions of the Monchegorsk ore region, petrology, mineralization, isotopy, deep structure. In 2 part Ed. Apatity, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 344.

248. Mitrofanov F.P., Malitch K.N., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Zhirov D.V., 2013; Comparison of East-Scandinavian and Norilsk large plume mafic igneous provinces of PGE ores, 380-394

249. Mojski J. E., 1993; Geologia w plejstocenie, wyd. PAE, 333.

250. Mokrushin A.V. 2005; Types, composition and conditions of formation of chromite mineralization of stratified Early Proterozoic intrusions of the Baltic Shield, Ph.D. dissertation, Murmansk, 13, (RUS).

251. Mokrushin A.V., Miroshnikova Ya.A., Savchenko E.E. 2011; Association of Cr-Fe-Ti minerals in plagioclase-amphibole veins of the "Moroshkovo Lake" site (Monchegorsk pluton). Geology and geoecology, research young. Proceedings of the XXII conference of young scientists dedicated to the memory of corr. K.O. Short 8-10.XI, 134-136, (RUS).

252. Mokrushin A.V., Kudryashov N.M. i Huber, M., 2014; First discovery of sperrylite in archaean Patchemvarek gabbroanorthosite (Kola region, Russia). Abstracts of the 12-th International Platinum Symposium, 11–14 August 2014, Yekaterinburg, Russia, 305-306.

253. Mokrushin A.V., Kudryashov N.M., Gabov D.A., Huber M., 2017; Sulphide and precious metal mineralization of the mesoarchean Patchemvarek gabbroanorthosite maif (Kola region, Russia). Ultramafic-mafic complexes, geology, structure, ore potential, materials of the V international conference (Gremyachinsk, September 2-6, 2017). E.V. Kislov. - Ulan-Ude, Publishing House of the Buryat State University, 191-192.

254. Molodkov, A., Yevzerov, V., 2004. ESR/OSL ages of long-debated subtill fossilbearing marine deposits from the southern Kola Peninsula: stratigraphic implications. Boreas 33, 123–131.

255. Moore R. K., White W. O., Long T. V., 1971; Vibrational spectra of the common silicates, I. The garnet, American Mineralogist., 56, 54-71.

256. Motuza G., Šliaupa S., Timmerman M.J., 2015; Geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of Early Carboniferous dolerite sills in the southern Baltic Sea. Estonian Journal of Earth Sciences, 64, 3, 233-248.

257. Nadal A, Sul JY, Valdeolmillos M, 1998; Albumin elicits calcium signals from astrocytes in brain slices from neonatal rat cortex. J Physiol, 509, 3,711-716.

258. Neradovsky Yu.N., Groshev H.Yu., Voytekhovsky Yu.L., Borozdina S.V., Savchenko Ye.E. 2017a; The first discovery of platinum, palladium, silver and gold in titanomagnetite ores of the „Zhelezny" massif (Kola Peninsula, Russia). Geo-Science Education Journal 2, 5, 1-15.

259. Neradovsky J.N., Groshev H.J., Voytekhovsky J.L., Borozdina C.V., Savchenko E.E., 2017b; New two $(Pd,Ag,Bi)_{3+x}Te$ i $(Pd,Ag,Pb)_{3+x}Te$ phase, in tytanomagnetite rich ores of the „Zhelezny" massif (Kola Peninsula, N Russia), Geo-Science Education Journal, 2, 5, 16-19.

260. Nerovich L.I, Bayanova T.B., Savchenko E.E., 2009; New data on the geology, petrology, isotope geochemistry and PGE mineralization Monchetundra maif, Viestnik MGTU, 12, 3, 461-477, (RUS).

261. Nerovich L.I., Bayanova TB, Serov PA, Elizarov DV, 2014; Magmatic sources of dikes

and veins of the Monchetundrovsky massif (Baltic Shield), the results of isotope-geochronological and geochemical studies. Geochemistry, 7, 605-624 (RUS).

262. Niell CM, Smith SJ. 2004; Live optical imaging of nervous system development. Annu Rev Physiol, 66, 771-798.

263. Nykänen J., Laajoki K., Karhu J., 1997; Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Kortejärvi and Laivajoki carbonatites, central Fennoscandian shield, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 69, 1-2, 5-30.

264. Oberti R., Smith D.C.,Roi G., Caucia F., 1991; The crystal-chemistry of high-aluminium titanites, European Journal of Mineralogy, 3, . 777-792.

265. Omori K.,1971; Analysis of the infrared absorption spectrum of diopside, American Mineralogist, 56, 1607-1616.

266. Ono S., Wing B., Johnston D., Farquhar J., Rumble D., 2006; Ma-dependent fractionation of quadruple stable sulfur isotope system as a new tracer of sulfur biogeochemical cycle Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, 2238-2252.

267. Orlik M. 1996; Reakcje oscylacyjne porządek i chaos WNT.

268. Orsoev D.A. 1988; Chromospinelides from sulphide disseminated ores of stratified massifs, ZVMO, CXVII, 2, 175 – 181, (RUS).

269. Pajdowski L., 1997; Chemia ogólna, PWN, 618.

270. PANalytical - Epsilon 5 Specifications' <http,//www.panalytical.com/Epsilon-5/Specificationhtm> [acceed 20 April 2016].

271. Pavlov N.V., 1949; The chemical composition of the chrome-spinel in connection with the petrographic composition of ultrabasic intrusive rocks. Proceedings of the Geological Institute of RAS, 103, 91, (RUS).

272. Peitgen H. O., Jürgens H., Saupe D., 2002; Fraktale, granice chaosu, wyd. PWN, 554,

273. Pękala K., 1998; Nival moraines and rock glaciers in the Khibiny mts. (the Kola Peninsula). In: Materiały Zjazdu Geomorfologów Polskich UMCS, Lublin, 137-142.

274. Pekka T., Huhma H., 1999; Geochronology of laplang grasnulite belt and implicationns for fennoscandian aembl., Svekalpko, Lammi Finland, 18, 65.

275. Pell J., 1994; Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia. Geological Survey of British Columbia, Bulletin 88, 1-131.

276. Petrovskaya L.S., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Petrov V.P., Petrovski M.N., 2010; Neoarchean enderbites-granulite complex of the Puloziero-Polnek-Tundra region, Central Kola Block: stages and thermodynamic regime of evolution (Kola Peninsula). Kola Science Centre RAS, 78.

277. Petrovskii M.N., Bayanova T.B., Petrovskaya L.S., Bazai A.V., 2014; Mesoproterozoic Peridotite-Shonkinite Series, A New Type of Intraplate Magmatism in the Kola Alkaline

Province. Doklady Akademii Nauk, 457, 4, 439-444.

278. Petrova II, Ivanova EE, Sidorova UU. 2004. Botanic excursions in Khibiny and Lovozero Mountains. Kola Science Centre RAS, pp. 121

279. Pierchuk L. L., Korotov A. V., Gierya T. V., 1999; Petrology of the amphibolites of Tanna Belt and granulites of the Lapland Complexes., Reports of Russian Academy of Sciences Petrology,7, 4, 356-381, (RUS).

280. Pietrov V. P., 1984; The Early Precambrian metamorphism and metamorphic occurence of., Apatity, 117, (RUS).

281. Pietrov W.P., Bieliajev O.A., Vołoshina Z.M., Glazukov A.N., Kortikova L.P., 1996; Rudno-metamorficzne systemy prekambru, wyd. Apatity, 134.

282. PilipienkoV.N., Pavlenkova N.I., Luotso L., 1999; Wide-angle reflection migration tyechnique with an example from the POLAR profile (N Scandynavia) Tectonophysics, 308, 445-457.

283. Plaksenko A.N., 1989; Typomorphism of accessory chrome spinellides of ultramafic-mafic magmatic formations. Voronezh, VGU Publishing House., 224, (RUS).

284. Polański A., 1974; Geochemistry i surowce mineralne, wyd. Geologiczne, 352.

285. Polkanov A. A. (red), 1966; Laboratory study of Precambrian Geology, Nauka, (RUS).

286. Pozhylienko W.I., Gavrilienko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V., 2002; Geology of the ore regions in Murmańsk District, Apatity, 360.

287. Priatkina L. A, 1974; Construction of the Proterozoic split on the Kola Peninsula. RAN., 214, 5, 1153 –1155, (RUS).

288. Priatkina L.A., Sharkov E.W., 1979; Geology of Lapland Granulite Belt, Nauka, 124, (RUS).

289. Prokhorov A.M. (red.), 1969-1978; Kola Peninsula, the Big Soviet Encyclopedy in 30 vol., Soviet Encyclopedy Publ, (RUS).

290. Renzhi Zhu, Pei Ni, Junying Ding, Guo-Guang Wang, 2017; Petrography, chemical composition, and Raman spectra of chrome spinel, Constraints on the diamond potential of the No. 30 pipe kimberlite in Wafangdian, North China Craton, Ore Geology Reviews, DOI, 10.1016/j.oregeorev.2017.08.015

291. Ridley W.I., 2012; Petrology of Aociated Igneous Rocks, chapter 15, Volcanogenic Maive Sulfide Occurrence Model, 229-262.

292. Roest WR, Srivastava SP. 1989; Sea-floor spreading in the Labrador Sea, a new reconstruction. Geology 17, 11, 1000-1003.

293. Rudnick R.L. Gao S., 2003; Composition of the Continental Crust, chapter 3., 1-64.

294. Rundkvist T.V., Bayanova TB, Sergeev S.A., Pripachkin P.V., Grebnev R.A., 2014;

Paleoproterozoic stratified platinum-bearing massif Vurechuaivench (Kola Peninsula), new results U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP) –dating of baddeleyite and zircon. Reports of the Academy of Sciences, 454, 1, 67-72, (RUS).

295. Rundkvist T. V., Mokrushin A. V., Huber M., Pripachkin P.V., Bazai A.V., Miroshnikova Ya.A.B. 2018; New data on the composition of chrome spinellids in the rocks of the southeastern part of the Early Proterozoic Monchegorsk complex (Kola region). Bulletin of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences 1,10, 50-62, DOI, 10.25702/KSC.2307-5228-2018-10-1-50-62, (RUS).

296. Ryka W., Maliszewska A., 1991; Słownik petrograficzny, wyd. Geologiczne, 415.

297. Sandrone R., Borghi A., 1992; Zoned gernets in the northern Dora-Maira Maif and their contribution to a reconstruction of the regional metamorphic eution, European Journal of Mineralogy, 4, 465-474.

298. Schmadicke E., 1991; Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge, European Journal of Mineralogy, 3, 231-238.

299. Segal M. 2002; Changing views of Cajal's neuron, the case of the dendritic spine. Prog Brain Res, 136,101-107.

300. Serov P.A., Mitrofanov F.P., 2005; Platinum-bearing stratified Fedorovsko-Pansky intrusion (Kola Peninsula), new Sm-Nd isochrones and isotope-geochemical data, Reports of Russian Academy of Sciences, 403, 5, 1-4, (RUS).

301. Serov P.A., Nitkina E.A., Mitrofanov F.P., 2007; Comparison of the data on the isotopic U-Pb and Sm-Nd methods dating of barren rocks of the early phase and ore-bearing rocks of platinum Fedorova-Pana layered maif, Doklady Akademii Nauk, 415, 5, 1-3. (RUS).

302. Serov P.A., Ekhimova N.A., 2009; Possibilities of Sm-Nd dating of ore processes using sulfides, Viestnik MGTU, 12, 3, 456-460, (RUS).

303. Serov P.A., Ekimova N.A., Bayanova TB, Mitrofanov FP, 2014; Sulfide minerals are new geochronometers for Sm-Nd dating of ore genesis of exfoliated mafic-ultramafic intrusions of the Baltic Shield. Lithosphere, 4, 11-21, (RUS).

304. Sharkov E.V., 2006; Formation of Layered Intrusions and their ore mineralization, Moscov Scientific World, 368.

305. Shemyakin W. M., 1976; Early Precambrlian Charnockites., Nauka, Leningrad, 179, (RUS).

306. Sikorska M., 2005; Kompleksowa analiza katodoluminescencyjna – interpretacja obrazów i widm CL, Przegląd Geologiczny, 53, 4, 341-361

307. Skublov S. G., Drugova G. M., 2002a; Study of zonally metamophic garnets on the Ion Microsonde, ZWMO, 3, 105-114, (RUS).

308. Skublov S.G., Huber M., 2005; Peculiarities of geochemistry of rare-earth elements in metamorphic minerals of the southeastern part of the Lapland Granulite Complex, Sankt

Petersburg University Bulletin, 7, 87-91, (RUS).

309. Sorjonen-Ward, Huhma H., 1994; Shrimp Isotope Studies of Graanulite their relevance to early proterozoik tectonics in northern fennoscandia US, Geological Survey of Finland, 299.

310. Sorohtin O. G., Mitrfanov F. P., Corohtin H. O., 1996; The origin of diamonds and the perspective of diamond-bearing in the eastern part of the Baltic Shield., Apatity, 143, (RUS).

311. Stephens DJ, Allan VJ., 2003; Light microscopy techniques for live cell imaging. Science. 300, 82-86.

312. Subbotin, V.V., Vymazalová, A., Laufek, F., Savchenko, Y.E., Stanley, C.J., Gabov, D.A., Plášil, J., 2018; Mitrofanovite, IMA 2017-112. CNMNC Newsletter 42, IV, 450, Mineralogical Magazine, 82, 445-451

313. Sukhanov M.K., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Chistyakov A.V., 2016; U-Pb isotope study of gabbronorite-anorthositic body of drusen (coronites) of Voronii Island (Kandalaksha Archipelago, White Sea). Petrology, 24, 1, 83-92 (RUS).

314. Terekhov E.N., Baluev A.S., Przhialgovsky E.S., 2010; Structural position of the Devonian alkaline manifestations on the Kola Peninsula, 145 (RUS).

315. Tribaudino M., Nestola F., 2002; Average and local structure in P21/c clinopyroxenes along the join diopside-enstatite (CaMgSi2O6-Mg2Si2O6), European Journal of Mineralogy, 14, 549-555.

316. Tuisku P. Huhma H., 1998; Eclogite from SW –Marginal zone of the LGB, evidence from the 1,9-1,8 GA Subduction Zone, Internaftonal Ophiolite Sympozium and Field Excursion , Espoo Finland, 26.

317. Turkevich J., Stevenson P. C., Hillier J., 1951; A study of the nucleation and growth procees in the synthesis of colloidal gold. Faraday Discuion Society, 11, 55–75.

318. Ungaretti L., Leona M., Merli M. and Oberti R., 1995; Non-Ideal Solid-Solution in Garnet, Crystal-Structure Evidence and Modeling., European Journal of Mineralogy., 7, 1299-1212.

319. Vedder W., 1964; Correlations between infrared spectrum and chemical compositions of mica, Americam Mineralogist, 49, 736-768.

320. Vietrin V.R., 1998; Lower-crust of the Belamoryian Megablock, their age, composition and contractual designation (by results of deep xenoliths developing), Viestnik MGTU, 1, 31998, 7-18, (RUS).

321. Vinogradov A.H., Vinogradov G.V., 1987; Ore-Magmatics system of the Yuvoayvisky granite-porphyric complexes, Apatity, (RUS).

322. Voitiekhovich V.S., Staniulis A.L., Erokhov S.P., 2002; Information report on the results of prospecting work for platinum group metals in the Monchegorsk region (Monchegorsk and Monchetundrovsky massifs) in 1999-2002, the funds of OAO CKE. Monchegorsk. 1, 236 (RUS).

323. Voytekhovsky Yu., Neradovsky Yu., 2008; The Cu-Ni-PGE and Cr deposits of the Monchegorsk area, the Kola Peninsula, Russia, 33 IGC excursion 48, 15-21.VIII.

324. Voitekhovskiy Yu.L., Neradovskiy Yu.N., Grishin N.N., Rakitina E.Yu., Kasikov AG, 2014; Kolvitsky deposit (geology, the material composition of ores). Vestnik MGTU, 17, 2, 271-278 (RUS).

325. Vrievsky A.B., 1987; Bazyt-hiperbazyte magmatism of the mine tectonic – formation zone of the Kola Peninsula., Apatity, 115, (RUS).

326. Vrievsky B., Drugova G. M., Kozlov N. E., Skublov C. G., 2000; The REE elements geochemistry in the Lapland Granulite Complex, 315-324, (RUS).

327. Walther C., Fluh E.R.,1993; The POLAR profile revisited, combinet P- and S –wave interpretation, Precambrian Research, 64, 153-168.

328. Wang Z., Shah J. V., Chen Z., Sun C-H., Bern M. W., 2004; Fluorescence correlation spectroscopy investigation of a gfp mutant-enhanced cyan fluorescent protein and its tubulin fusion in livin cells with two-photon excitation. Journal of Biomedical Optics, 9, 2, 395–403.

329. Wang L., Mao W., Ni D., Di J., Wu Y., Tu Y., 2008; Direct electrodeposition of gold nanoparticles onto indium/tin oxide film coated gla and its alication for electrochemical biosensor. Electrochemistry Communications, 10,673–676.

330. Wang J., Huang X., Zan F., Guo C., Cao C., Ren J., 2012; Studies on bioconjugation of quantum dots using capillary electrophoresis and fluorescence correlation spectroscopy. Electrophoresis, 33,1987–1995.

331. Wenk H.R., 1996; Mineral Textures as Diagnostic Tools Textures of Materials, ICOTOM-II, 2, 1201-1208.

332. Windley B. F., 1980; The early history of the Earth, wyd. Mir, Moskwa, 620.

333. Woodland A.B., Ro I.Ch.R., 1994; A Crystallographic and Möbauer Spectroscopy Study of Fe32+Al2Si3O12 – Fe32+Fe23+Al2Si3O12, (Almandine-Skiagite) and Ca3Fe23+Al2Si3O12 – Fe32+ Fe23+Al2Si3O12 (Andradite-Skiagite) Garnet Solid Solution, Phy Chem. Minerals, 21, 117-132.

334. Wróbel M., Pospiech J., Bonarski, Blicharski J. M., Dymek S., 2002; Porównanie tekstur walcowania jednokierunkowego oraz rewersyjnego dla metali o strukturze RSC i różnej energii błędu ułożenia, Archives of Mettalurgy, 47, 2, 185-195.

335. Wyderko –Delekta M., Kołodziejczyk M., 1988; Titanium Andradite (schorlomite) in blast –furnance sinter, Mineralogica Polonica, 19, 1, 99-112.

336. Wyman D.A., 1996; Trace element geochemistry of canic rock, Geological Aociation of Canada, Winnipeg, 359.

337. Yang H., Evans B. W., 1996; X-ray structure refinements of tremolite at 140 and 295 K, Crystal chemistry and petrologic implications, Am. Min. 81, 1117-1125.

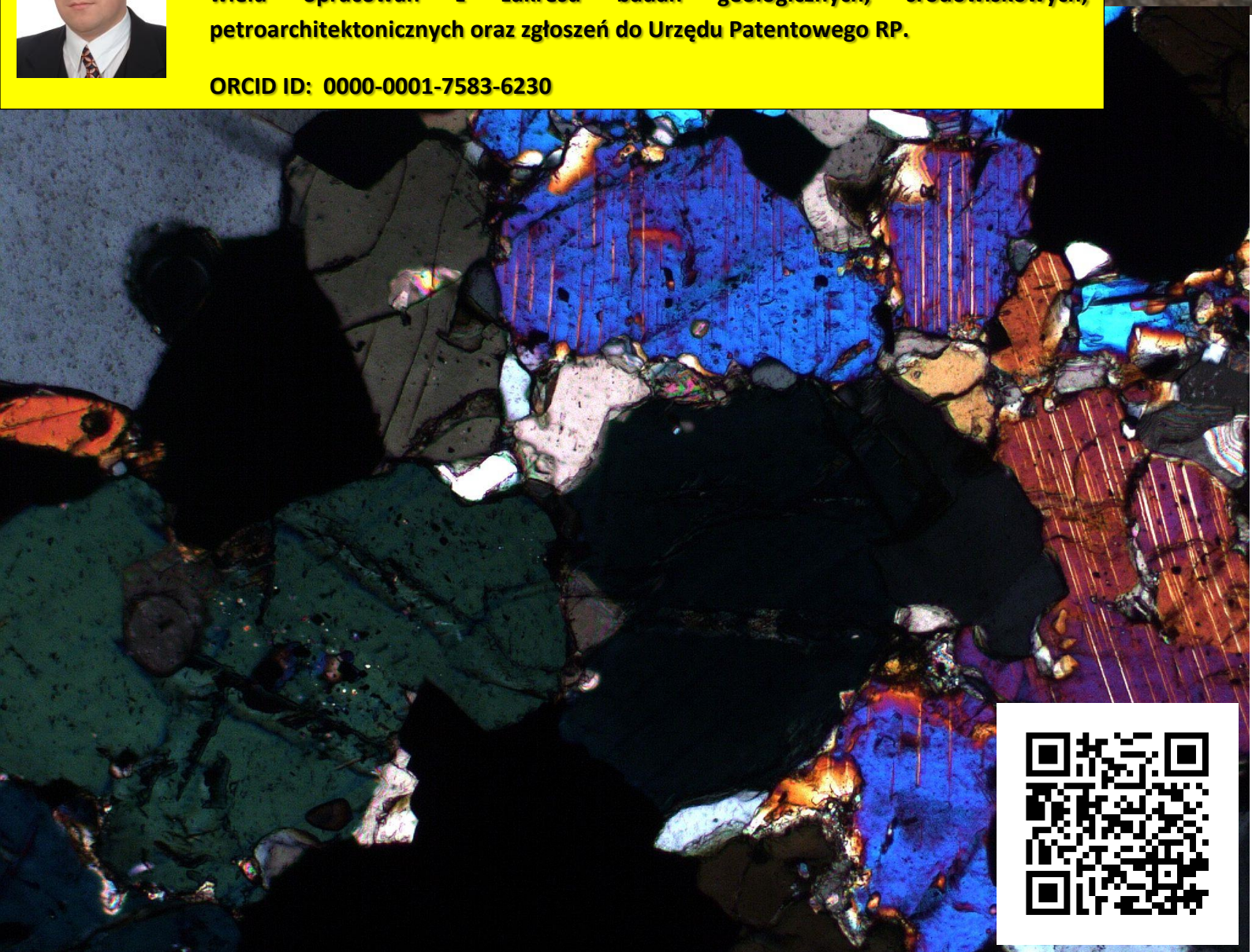
338. Yardley B. W. D., 1983; Quartz veins and deatilization during metamorphism, Journal of the Geological Society, 140, 657-663.

339. Yudin D. C., Vietrin V. P., Travin A. W. 2003; Rekonstrukcja termicznej historii granitoidów Licko –Aragubskiego kompleksu (Kolska Svierchguboka Swazhina, głębokość 9,5 km) na podstawie rezultatów datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$, materiały konferencjne St. Petersburg, 560 –563.

340. Zagnitko V.M., Kryvdik S.G., Donskiy M.O., 2003; Isotopic geochemistry of carbonatites of Ukraine. Periodico di Mineralogia, 72, 153-159.

341. Zemanova L, Schenk A, Valler MJ, 2003; Confocal optics microscopy for biochemical and cellular high-throughput screening. Drug Discov Today, 8, 1085-1093.

342. Zhang, S., Li Z.X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H., Dong, J. 2012; Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up, a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. Earth and Planetary Science Letters, 353–354, 145–155.

Huber Miłosz, dr inż., pracownik Zakładu Geologii i Ochrony Litosfery, Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS, opiekuje się skaningowym mikroskopem elektronowym Hitachi SU6600 z przystawkami EDS, EBSD, CL. Autor wielu opracowań z zakresu badań geologicznych, środowiskowych, petroarchitektonicznych oraz zgłoszeń do Urzędu Patentowego RP.

ORCID ID: 0000-0001-7583-6230