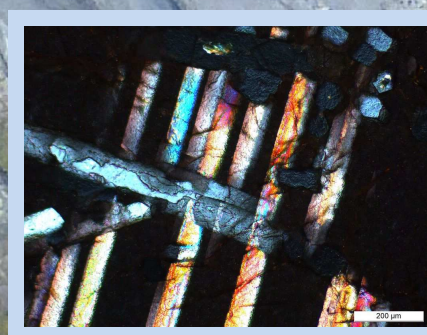
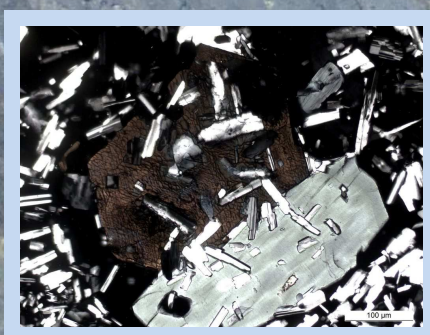
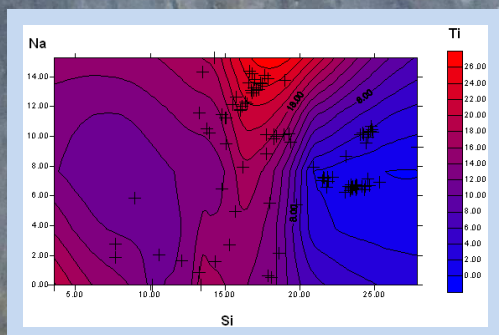
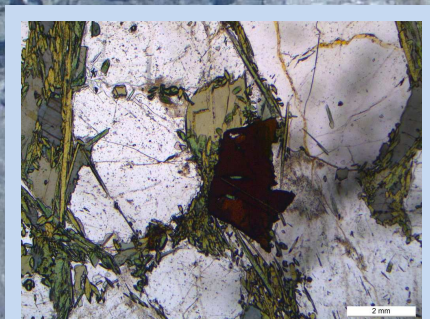
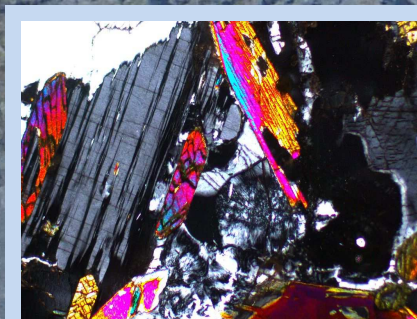


MIŁOSZ A. HUBER

MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH MASYWÓW ALKALICZNYCH PÓŁWYSPU KOLSKIEGO (PÓŁNOCNA CZĘŚĆ TARCZY BAŁTYCKIEJ)



MIŁOSZ A. HUBER

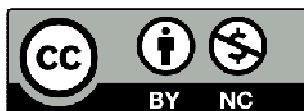
**MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA
CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH
MASYWÓW ALKALICZNYCH
PÓŁWYSPU KOLSKIEGO
(PÓŁNOCNA CZĘŚĆ TARCZY BAŁTYCKIEJ)**

TMKARPIŃSKI
PUBLISHER

Suchy Las 2015

RECENZENT
Dr Artem V. Mokrushin
Rosyjska Akademia Nauk, Apatity, Federacja Rosyjska

SKŁAD i KOREKTA
Tomasz M. Karpiński



Copyright: © Miłosz A. Huber, 2015. Licencja nieodpłatna: Tomasz M. Karpiński.

Publikacja jest dostępna na licencji Creative Commons International

Uznanie autorstwa-Użycie niekomercyjne

(<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

Zezwala się na wykorzystanie publikacji zgodnie z licencją - pod warunkiem zachowania niniejszej informacji licencyjnej oraz wskazania autora jako właściciela praw do tekstu.

Wydanie 1.

ISBN 978-83-935724-5-8

Wydawca
Tomasz M. Karpiński
ul. Szkółkarska 88B, 62-002 Suchy Las, Polska
e-mail: tmkbooks@interia.pl
www.books.tmkarpinski.com www.tmkarpinski.com

Spis treści

WSTĘP	6
ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI TARCZY BAŁTYCKIEJ ..	7
CZĘŚĆ I. MASYW CHIBIŃSKI	10
1. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA CHIBIN.....	10
1.1. Wstęp.....	10
1.2. Uwarunkowania środowiskowe rozwoju rzeźby Chibin.....	11
1.3. Wnioski	20
2. CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA WYBRANYCH PRÓBEK SKAŁ Z MASYWU CHIBIŃSKIEGO.....	23
2.1. Wstęp.....	23
2.2. Metodyka.....	24
2.3. Wyniki.....	24
2.4. Dyskusja.....	28
2.5. Wnioski	29
3. PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ŻYŁOWYCH Z ZACHODNICH CHIBIN.....	30
3.1. Wstęp.....	30
3.2. Badania terenowe i sposób przygotowania prób	31
3.3. Wyniki badań.....	32
3.4. Rezultaty	34
3.5. Dyskusja.....	38
3.6. Wnioski	39
4. CHARAKTERYSTYKA MELTEIGITÓW Z ZACHODNICH CHIBIN.....	40
4.1. Wstęp.....	40
4.2. Sposób przygotowania materiału do badań	40
4.3. Wyniki.....	41
4.4. Dyskusja.....	47
4.5. Konkluzje	48
5. MINERALOGIA SKAŁ MASYWU CHIBIŃSKIEGO.....	54
5.1. Wstęp.....	54
5.2. Sposób przygotowania materiału do badań	54
5.3. Rezultaty	54
5.4. Dyskusja.....	59
5.5. Wnioski	59
6. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ALKALICZNYCH Z CHIBIN Z UŻYCIEM METODY BADAŃ W MIKROOBSZARZE.....	61
6.1. Wstęp.....	61
6.2. Sposób przygotowania i badania prób	61
6.3. Wyniki obserwacji mikroskopowych.....	62

6.4. Wyniki analiz w mikroobszarze	64
6.5. Dyskusja i Wnioski.....	72
7. CHARAKTERYSTYKA WYSTĘPOWANIA PIERWIASTKÓW RZADKICH Z WYKORZYSTANIEM BADAŃ W MIKROOBSZARZE W SKAŁACH MASYWU CHIBIŃSKIEGO	79
7.1. Wstęp.....	79
7.2. Sposób przygotowania próbek.....	79
7.3. Wyniki.....	79
7.4. Dyskusja.....	83
7.5. Wnioski	83
8. BADANIA IZOTOPÓW $\delta^{34}\text{S}$ ORAZ MIKROANALIZA SIARCZKÓW Z ALKALICZNYCH MASYWÓW CHIBIN I LOVOZIERA	88
8.1. Wstęp.....	88
8.2. Sposób przygotowania materiału badawczego	88
8.3. Wyniki.....	88
8.4. Dyskusja.....	95
8.5. Konkluzje	95
CZĘŚĆ II. MASYW LOWOZIERSKI	97
9. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA MASYWU LOWOZIERSKIEGO	97
9.1. Wstęp.....	97
9.2. Uwarunkowania środowiskowe rozwoju rzeźby Masywu Lowozierskiego.....	98
9.3. Analiza morfogenetyczna terenu badań	104
9.4. Wnioski	110
10. PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH TYPÓW SKAŁ MASYWU LOWOZIERSKIEGO	113
10.1. Wstęp.....	113
10.2. Metodyka	114
10.3. Wyniki.....	114
10.4. Dyskusja.....	119
10.5. Wnioski	119
11. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ŻYŁOWYCH I PEGMATYTÓW Z WYBRANYCH ODSŁONIĘĆ W MASYWIE LOWOZIERSKIM	121
11.1. Wstęp.....	121
11.2. Sposób przygotowania prób.....	121
11.3. Wyniki.....	121
11.4. Dyskusja.....	125
11.5. Wnioski	126
12. MINERALOGICZNA CHARAKTERYSTYKA PORFIRYTÓW Z ODSŁONIĘCIA „FLORA”.....	133
12.1. Wstęp.....	133
12.2. Sposób przygotowania próbek.....	134
12.3. Wyniki.....	134
12.4. Dyskusja.....	137
12.5. Wnioski	137

13. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ Z MASYWU LOWOZIERSKIEGO Z UŻYCIEM BADAŃ W MIKROOBSZARZE.....	139
13.1. Wstęp.....	139
13.2. Metodyka badań	139
13.3. Wyniki.....	140
13.4. Dyskusja.....	152
13.5. Wnioski	152
14. MINERAŁY ZAWIERAJĄCE PIERWIASTKI RZADKIE W MASYWIE LOWOZIERSKIM.....	158
14.1. Wstęp.....	158
14.2. Sposób przygotowania materiału.....	159
14.3. Wyniki.....	159
14.4. Dyskusja.....	164
14.5. Konkluzje	164
CZĘŚĆ III. KOVDOR	170
15. MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ KOVDORU	170
15.1. Wstęp.....	170
15.2. Sposób badania materiału skalnego	170
15.3. Wyniki.....	170
15.4. Wyniki analiz w mikroobszarze	175
15.5. Wyniki analiz izotopowych węglanów	179
15.6. Wnioski	179
PODSUMOWANIE.....	181
STRESZCZENIE	182
SUMMARY	183

WSTĘP

Niniejsze opracowanie jest związane z wieloletnim procesem prowadzenia badań w rejonie północnej części tarczy bałtyckiej na Półwyspie Kolskim. Badania te zapoczątkowane zostały w 1999 r. i trwają nieprzerwanie do dnia dzisiejszego. Głównym ich nurtem były analizy starych skał krystalicznych, często zmetamorfizowanych, w których wielokrotnie doszukano się utworów żyłowych o charakterze alkalicznym i karbonatytowym. Doszukiwanie się związków oddziaływania licznych intruzji skał alkalicznych i karbonatytowych w rejonie półwyspu kolskiego przyczyniło się do kompleksowych badań tych skał w wybranych intruzjach wieku późno-paleozoicznego. Są to alkaliczne intruzje Chibin i Lowoziera oraz karbonatytowa Kovdoru. Charakteryzują się one występowaniem bardzo różnorodnych skał często posiadających wiele rzadkich minerałów niekiedy występujących tylko w tym obszarze. Interesująca jest też obecność wielu pierwiastków rzadkich w tym lantanowców. Niektóre z nich tworzą własne fazy. Podczas szesnastu dotychczasowych siedemnastu ekspedycji zostały wykonane badania terenowe, w których autor pobrał około tysiąca różnego rodzaju prób. Zostały one przywiezione do Polski, gdzie były poddawane licznym analizom geochemicznym, metrologicznym, mineralogicznym oraz izotopowym. Wyniki tych analiz wraz z idącymi za nimi wnioskami zostały zebrane i w sposób syntetyczny przekazane poniżej. Układ niniejszego opracowania składa się z trzech odrębnych części dotyczących:

1. Masywu Chibińskiego,
2. Masywu Lowozierskiego,
3. Intruzji w Kovdorze.

W każdej z tych części przedstawiono ogólny zarys budowy geologicznej, wyniki badań metrologicznych, mineralogicznych, geochemicznych oraz analiz w mikroobszarze. Tak pogrupowane rezultaty analiz wydają się być czytelniejsze i stanowią ułatwienie do porównań przez czytelnika. Autor ma świadomość, iż niniejsze opracowanie nie stanowi wyczerpującego opisu zagadnień związanych z tymi intruzjami, nie mniej jednak w poszczególnych rozdziałach jest szeroko cytowana literatura szczegółowa. W większości literatura ta jest w językach obcych, stąd też niniejsze opracowanie wydaje się być szczególnie interesujące zwłaszcza dla studentów, chcących zgłębiać geologię skał alkalicznych i karbonatytowych.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI TARCZY BAŁTYCKIEJ

Tarcza Bałtycka stanowi odsłonięty fragment Wschodnioeuropejskiego Kratonu (EEC), odsłaniając się na północny wschód od St. Petersburga, a dalej występując w rejonie Karelii, Finlandii, Szwecji i Płw. Kolskiego, zanikając na północnym zachodzie pod kaledońskim masywem Gór Skandynawskich, znajdujących się w Norwegii. Skały znajdujące się w obrębie Tarczy Bałtyckiej podzielono na kilka charakterystycznych bloków. Są to: blok Kolski i Białomorski, blok Karelski i Svekofeński oraz blok południowo-skandynawski zwany też sevko-norweskim (Kozlov, Ivanov 1991).

Najstarszymi blokami występującymi w Tarczy Bałtyckiej są bloki Kolski i Białomorski. Odsłaniają się one głównie na obszarze Płw. Kolskiego oraz Karelii. Są to skały których wiek datuje się niekiedy nawet na 3,7 Ga. Skały te stanowią mozaikę zmigmatyzowanych granitognejsów z licznymi pasami zieleńcowymi oraz szeregiem różnowiekowych intruzji o wieku od 3-2,4 Ga (Mitrofanov 2000, Pozhylienکو i in. 2002).

Znajdujące się w północnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) odsłonięcia na Płw. Kolskim stanowią unikatową nie tylko w skali Europy możliwość badania krystalicznego podłoża, tak różnorodnego w tym rejonie wraz z utworami magmatyzmu kontynentalnego o charakterze alkalicznym (Mitrofanov 2000). Ze względu na występujące różnego rodzaju złoża, obszar ten stanowi obecnie przedmiot wielu intensywnych badań geologicznych.

Płw. Kolski stanowi północno-wschodnią część Skandynawii, leżącą pomiędzy 28°25'-41°26' długości geograficznej wschodniej i 66°03'-69°57' szerokości geograficznej północnej, w całości znajduje się za Kołem Podbiegunowym Północnym. Administracyjnie Płw. Kola, wraz z terenami przyległymi po stronie zachodniej aż do granicy Rosji, należy do okręgu Murmańskiego. Płw. Kolski stanowi północną część kratonu Wschodnioeuropejskiego (EEC) oraz północną część tarczy bałtyckiej stanowiąc mozaikę różnych utworów magmowych, metamorficznych i osadowych zaliczanych głównie do proterozoiku i archaiku oraz nielicznymi skałami młodszymi zaliczanymi do fanerozoiku, wśród których znajdują się paleozoiczne skały magmowe związane z działalnością alkalicznego magmatyzmu przejawiającego się w powstaniu w tym rejonie licznych intruzji.

Płw. Kolski zbudowany jest z trzech płyt - terranów: kolskiej, białomorskiej oraz bloku murmańska, które są ze sobą złączone strefami kolizji i występującymi tam głębokimi rozłami. Ostatecznie po kolizji serii kolskiej i białomorskiej nastąpiła konsolidacja Płw. Kolskiego. Wtedy to doszło do powstania strefy zwanej laplandzkim pasem granulitowym i powstaniem wytopionych w trakcie ultrametamorfizmu skał charnockitów i granitoidów wieku 1,8 mld lat (Mints 1999, Kozlov i Ivanov 1991).

Płyta kolska stanowi terran kolski, natomiast płyta białomorska jest północnym fragmentem terranu karelskiego. Seria kolska zbudowana jest głównie ze skał zmetamorfizowanych w facji granulitowej. Na płycie białomorskiej przeważają głównie skały facji amfibolitowej. Badania geofizyczne wykazały, iż z tych dwóch płyt to

białomorska jest cięższa, jako dawna płyta oceaniczna, która uległa procesom kratonizacji i podsunęła się podczas kolizji (około 2 mld lat temu) pod jednostkę kolską (Barbey i in 1984, Aleksiejev i in 1999, Balagansky i in 2000, Bayanova 2002).

Najstarsze utwory serii Kolskiej to w różnym stopniu zmetamorfizowane intruzje budujące pasy zieleńcowe wraz z towarzyszącymi im zmigmatyzowanymi granitognejsami. Znajdują się w nich liczne ciała rudne reprezentowane przez oliwinowo-gabrowe intruzje z mineralizacją chromitową (np. monczegorskiego plutonu), a także gabrowo-norytowe utwory warstwowane z mineralizacją siarczkową (takie jak tundry Fiodoro-Pańskie). Towarzyszą im skały związane z kolizją stery kolskiej i białoborskiej tworzące laplandzki pas granulitowy zbudowane głównie ze zmetamorfizowanych skał wulkanicznych i intruzyjnych o charakterze zasadowym. Utwory te są mocno zdeformowane i posiadają liczne spękania, w których znajdowane są formy żyłowe o różnym wieku i charakterze. W tym utwory zaliczane do karbonatów (Arzamatssev i in 2008).

Płw. Kola podzielony jest na prowincje geologiczne w strefie kolskiej (północnej) i w strefie białomorskiej (południowej). Strefa kolska dzieli się na: pogórze północno-kolskie (murmańskie zachodnie, murmańskie wschodnie), rejon północno-kolski średniogórski, góry chibińsko-lowozierskie (leżące w centralnej części Płw.), rejon północny skrajny (Płw. Rybaczij), Masyw Centralny (na zachód i wschód od Chibin).

Utwory serii białomorskiej i bloku murmańska. Strefa białomorska dzieli się na: rejon Masywu Centralnego (centralna część 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 część Płw.). Laplandzki Pas Granulitowy Kola leży w obrębie rejonu północno-kolskiego średniogórskiego i Kandalakszskich Tundr w zachodniej i południowej części Płw. Kola.

Młodsze od tych utworów są liczne granitoidowe intruzje znajdujące w różnych częściach Płw. Kolskiego. Najmłodszy przejaw magmatycznych procesów na Płw kolskim związany jest z intruzjami alkalicznymi reprezentowanych przez: intruzję chibińską, lowozierską, kowdorską oraz inne, mniejsze. Skały alkaliczne na Płw. Kolskim stanowią najmłodszą grupę utworów magmowych i tym samym kończą działalność magmatyczną w tym rejonie tarczy bałtyckiej.

Ze względu na ekshumację skał cokołu krystalicznego na Płw. Kolskim nie spotyka się zbyt wiele skał osadowych młodszych od wyżej opisanych po za licznie reprezentowanymi utworami plejstocenu o charakterze glacialnym oraz utwory holocenu o charakterze glacialno-wietrzennym. Skały te mają przeciętnie miąższość dochodzącą do kilku metrów, rzadziej, w zagłębieniach i strefach kumulacyjnych alimentacji glacialnej, przekraczają kilkadziesiąt metrów. W czasach współczesnych Płw. Kola podlega niewielkim pionowym ruchom wznoszącym związanym z izostatycznym odprężaniem postglacialnym (Mojski 1993, Jania 1993). Ruchy te mają amplitudę rzędu do kilku cm na sto lat.

LITERATURA

1. Aleksieyev N, Huhma H, Belyatski B, Balagansky V. 1999. Sm-Nd GRT WR ages on the Kolvitz-Umba Zone and Pongoma area, Belomorian-Lapland Belt, Baltic shield, Russia Svecalapko Lammi Finland, ss.18-21.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Bayanova TB. 2002. Wiek geologicznych kompleksów Kolskiego regionu i działalność proces magmatyzmu, Moskwa, autoreferat. (RUS).
4. Balagansky VV, Daly JS, Timmerman MJ. 2000. Two Paleoproterozoic supracrustal sequences in northern fennoscandia products of two contrasting tectonic setting. Svecalapko Lammi Finland, s.11.
5. Barbey P, Convert J, Moreau B, Capdevila R, Hameurt J. 1984. Petrogenesis and evolution of an early proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the belomorides (fennoscandia). Geological Research Litwa, ss. 161-189.
6. Jania J. 1993. Glacjologia. Wyd. PWN, ss. 359.
7. Kozlov NE, Ivanov AA. 1991. Composition of metamorphic rocks and some aspects of evolution of the Lapland Granulite Belt, Norge Geologiske Undersøkese Bulletin, vol. 421, ss. 19-32.
8. Mints MV. 1999a. Plate tectonic: evolution from the early archean to phanerozoic, Svecalapko, Lammi Finland, ss. 104-113.
9. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
10. Mojski JE. 1993. Geologia w plejstocenie, wyd. PAE, ss.333.
11. Pozhyliencko WI. i in. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District. [In Russian], Apatity, 360.

CZEŚĆ I. MASYW CHIBIŃSKI

1. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA CHIBIN

1.1. Wstęp

Półw. Kola stanowi północno-wschodnią część Skandynawii, leżącą pomiędzy 28°25' - 41°26' długości geograficznej wschodniej i 66°03' - 69°57' szerokości geograficznej północnej, w całości znajduje się za Kołem Podbiegunowym Północnym. Administracyjnie Półw. Kola, wraz z terenami przyległymi po stronie zachodniej aż do granicy Rosji, należy do okręgu Murmańskiego. Półw. Kolski jest oddzielony geograficznie od Półw. Skandynawskiego rzeką Kola, jez. Imandra i rzeką Niwa. Na zachód od tych miejsc rozciąga się już Laponia. Jednak przystało się zwykle opisywać teren badań wg granic administracyjnych Murmańskiej Oblasti. Na Półw. Kolskim dominuje rzeźba raczej pagórkowata. Widoczne są liczne niewielkie wzniesienia, rzadko w praktyce osiągające wysokość 500 m n.p.m. i 100 m wysokości względnej. Opływane są one przez liczne jeziora, których ilość w tym rejonie dochodzi do stu tysięcy. Najczęściej są to jeziora o charakterze tektonicznym, wypełniające rozłamy, uskoki oraz jeziora polodowcowe - rynnowe i wypełniające liczne zagłębienia w krystalicznych skałach, stanowiących barierę dla infiltracji wodnej. Podłoże stanowi północną część tarczy bałtyckiej, która uległa w tym rejonie konsolidacji we wczesnym proterozoiku (ok. 2.2 Ga, Mitrofanov 2000). Tarcza ta w obszarze Półw. kolskiego zbudowana jest głównie z archaicznych granitognejsów oraz pasów zieleńcowych z licznymi proterozoicznymi masywami intruzyjnymi. Obecnie na Półw. Kolskim skały należące do fanerozoiku występują w niewielu miejscach: są to skały osadowe (wyłączając skały związane z najmłodszym zlodowaceniem), oraz skały magmowe - paleozoiczne, które odsłaniają się w kilku miejscach, z których największe odsłonięcia stanowią Masyw Chibiński i Lowozierski.



Ryc. 1. Poglądowa fotografia Masywu Chibińskiego (w rogu, lokalizacja na tle Europy).

W dolinie Małaya Bielaya (ryc. 1) oraz w okolicy jez. Bolshoi Vudyavr i przełęczy Ramzaya w Masywie Chibiński wykonano szereg obserwacji terenowych w latach 1999-2012. Pobrano próbki skał, gleb, wód, które zbadano z wykorzystaniem metod petrologicznych, geochemicznych, w tym izotopowych w Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej.

Autor pragnie podziękować T.M. Karpińskiemu i P. Kramarzowi za pomoc i wkład w powstaniu niniejszego rozdziału.

1.2. Uwarunkowania środowiskowe rozwoju rzeźby Chibin

1.2.1. Budowa geologiczna

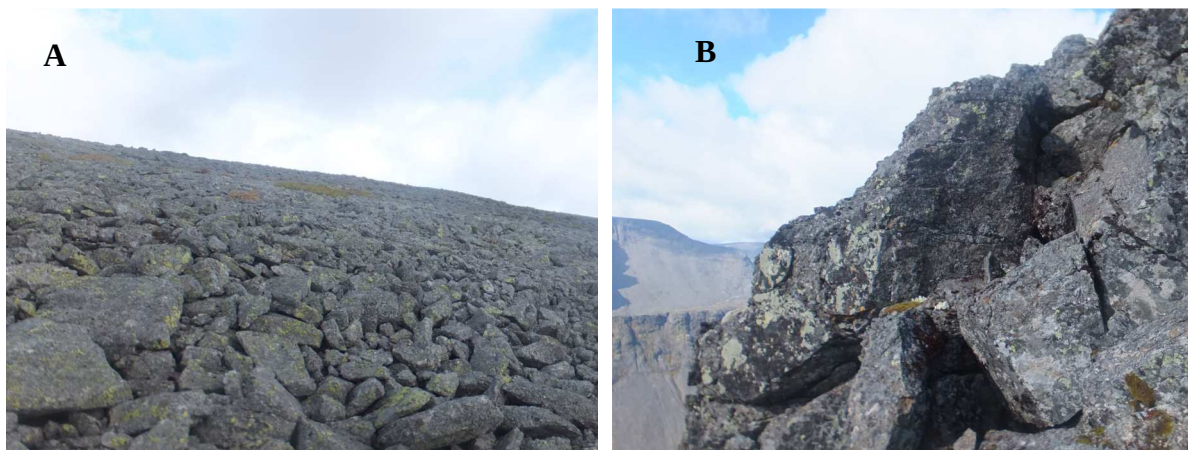
Masyw Chibiński znajduje się w środkowej części Półwyspu Kola i jest to wczesnopaleozoiczna intruzja skał wysokoalkalicznych datowanych na wiek ok. 350 mln lat (Boruckij 1989). Masyw otoczony jest od zachodu masywem monchegorskim (zbudowanym ze starych prekambryjskich gabroidów), od północy skałami serii kolskiej (głównie zbudowanej z migmatytów oraz pasów zieleńcowych wieku archaicznego), od południa pasem Imandra-Warzuga (głównie zbudowanym z migmatytów oraz gabroidów proterozoicznych). Masyw ten wystaje ponad powierzchnię terenu około 700 m, co powoduje, że najwyższe punkty tego masywu stanowią jednocześnie najwyższe wzniesienia na Płw. kolskim. Orograficznie stanowi formę dodatnią z daleka wyróżniającą się w terenie. Jest spłaszczony ze względu na intensywną abrazję w plejstocenie (działalność glacialna), a także posiada liczne głęboko wcięte doliny U-kształtne. Doliny te stanowią naturalny przekrój w głąb masywu ukazując symetryczną jego budowę, a także różnorodność skał (Boruckij 1989, Mitrofanov 2000, Pozhylienکو 2002). Chibiny zbudowane są z alkalicznych skał zaliczanych, zaliczanych do grupy sjenitów ułożonych w koncentryczne kręgi, które

można pogrupować w 4 sekwencje: pierwsza z nich stanowi zewnętrzny okrąg skał zbudowany z tzw. masywnych chibinitów, czyli alkaliczno-skaleniovych sjenitów z eudialitem, nefelinem, rzadziej lorenzenitem, a także z alkalicznymi piroksenami (aegiryn, akmint), amfibolami (riebeckit). Wewnętrzna, druga sekwencja intruzji zbudowana jest również z podobnie wykształconych skał. Pomiędzy tymi skałami znajduje się strefa rudna (trzecia sekwencja), zbudowana głównie z tytanitowych nefelinitów. Wszystkie te utwory pocięte są licznymi żyłami o charakterze nieco późniejszym (czwarta sekwencja) głównie o składzie trachitowym (trachity i tinguaity), alkaliczno-skaleniovym oraz alkaliczno-gabrowym (melteigity). Żyły te stanowiące niekiedy ciała do 3 m szerokości znajdują się w towarzystwie licznych uskoków, które związane są z budową zonalną tej centralnej intruzji alkalicznej (Huber 2007, 2012a, 2012b).

1.2.2. Klimat

Płw. Kolski leży w grupie klimatów chłodnych, arktycznych z dominacją atlantycką. W efekcie objawia się to silnym złagodzeniem temperatur zimowych (w stosunku do podobnych rejonów na wschód od Uralu), ze znacznie wyższą wilgotnością. Średnia temperatura roczna wynosi od 1°C do nawet -3°C dla najwyższych szczytów gór. Objawia się to licznymi lodowczykami i płatami śniegu zalegającymi w ocienionych strefach przez wiele lat. Amplituda temperatur jest jednak łagodna, biorąc pod uwagę lokalizację Płw.; średnie temperatury stycznia wynoszą od -2° do -8°C, natomiast lipca odpowiednio: 10°C. Maksymalne temperatury latem dochodzą do 25°C a minimalne zimą do -40°C. Pokrywa śnieżna jest liczna i niekiedy w górach osiąga miąższość nawet do 20 m (w zaspach i zagłębieniach). Śnieg w górach zalega 80-160 dni i może spaść praktycznie każdego dnia roku. Ogółem zima na Kola kończy się w ostatnich dniach kwietnia (śnieg leży do maja) a zaczyna się pojawiać w pierwszych dniach listopada (pierwszy śnieg może się pojawić nawet już we wrześniu). Suma opadów wynosi 450-900 mm na rok. Ilość dni bezchmurnych rzadko przewyższa 20. Długość dnia, ze względu na położenie półwyspu wynosi w zależności od pory roku 0-24 h, a ilość jasnych dób na północy dochodzi do 119 (Belkina 1991, Konstantinova 2001, Karpinski - materiały niepublikowane).

Z analizy powyższych informacji wynika, iż w górach tych dominuje wietrzenie fizyczne. Szczególnym aspektem tego wietrzenia jest zamróz, którego efekty widoczne są przede wszystkim w wyższych partiach gór, gdzie огоłocone skały ulegają dezintegracji granularnej oraz pękaniu i odspajaniu głównie wzdłuż niejednorodności i spękań (ryc. 2). Szczególnie miejsca zacienione jak np. siodła przełęczy są narażone na silne działania zamrozu. Skały w tych miejscach są mocno potrzaskane w wyniku działania sił wietrzennych. Przełęcze te zwykle mają charakter bardzo stromych przesmyków, które w j. rosyjskim noszą nazwę „uszczelia”. Przeciwnie stoki tworzą w tych miejscach ściany niekiedy z wiszącymi blokami skalnymi, a w dnie takiej przełęczy znajdują się liczne zagłębienia wśród blokowisk i gołoborzy często wypełnione woda lub lodowczykami.



Ryc. 2. Przykłady wietrzenia fizycznego Chibin: A - gołoborza, B - odspojenia skał (Kukisvumchorr).

1.2.3. Analiza hydrograficzna terenu badań

Rzeki charakteryzuje śnieżno-deszczowo-gruntowe zasilanie, rozchodzące się promieniście z terenu badań. Główną rzeką odprowadzającą wody jest Małaja Bielaja, przebiega w kierunku wschodnio-wschodnio-południowym. Wpada do jeziora Imandra. Wybrane parametry zlewni Małaja Bielaja: długość rzeki 17 km, powierzchnia zlewni 82,8 km², wskaźnik wydłużenia wynosi 0,6. Średnie roczne przepływy mierzone są w ilości 0,2 m³/s (materiały niepublikowane P. Kramarza). Pozostałe potoki górskie o znacznym nachyleniu są z mniejszymi przepływami. Zbiorniki podziemne zasilające źródła występujące licznie na terenie badań znajdują się głównie w szczelinowych skałach wieku dewońskiego budującego podłoże geologiczne.

1.2.4. Flora Masywu Chibińskiego

Roślinność gór Półwyspu Kolskiego tworzy cztery piętra: lasu świerkowego sięgające od 300 do 500 m n.p.m., brzozowych lasów sięgające od 450-600 m n.p.m., alpejskie (tundrowe) sięgające od 600-800m n.p.m., wysokogórskiej pustyni arktycznej - powyżej 800-900 m n.p.m. Flora Chibin liczy około 360 gatunków roślin naczyniowych. Gatunki arktyczne, subarktyczne i arktyczno-alpejskie stanowią aż 51% flory, natomiast borealne 40%. Dominują gatunki borealne (41%) i arktoalpejskie (16,7%). Gatunki arktyczne i subarktyczne stanowią łącznie 22% (ryc. 3). Do flory poza roślinami naczyniowymi, należy 400 gatunków mchów i 350 gatunków porostów (Belkina 1991, Koroleva 1994, Konstantinova 2001, Karpiński i Huber 2003, Petrova 2004).

Skąpa stosunkowo roślinność tych gór powoduje, iż poddawane są one przede wszystkim wietrzeniu fizycznemu. Brak zwartej roślinności na stokach szczególnie wyższych partii gór przyczynia się do uruchamiania procesów stokowych, które nie znajdując przeszkód w postaci roślin kontynuują się wzdłuż całego stoku dochodząc do dna dolin. W niektórych zacisznych miejscach o ekspozycji południowej tworzą się maty mszysto-porostowe, przyczyniające się do wzrostu zawilgocenia w bliskim ich sąsiedztwie.

Może to się przyczyniać do wzmocnienia działania zamrozu, szczególnie w czasie, gdy wiosną lub jesienią często temperatura otoczenia oscyluje w granicach punktu krytycznego wody zamarzając w strefie cienia (lub w nocy) i rozmarzając na słońcu.



Ryc. 3. Przekwitłe osobniki *Dryas octopetala* na tle panoramy Chibin.

1.2.5. Analiza morfogenetyczna terenu badań

Masyw Chibiński otoczony jest dwoma jeziorami rynnowymi: Jezioro Imandra na Zachodzie i jez. Umbozero na wschodzie. Masyw ten z kulminacją sięgającą 1200 m n.p.m. (Judychvumchorr), co stanowi blisko kilometrowe przewyższenie terenu (wysokość tafli jez. Imandra 127 m n.p.m.). Góry te są wyraźnie spłaszczone.

Analiza powierzchni plateau wykazuje pewne zróżnicowanie. W zachodnich częściach Chibin powierzchnia plateau znajduje się znacznie wyżej niż we wschodniej części gór. W zachodniej części kulminacje znacznie przekraczają 1100 m n.p.m. dochodząc do 1200 m (z najwyższym szczytem Judychvumchorr). We wschodniej części natomiast rzadko przekraczają 1000 m, a w skrajnej wschodniej części 600. Oznacza to, iż góry te zostały wydźwignięte w sposób nierównomierny, wskazując wergencję zachodnią. Sama powierzchnia plateau wykazuje wielkopromienne obniżenia oraz strefy kulminacji (np. Judychvumchorr, Tachtarvumchorr). Pomiędzy którymi znajdują się strefy obniżeń, często wykorzystywane przez nałożone młodsze formy erozji.

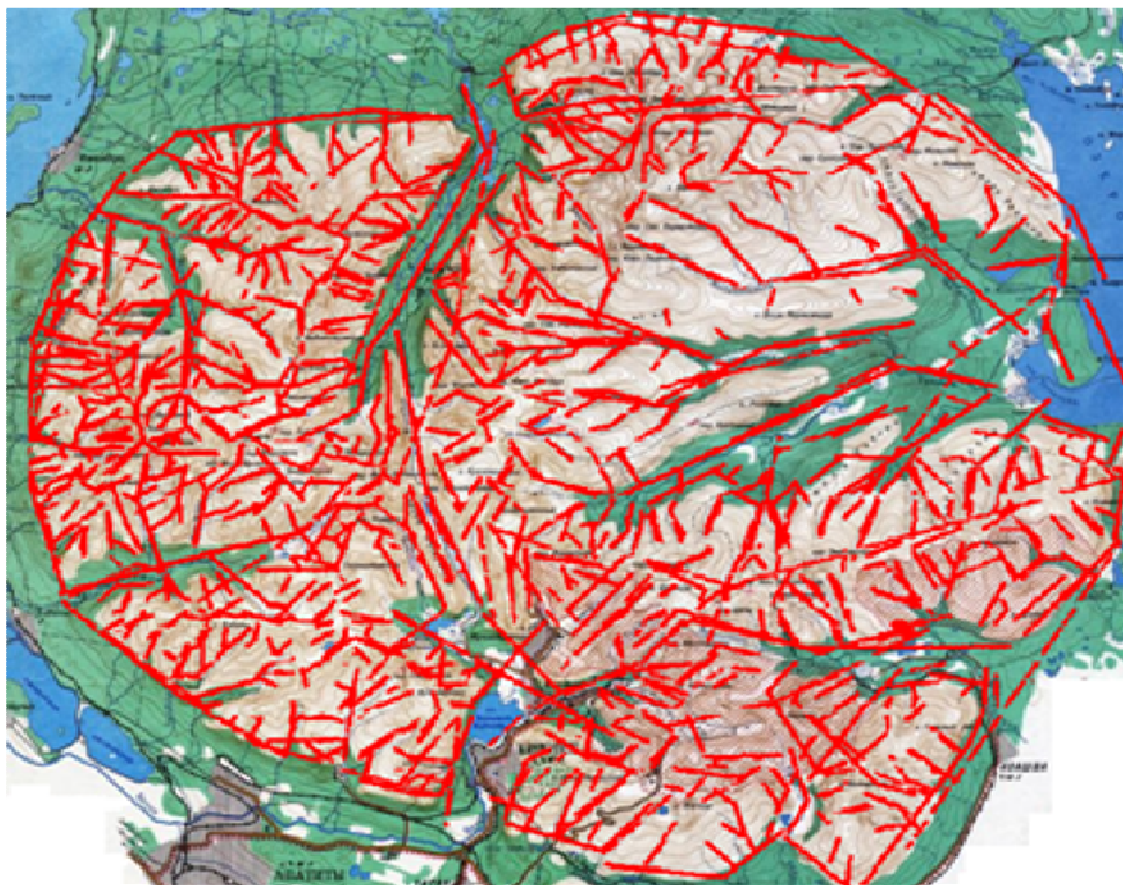
Powierzchnia plateau w sposób ostry odróżnia się od rzeźby stoków i dolin, które posiadają charakter wybitnie alpejski. Prawdopodobnie w trakcie zlodowacenia góry te mogły stanowić nunatak, przy czym brak osadów morenowych (poza nielicznymi narzutniakami) wskazuje, iż nie były one przykryte lodowcem. Przyczyniło się to jednak do powstania grubej powierzchni regolitowej przez którą przebijają się nieliczne skałki o

charakterze ostańcowym wraz z brukiem denudacyjnym (ryc. 4). Wskazuje to na silne czynniki wietrzenia fizycznego, które miały miejsce w czasie zlodowacenia terenu. Otoczaki reprezentowane są przez skały krystaliczne takie, jak migmatyty, żyły kwarcowe, które nie występują w Chibinach oraz liczne sjenity. Formy ostańcowe są często mocno wygładzone z tzw. kaszą skalną, powstałe przez działanie mrozu i długotrwałe leżakowanie pokrywy śnieżnej (na tej wysokości średnia roczna kształtuje się na poziomie -3°C). Góry rozcięte są licznymi dolinami, bogatymi w formy postglacjalne widoczne między innymi wzdłuż dol. Małaja Bielaja, której początek znajduje się w zachodnich zboczach gór Zachodnia Pietierliusa. Masyw Pietierliusa posiada wydłużony charakter z kilkoma kulminacjami (wschodnia, centralna i zachodnia) oddzielony licznymi wąskimi dolinkami (o charakterze głęboko wcinających się wąwozów tzw. „uszczeli”) o założeniach tektonicznych, wzmocnionych przez mrozowe wietrzenie. Po stronie wschodniej masywu znajduje się walna dolina Chibin (Vudyavr-Kuniyok), przecinająca na pół (N-S) cały masyw.



Ryc. 4. Gruba pokrywa regolitu oraz bloki o charakterze ostańców erozyjnych w obrębie paleopowierzchni zrównania w Chibinach.

Dolina Małaya Bielaya początkowo biegnie w kierunku południowo-zachodnim, by dalej zmienić bieg na zachodni. Prawdopodobnie wynika to z budowy tektonicznej podłoża, które ze względu na zmiany o charakterze facjalnym (strefa graniczna pomiędzy Chibnitami a masywnymi sjenitami przecięta strefą rudną i licznymi żyłami) jest w tym miejscu zuskokowana. Po obu stronach tej doliny występują liczne załomy (szczególnie widoczne w północnych stokach), gdzie znajdują się mniejsze dolinki niższej rzędowości względem opisywanej doliny, wpadające najczęściej pod kątem południowo-zachodnim. Analiza mapy topograficznej wyżej wymienionego terenu ukazuje kierunki dolin przebiegające w osiach WSW-ENE, WNW-ESE oraz rzadziej W-E i SSW-NNE (ryc. 5.). Dolina Małaya Bielaya kończy się ujściem do rynnowego jeziora Imandra, które w tym miejscu ma orientację N-S i stanowi jezioro rynnowe o długości 55 km. Analiza stoków doliny wskazuje kilka powierzchni zrównań, które mogą świadczyć o różnych stadiach zlodowacenia tego terenu. Najwyższe ulokowane jest na wysokości powyżej 1100 m n.p.m., niższe znajdują się odpowiednio na wysokościach około: 1000, 920, 820, 700, 620 m n.p.m. (ryc. 6, 7). Dobrze to odzwierciedlają stoki góry Fersmana i Tachtarvumchorr.



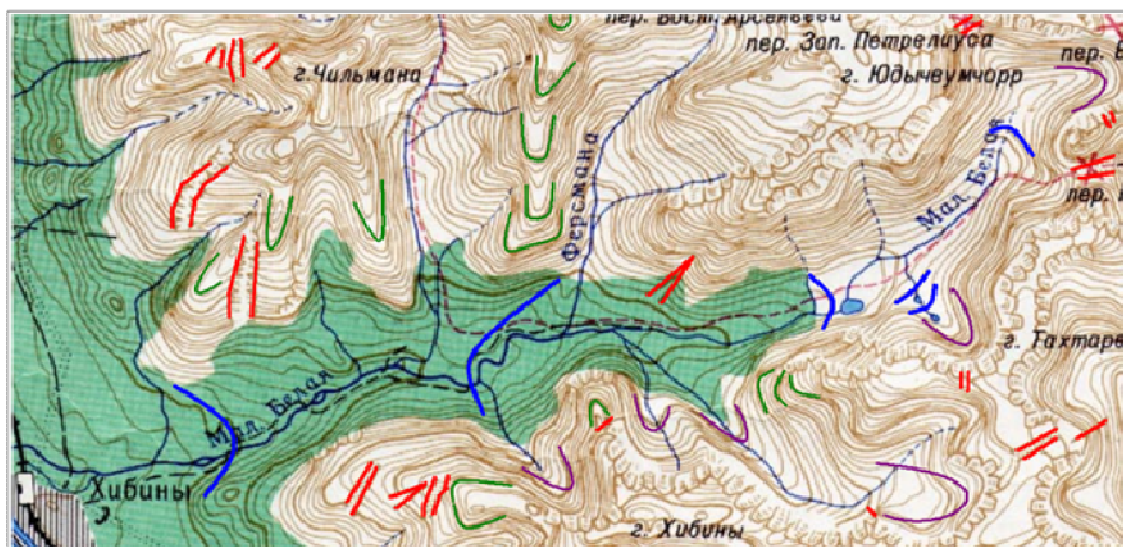
Ryc. 5. Struktura blokowa Chibin, na podstawie badań satelitarnych (na podkładzie mapy turystycznej Chibin, zmienione przez autora).



Ryc. 6. Powierzchnie zrównania związane z działalnością glacialną w stokach gór wraz z rygłem cyrku lodowcowego w stokach Tachtarvumchorr.

W dolinie Malajja Bielaya znajdują się liczne wypełnienia o charakterze zwietrzelinowym oraz glacialnym i fluwioglacialnym. Są to przede wszystkim, idąc od wierzchołków: osady zwietrzelinowe z licznymi ekstraklasami narzutniaków przywleczonych z sąsiednich rejonów Płw. Kolskiego, poniżej znajdują się najczęściej liczne piargi i gołoborza zbudowane z ogromnych ostrokrawędzistych bloków (czasem o wielkości do 5 m) bezładnie leżących na sobie, tworząc liczne rozłamy, rozpadliny, wgłębienia, niekiedy wypełnione kaszą skalną i rzadziej bardziej drobnym materiałem, w którym pojawiają się niewielkie kępy mat mszysto-porostowych.

Poniżej *plateau* znajdują się niekiedy ściany z wygładami o charakterze polodowcowym (cyrki) lub piargi i gołoborza niekiedy już nieczynne, (o czym wskazuje wkraczająca roślinność) zwykle zbudowane z bardziej zwietrzałych mniejszych bloków skalnych ułożonych pod kątem bliskim naturalnemu zsypaniu (ryc. 1, 2, 8). Lokalizacja tych blokowisk w strefach najwyższych partii gór wskazuje na silne czynniki wietrzenia fizycznego, oddziałujące w Chibinach. Czynniki te są aktywne do dnia dzisiejszego, gdyż w wielu miejscach blokowiska te są aktywne i tworzą się nadal. Dotyczy to przede wszystkim stoków o północnej ekspozycji, gdzie czynniki te są bardziej rozwinięte niż analogiczne, południowe stoki. Wiele z tych blokowisk rozciętych jest wygładami skalnymi tworzącymi, niekiedy nawet kilkusetmetrowe ściany. Wygłady te są związane już z działalnością lodowców górskich.



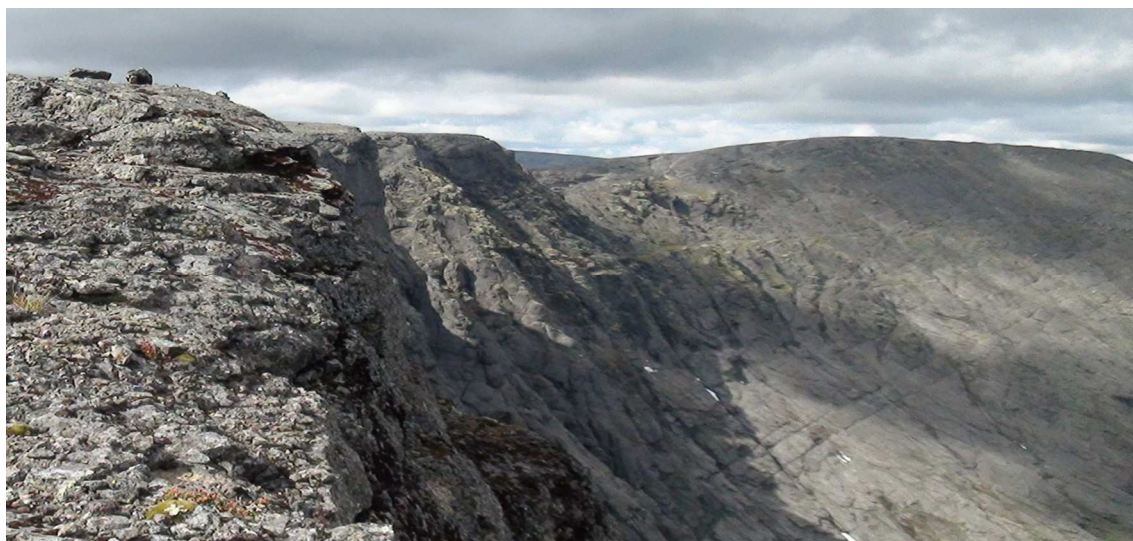
Ryc. 7. Mapa Doliny Malaya Bielaya z zaznaczonymi wybranymi formami terenu.

Poniżej blokowisk znajdują się pierwsze wały moren bocznych, które charakteryzują się nagromadzeniem większej liczby bloków oraz tworzeniem tzw. półek czy mikro zrównań dobrze czytelnych szczególnie na załomach stoków. Poniżej zaczynają się stoki zbudowane z drobniejszej frakcji, podkreślone liczniej i śmielej występującą szatą roślinną. Są to moreny boczne, niekiedy też koluwia. Wśród tych form spotyka się nasypy moren czołowych różnych stadiów zlodowacenia dolinnego tych gór, charakteryzujące się większymi obszarami wałów zbudowanych z różnej frakcji materiału. Wały te są w różnym

stopniu rozmyte przez obecne ciekier tworzące w nich wąskie doliny, gardziele i rygle. Poszczególne wały moren są dobrze widoczne w dolinie oraz licznych cyrkach polodowcowych (ryc. 6, 10). Na tle tych form interesująco przedstawia się cyrk w początkowej fazie doliny, który zbudowany jest z piaszczystego podłoża zamkniętego wałem moreny czołowej z licznymi zagłębieniami quasi-bezodpływowymi, w których często dłużej stagnują płyty śniegu lub wody. W zależności od warunków pogodowych zagłębienia te wypełnione są w różnym stopniu wodą, a bywa, iż całe dno tego cyrku tworzy jedno wielkie jezioro. Pod spodem w tych utworach dochodzi do infiltracji wód, które wypływają licznie, tworząc wypływy szczelinowo-kawernowe u podnóża wału za rygłem tworząc obszar źródliskowy zasilający strumień doliny Małaja Biełaja. Wypływ ten jest na tyle intensywny, iż w niewielkiej odległości od tych źródeł płynie strumień o szerokości 2-3 m i głębokości dochodzącej do 1 m.



Ryc. 8. Umiejscowiona w rozłame przelęcz Ramzaja, w której dnie znajdują się lodowczyki.



Ryc. 9. Wyglądy polodowcowe w stokach walnych dolin Chibin.

W podłożu tych dolin występują odsypy meandrowe rzek roztopowych, a w korytach tych rzek i strumieni czytelne są niekiedy liczne progi o charakterze tektonicznym tworzące wodospady, kipiele i progi. W stokach gór można znaleźć liczne rozłamy i szczeliny, które prawdopodobnie związane są z neotektoniczną działalnością uskoku, związaną też z izostatycznym odprężaniem się Płw. po zlodowaceniu i jego wydźwiganie się (ryc. 8). W niektórych dolinach zachowały się też zlityfikowane konglomeraty zbudowane z pokruszonych w różnym stopniu klastów otaczających sjenitów. Prawdopodobnie są to najstarsze zachowane osady znajdujące się w Masywie Chibińskim o niejasnej genezie.



Ryc. 10. Cyrk lodowcowy w jednej z dolin Chibin.



Ryc. 11. Paleopowierzchnie zrównań postglacialnych widoczne w stoku góry Tachtarvumchorr oraz Jeziora polodowcowe Mały i Bolshoi Vudayavr wraz z ryglem moreny lodowcowej widoczne w dalszej perspektywie u wylotu doliny.

1.3. Wnioski

1. Masyw Chibiński stanowi wydzwignięty obszar gór zajmujących centralną część Płw. Kolskiego, która w trakcie ostatniego zlodowacenia i w chwili obecnej podlegała intensywnym procesom morfotwórczym. Najstarsze czytelne formy Chibin związane są z undulacją powierzchni paleozrównań *plateau* Chibin (ryc. 4). Prawdopodobnie jest ona związana z procesami paleotektonicznymi dźwigającymi masyw (w sposób nierównomierny) oraz ze sposobem jego rozcięcia (prawdopodobnie z zachodu na wschód, ku jez. Umboziero). Z tym kierunkiem przemawia fakt, iż w tej części znajdują się też nawiercone przez geologów karbonatyty (Mitrofanov 2000, Boruckiy 1986). Masyw chibiński będąc intruzją centralną, posiada koncentrycznie rozwinięte poszczególne typy skał, które w tym rejonie są wyraźnie cieńsze, powodując nierównomierny rozkład skał i przyczyniając się prawdopodobnie do intensywniejszego ich wietrzenia w tej strefie. Analiza doliny Tuliok, wpadającej do jez. Umboziero wskazuje, iż pierwotnie góry te mogłyby rozcięte promieniście, z kulminacją w okolicach obecnego jez. Nyuryavr (nieдалеко Umboziera). Charakter tych powierzchni dziś przyjmuje formę reliktową ze względu na nałożone wyraźne formy późniejsze.
2. Powierzchnia *plateau* Chibińskiego związana jest z działalnością lądolodu, który prawdopodobnie otaczał Chibiny rzeźbiąc w ich okolicy dwa potężne, długie na ponad 50 km i głębokie na 60 m jeziora Imandra i Umboziero o równoleżnikowej osi. Spowodowało to wyraźne wyróżnienie części plateau odcinającego się od mocno wyerodowanych stoków zachodnich ścian Chibin, schodzących w kierunku jez. Imandra.
3. Kolejnymi czynnikami rzeźbotwórczymi Chibin były lodowce górskie, które wraz z czynnikami fizycznymi wykorzystując też lokalne spękania terenu przyczyniły się do rzeźbienia licznych dolin w górach w tym walnej doliny przecinającej na pół Chibiny o charakterze południkowym (ryc. 9). Prawdopodobnie dolina Małaja Bielaja może nawiązywać kierunkiem osi do wcześniejszego rozwoju dolin w tych górach, jednak z odwrotną orientacją przegłębień, kierująca obecnie cieki na zachód ku jez. Imandra. Doliny Małaja Bielaja, Tuliok oraz Vudyavr i Kuniyok rozcinają Chibiny na cztery części, z których dwie zachodnie wskazują znacznie wyższe przewyższenia niż wschodnie.
4. Kolejny etap morfogenezy Chibin jest związany z działalnością lodowców górskich, które spowodowały powstanie licznych poziomów zrównań oraz cyrków i rygla wraz z wałami morenowymi (ryc. 6-8, 11). Analiza tych powierzchni wskazuje kilka etapów zlodowaceń górskich, które zgadzają się określoną przez badaczy ośmiokrotnym zlodowaceniem w tym rejonie (Grøsfjeld et al. 2006, Korsakova 2009 Molodkov, Yevzerov 2004, Pękała 1998). Lodowce te pozostawiły szereg form widocznych w rzeźbie terenu po dzień dzisiejszy. Najmłodszym przejawem form glacialnych są lodowczyki występujące w niektórych przełęczach, np. w przełęczy Ramzaja, mają one jednak dziś znacznie ograniczony charakter (ryc. 8).
5. Wraz z ustąpieniem lodowców w tym terenie nastąpiły zmiany, które związane są z rzeźbotwórczym charakterem rzek, form związanym z powierzchniowymi ruchami masowymi (obrywy, osuwiska, speływanie), uruchomieniem licznych uskoków z

izostatycznym neotektonicznym wypiętrzaniem terenu, co przyczyniło się do powstania licznych załomów stoków, powstaniem rowów, podkreślonych przez wietrzenie mrozowe. Wkraczająca szata roślinna przyczynia się także do wietrzenia biogenicznego. Klimat szczególnie w najwyższych partiach gór nadal ma charakter arktyczny (średnia roczna -3°C), co powoduje, iż czynnik fizyczny, mrozowy nadal w Chibinach odgrywa największą rolę rzeźbotwórczą, wraz z leżącą w tym obszarze niekiedy 8 miesięcy pokrywą śnieżną.

LITERATURA

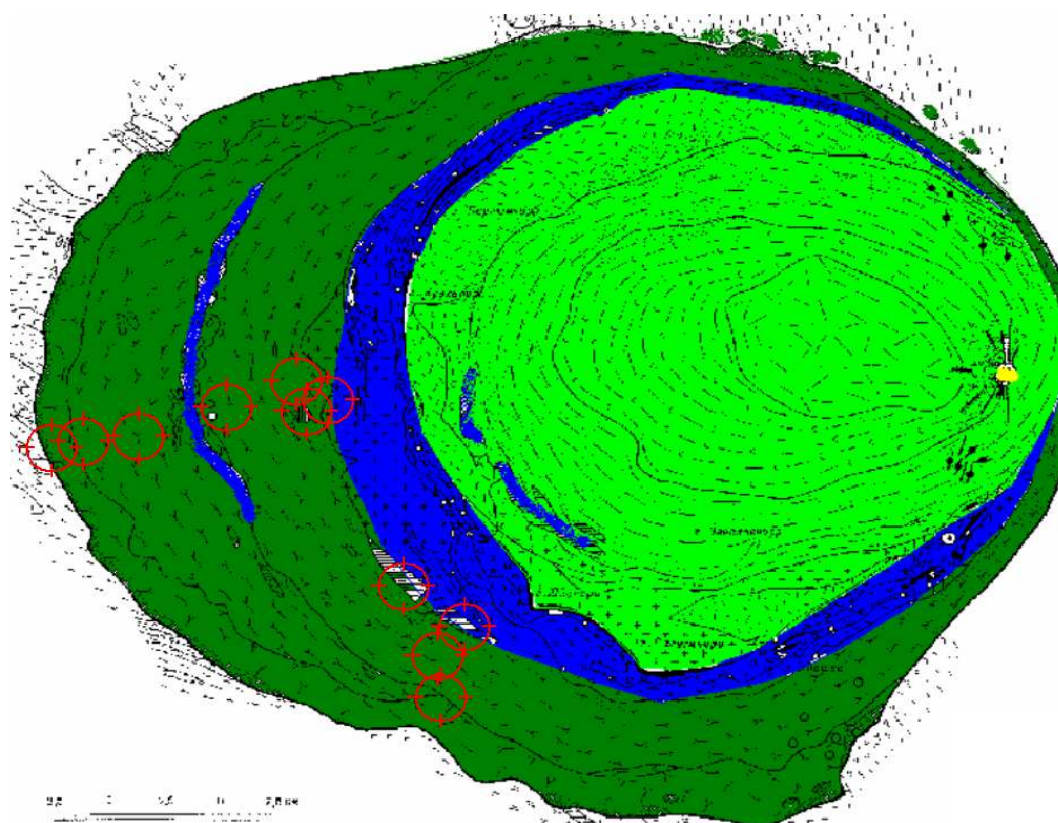
1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity, Kola Scientific Centre. pp. 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. In: 33 IGC Excursion Materials. Apatity.
3. Belkina OA, Konstantinova NA, Kostina VA. 1991. Flora of higher plants of Lovozero Mountains (vascular plants and bryophytes). Nauka, Sankt-Petersburg. pp. 208 (in Russian).
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of high-alkaline complexes. Nauka, pp. 214 (in Russian).
5. 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.
6. Huber M, Heflik W, Pattek-Janczyk A, Pitak M, Stadnicka K, Skublov SG. 2012. Investigations of garnets from polymetamorphic rocks of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha Region. *J. Biol. Earth Sci.* 2(1): E34-E44.
7. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. *J. Biol. Earth Sci.* 3(1): E1-E11.
8. Karpiński TM, Huber M. 2003. Polar Garden, Kola Peninsula, What blooms on the tundra. *Poznaj Świat* 1: 82-86 (in Polish).
9. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall, pp. 226.
10. Konstantinova NA. (Ed.). 1999. Flora and vegetation of Murmansk Region. Kola Science Centre, RAS, Apatity, pp. 175 (in Russian).
11. Konstantinova NA. (Ed.). 2001. Bryophytes and vascular plants of the territory of Polar Alpine Botanical Garden (khibiny Mountains, Kola Peninsula). Kola Science Centre, RAS, Apatity, pp. 92 (in Russian).
12. Koroleva NE. 1994. Phytosociological survey of the tundra vegetation of the Kola Peninsula. *J. Veget. Sci.* 5: 803-812.
13. Korsakova OP. 2009; Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quaternary International* 206: 3-15.
14. Kozlov NE, Ivanov AA, Nyerovich LI. 1990. Lapland Granulite Belt, the primitive nature and development. Russian Academy of Science, Apatity Branch Press, pp. 166 (in Russian).
15. 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 1993Ma age range for all magmatism. *Lithos* 30: 33-44.
16. Kukharenskiy AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, Il'inskii GA, Sergeev AS, Abakumova NB. 1965. The Caledonian Complex of

- Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia. Moscow, Nedra, pp. 772 (in Russian).
17. Mitrofanov FP. (Ed.). 1995. Geology of the Kola peninsula (Baltic Shield). Apatity, pp. 144.
 18. Mitrofanov FP. (Ed.). 1996. Geological map of the Kola region. Scale 1:500000. Apatity.
 19. Mitrofanov FP. 2000, Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
 20. Molodkov A, Yevzerov V. 2004. ESR/OSL ages of long-debated subglacial fossilbearing marine deposits from the southern Kola Peninsula: stratigraphic implications. *Boreas* 33, 123-131.
 21. Petrova II, Ivanova EE, Sidorova UU. 2004. Botanic excursions in Khibiny and Lovozero Mountains. Kola Science Centre RAN, pp. 121.
 22. Pękala K. 1998. Nival moraines and rock glaciers in the Khibiny mts. (the Kola Peninsula). In: *Materiały Zjazdu Geomorfologów Polskich UMCS*, Lublin, 137-142.
 23. Pozhylienکو WI. 2002. Geology of ore regions of Murmansk district. Apatity, pp. 360 (in Russian).
 24. Лаборатория геологических исследований космическими методами, <http://dynamo.geol.msu.ru/labs/cosmos/science.html>

2. CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA WYBRANYCH PRÓBEK SKAŁ Z MASYWU CHIBIŃSKIEGO

2.1. Wstęp

Masyw Chibiński znajduje się w środkowej części Płw. Kola i jest to wczesnopaleozoiczna intruzja skał wysokoalkalicznych datowanych na wiek ok. 350 mln lat (Boruckij 1989, Mitrofanov 2000, Pozhylienکو 2002). Chibiny zbudowane są z alkalicznych skał zaliczanych do grupy sjenitów ułożonych w koncentryczne kręgi, które można pogrupować w 4 sekwencje: pierwsza zewnętrzna to okrag skał zbudowany z tzw. masywnych chibinitów, druga wewnętrzna z porfirowatych fojaitów, pomiędzy nimi występuje trzecia strefa zbudowana ze skał rudnych takich jak tytanitowe nefeliny oraz kakortokity. Wszystkie te skały pocięte są licznymi żyłami o charakterze nieco późniejszym (czwarta sekwencja) głównie o składzie trachitowym, alkaliczno-skaleniovym oraz alkaliczno-gabrowym (melteigity, Huber 2007, ryc. 1.).



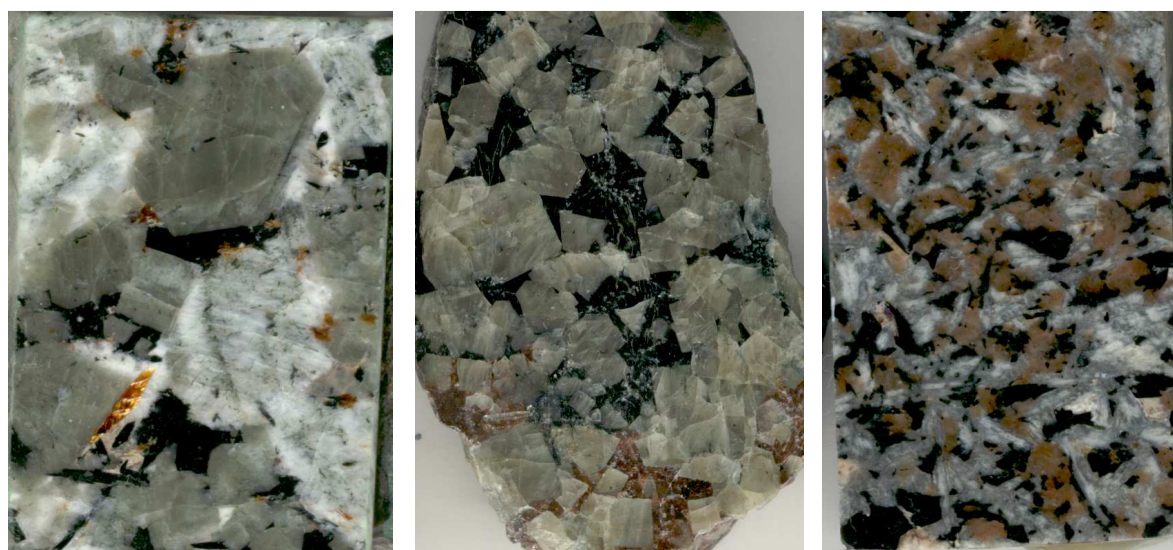
Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna Masywu Chibińskiego z zaznaczonymi miejscami poboru prób.

2.2. Metodyka

W trakcie badań w terenie wykonano dokumentację fotograficzną skał wraz z poborem prób (niektóre zorientowane). Próbki pobrano w południowej części Chibin w masywie Gór Olimpijskaya (Akuajwumczorr), Juksporr, Vudyavr, a następnie w rejonie Judychvumczorr, Tachtarvumchorr, Pirtierlusa, w centralnej części Chibin oraz w Dolinie Mamaja Biełaja w części zachodniej. W rezultacie pobrano około 200 prób skał. Z próbek tych po przywiezieniu zostały wykonane preparaty płytek cienkich, które następnie zostały poddane obserwacjom z użyciem polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P. Próbki te następnie zostały zbadane w skaningowym mikroskopie elektronowym Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania te przeprowadzono w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS. Następnie wyselekcjonowane próbki zostały poddane analizom ICP w Zakładzie Gleboznawstwa i Ochrony Gleb na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS.

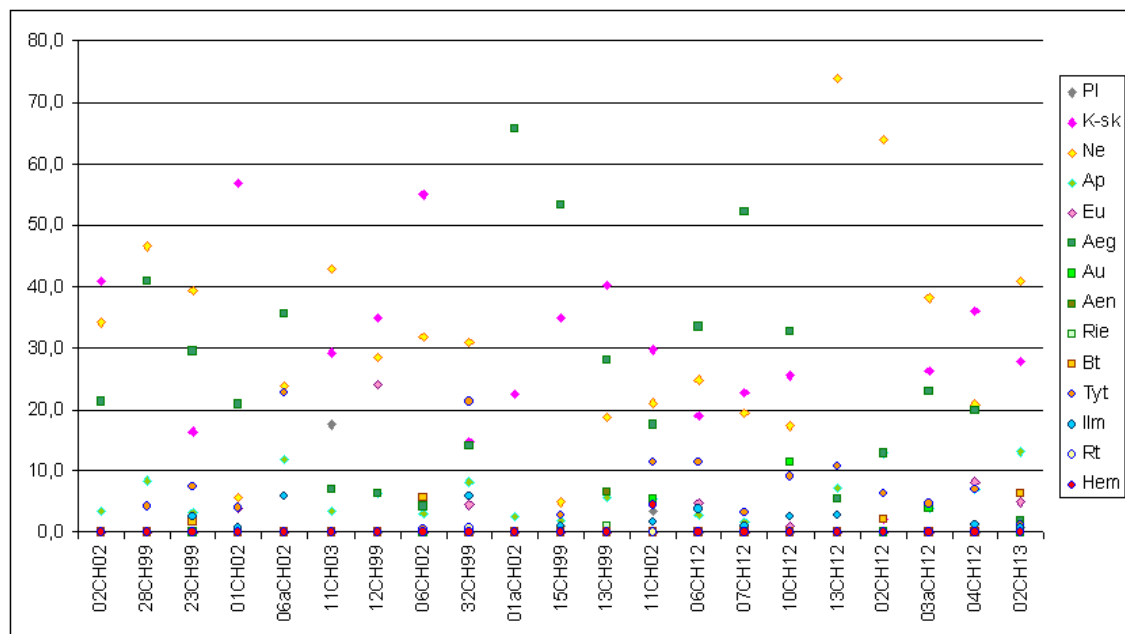
2.3. Wyniki

Skały występujące w Chininach można zakwalifikować do grupy masywnych sjenitów zwanych chibinitami, wraz z trachidoidowymi egirynowymi sjenitami, występują w strefie zewnętrznej Chibin (Dol. Małaja Biełaja na zachodzie, Góra Olimpijska lub Akuajwumczorr, Vudyavr na Południu), masywne egirynowe sjenity niekiedy przechodzące do ijolitu i urtytu, nefelinitu (nefelinowo apatytowych) a także kakortokitów występujących w części rudnej oraz trachitoidowe arfvedsonitowe, biotytowe egirynowe fojaity budujące centralną część masywu (Kukisvumchorr). Skały te zostały pobrane w różnych miejscach masywu. Skały te poprzecinane są żyłami o charakterze nefelinowych teralitów (nefelinowo-oliwinowo-augitowych), trachitów (augitowo-mikroklinowych), piroksenitów.



Ryc. 2. Makrofotografie typowych skał z Chibin: sjenit-chibinit (07CH02), ruda nefelinowa (28CH99), fojaite (02CH02).

Poniżej znajduje się wykaz opisanych w niniejszej pracy próbek wraz z określeniem ich klasyfikacji opartej na planimetrii.



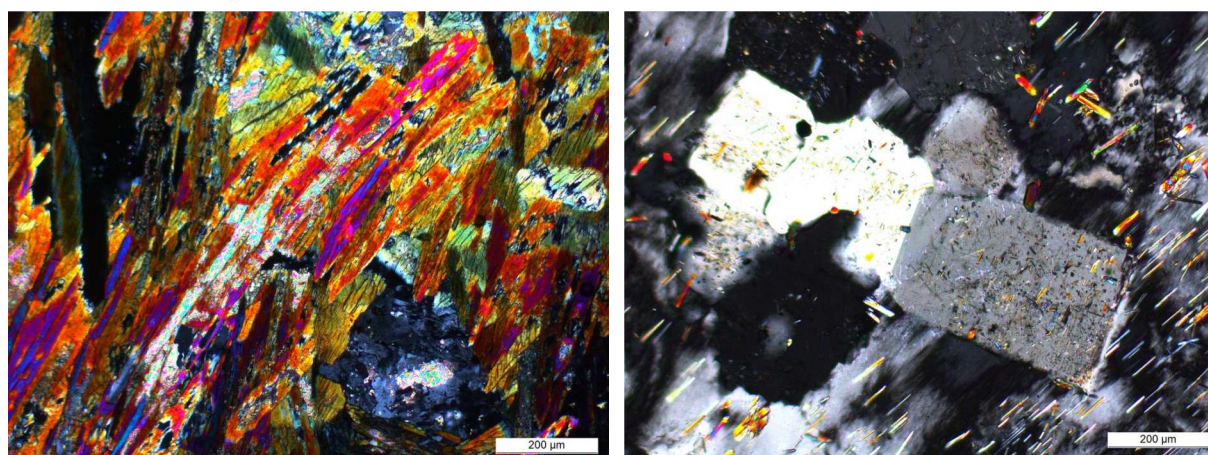
Ryc. 3. Wyniki planimetrii próbek skał z Masywu Chibińskiego.

Tabela 1. Wykaz próbek analizowanych skał z Chibin i skład minerałów określony planimetrycznie.

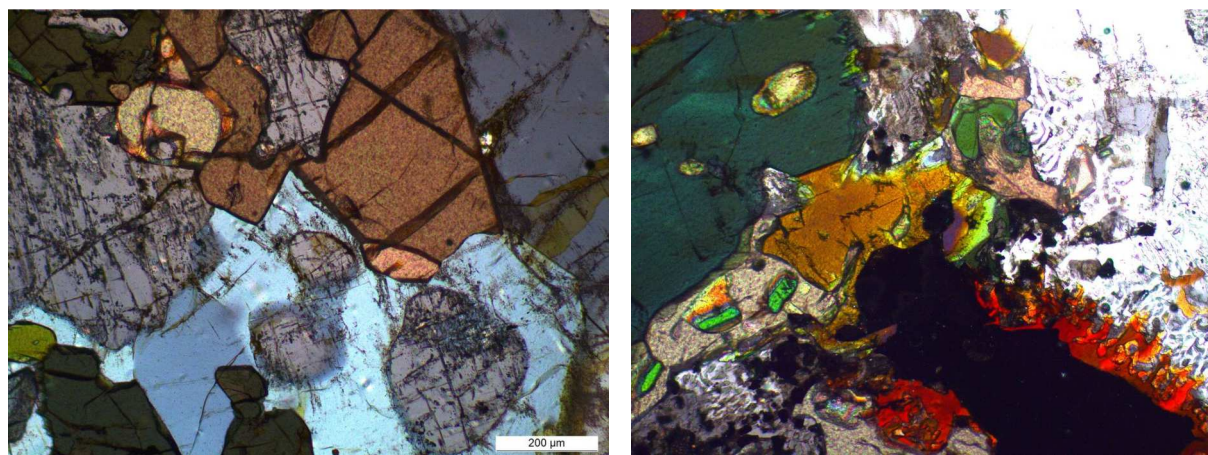
Lokalizacja	Nr próby	Skład określony planimetrycznie [% obj.]					Nazwa skały
		Ne	K-sk	PI	Ciemne	Inne	
Dol. M. B.	23CH99	39,3	16,4	0	41,0	3,3(ap)	melasjenit
Pietierlusa	07CH02						sjenit-chibinit
	11CH02	21,1	29,8	3,5	22,8	5,3(ap)	żyła
	11CH03	42,7	29,1	17,6	7,0	3,5(ap)	sjenit-chibinit
Cyrk Lod M.B.	13CH99	18,7	40,2	0,0	35,5	5,6(ap)	sjenit-chibinit
	15CH99	4,9	35,0	1,0	53,4	1,9(ap)	melasjenit
Olimpijska	01aCH02	0,0	22,4	0,0	65,8	4,0(eu)2,6(ap)	melasjenit
	02CH02	34,2	41,0	0,0	21,4	3,4(ap)	fojait
	12CH99	28,6	34,8	0,0	6,3	24,1(eu)6,3(ap)	sjenit-chibinit
	28CH99	46,5	0,0	0,0	45,1	8,5(ap)	ruda ne-ti
	32CH99	30,9	14,7	0,0	14,0	4,4(eu)8,1(ap)	sjenit-chibinit
	06CH02	31,9	54,9	0,0	10,2	3,0(ap)	sjenit-chibinit
	06aCH02	31,9	54,9	0,0	9,8	4,8(eu 3,0(ap))	sjenit-chibinit
	02CH12	63,8	2,1	0,0	14,9	12,8(ap)	ruda
	03aCH12	38,1	26,2	0,0	27,0	4,0(ap)	sjenit-chibinit
	04CH12	20,9	36,0	0,6	19,8	8,1(eu)7,0(ap)	sjenit-chibinit
	06CH12	24,8	19,0	0,0	33,3	2,9(ap)	sjenit-chibinit
	07CH12	19,3	22,7	0,0	52,1	1,7(ap)	ruda ne-ti
	10CH12	17,2	25,4	0,0	44,3	08(eu)0,8(ap)	ruda ne-ti
	13CH12	73,9	0,0	0,0	5,4	7,2(ap)	ruda ne
	03CH13	41,0	28,0	0,6	12,4	5,0(eu 13,0(ap))	fojait

Masywne sjenity-chibinity, są to skały o barwie szarozielonkawej z widocznymi wyraźnie albitem-ortoklazem, oraz towarzyszącym mu egirynem-akmitem wraz z eudialitem, tlenkami żelaza i tytanu a także nefelinem. Posiadają one strukturę grubo-kryształiczną, holokryształiczną, teksturę zbitą, bezładną, rzadziej kierunkową. Tło skały budują kryształy albitu i ortoklazu, którym towarzyszą egiryn, nefelin i apatyt. Mineralom tym towarzyszą niekiedy w znacznej ilości akcesorycznie eudialit riebeckite, arfvedsonit, astrofyllit, oraz lorenzenit, które z wyjątkiem eudialitu rzadko kiedy przekraczają 5% obj. skały. Minerale rudne reprezentowane są przez ilmenit i tytanit (do 10% obj.) oraz rutyl, piryt, magnetyt. Często kryształy eudialitu w płytce cienkiej wykazują pewną zonalność oraz lekkie zabarwienie w odcieniach różu, podobnie jak apatyt i nefelin posiadają liczne wrostki głównie egirynu. Kryształy egirynu oraz innych minerałów femicznych tworzą często skupienia spłśnione, pseudofluidalne, niekiedy promieniste, diablastyczne.

Melasjenity - skały te w odróżnieniu od chibinitów posiadają znacznie większy udział minerałów ciemnych oraz femicznych. Najczęściej dominuje egiryn-akmit niekiedy wraz z augite oraz arfvedsonite, aenigmatytem a także ilmenit, rutyl fojaity tytanit. Niekiedy w znacznych ilościach pojawia się też hematyt.

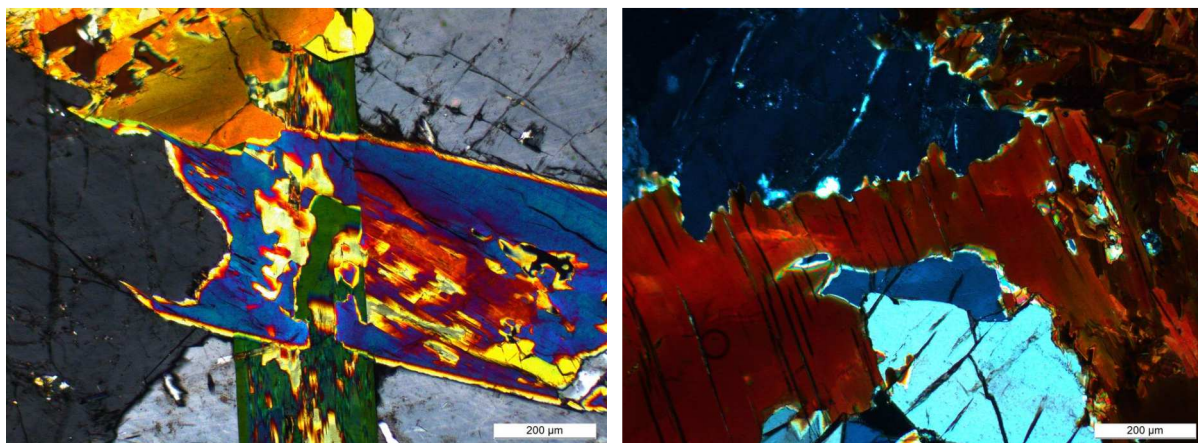


Ryc. 4. Mikrofotografie masywnych sjenitów-chibinitów (12CH99 i 06CH02).



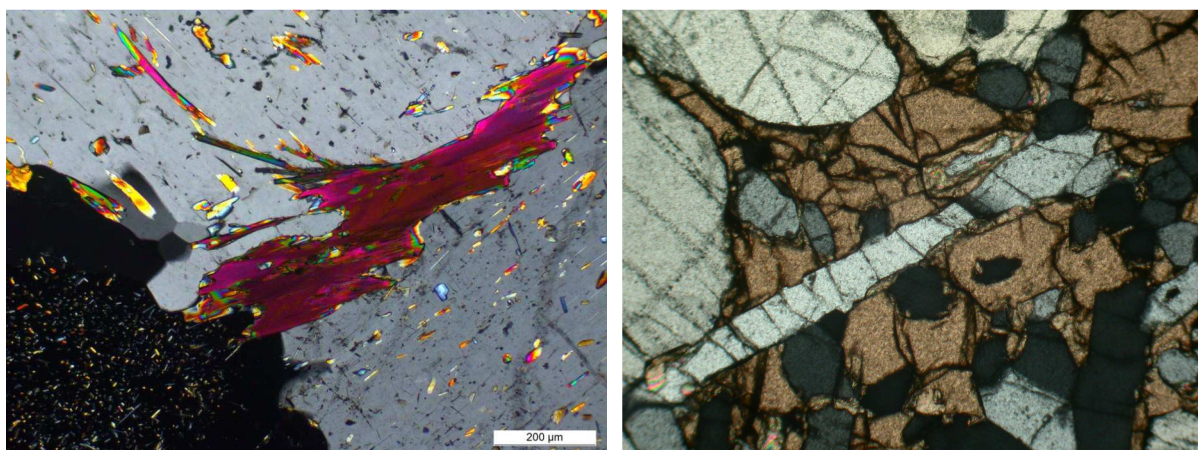
Ryc. 5. Mikrofotografie typowych melasjenitów (23CH99).

Porfitytowe fojaity to skały barwy szaroróżowej z widocznymi w tle kryształami ortoklazu, którym towarzyszą takie minerały jak egiryn, biotyt, eudialit, nefelin. Skały te posiadają strukturę grubokrystaliczną, porfirowatą, teksturę zbitą, bezładną, rzadziej kierunkową. Tło skały tworzą kryształy ortoklazu wraz z nefelinem i apatytem. Pomiędzy tymi kryształami pojawiają się fazy femiczne reprezentowane głównie przez egiryn-akmit oraz biotyt. Akcesorycznie minerałom tym towarzyszy aenigmatyt, arfvedsonit, flogopit. W skałach tych pojawia się także eudialit. Minerały rudne reprezentowane są przez tytanit, ilmenit, a także piryt, tytanomagnetyt.



Ryc. 6. Mikrofotografie porfirytowych fojaitów (02CH02 i 01CH13).

Apatytowo-nefelinowe rudy są to skały o barwie brązowo zielono-różowej. Zbudowane są przede wszystkim z nefelin, apatyty i tytanitu. Skały te posiadają struktury grubokrystaliczne, kostkowe, tekstury zbite, bezładne czasem o pewnej zaznaczającej się linijności. Tło skały stanowią kryształy nefelin lub apatyty. Kryształy te występują we wszystkich rudach ze zmienną ilością w zależności, jaki fragment rudy jest obserwowany. Pomiędzy kryształami nefelin i tytanitu występuje apatyt oraz minerały femiczne reprezentowane przez egiryn-akmit a także ilmenit, niekiedy z hematytem. Minerałom tym towarzysza stosunkowo często aenigmatyt, arfvedsonit, oraz podrzędnie siarczki (piryt).

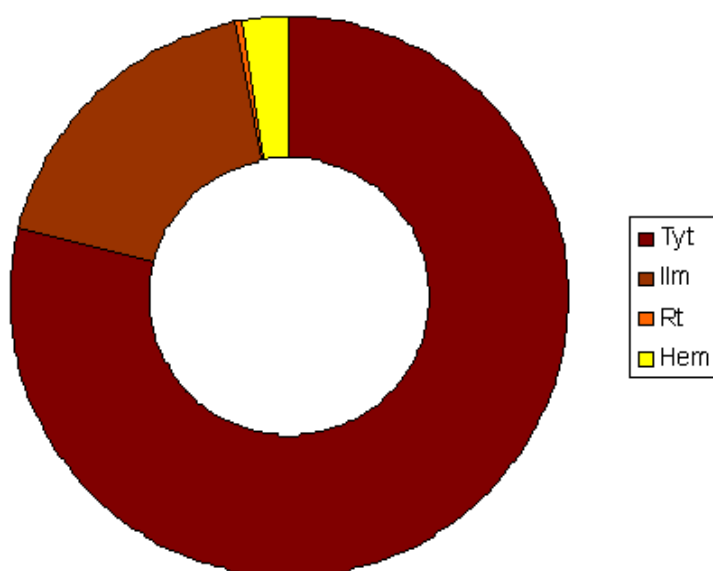


Ryc. 7. Mikrofotografie typowych nefelinowo-tytanitowych rud (13CH12, 28CH99).

Skały żyłowe takie jak mikrosjenity, trachity oraz melteigity i tinguaity zostały omówione w dalszej części pracy.

2.4. Dyskusja

Skały z Masywu Chibińskiego stanowią różnego rodzaju odmiany sjenitów wraz ze skałami żyłowymi oraz strefą rudną bogatą w apatyt, skalenie, nefelin oraz licznie występujące minerały ciemne. Towarzyszą im minerały akcesoryczne i rzadkie. Analiza metrologiczna wskazuje, iż proces fenityzacji zachodził równomiernie z procesem krystalizacji stopu, powodując nieznaczne zmiany chemiczne faz. Przyczyniło się to do egirynizacji augitu a także powstawania licznych wytrąceń tytanitu i ilmenitu szczególnie w sąsiedztwie minerałów femicznych.



Ryc. 8. Diagram częstości występowania minerałów rudnych w omawianych skałach.

Szczególnie interesujące są minerały rudne występujące w omawianych skałach (ryc. 8). Są to głównie ilmenit, tytanit niekiedy rutyl, hematyt, magnetyt, piryt i inne. Szczególnie ilmenit wykazuje struktury rozpadowe - pospinelowe, świadcząc o zmiennych warunkach krystalizacji stopu. Uwidacznia się to także w postaci „warstwowości” skał, które niekiedy są bardziej lub mniej wzbogacone w minerały femiczne. Ta warstwowość nie jest widoczna wprost, ale ujawnia się podczas badań mikroskopowych. Część składników niedopasowanych tworzy pegmatyty gniazdowe gdzie można spotkać bardzo interesujące minerały takie jak duże kryształy eudialitu, lorenzenit, bieliavit, łomonosowit i inne. Są one szczegółowo omawiane w dalszej części pracy.

2.5. Wnioski

Omawiane skały z masywu Chibińskiego stanowią unikatowe wystąpienie skał tego typu na tak dużej powierzchni terenu. Wykazują one dużą różnorodność oraz zmienność zarówno w pionie jak i poziomie świadcząc o wieloetapowych i złożonych procesach krystalizacji skał z Chibin. Skały te na ogół posiadają struktury masywne, ale zdradzają pewne warstwowanie niekiedy pseudofluidalny charakter ułożenia kryształów oraz posiadają liczne procesy wtórne zaznaczające się korozją i odmieszaniem składników fazowych występujących w objętości skał. Stanowią też źródło wielu minerałów akcesorycznych w tym rzadkich, które niekiedy tworzą w nich znaczne nagromadzenia. Występowanie niektórych minerałów ma charakter złożowy i jest eksploatowane w pobliskich zakładach górniczych.

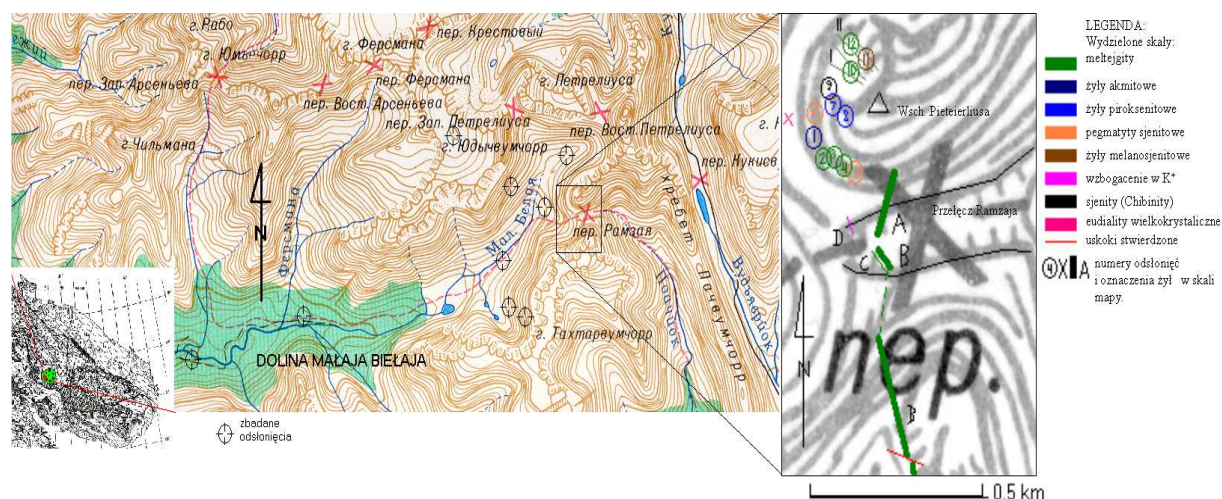
LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall; pp. 226.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes. [In Russian], wyd. Nauka, pp. 214.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 2013, 3 (1): E1-E11.
6. Huber M. 2015. Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 82-99.
7. Huber M. 2015. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81
8. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism. Lithos. 1993; 30: 33-44.
9. Kukhareno AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. Moscow: Nedra; pp. 772.
10. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
11. Pozhylienko WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District [In Russian]. Apatity, pp. 360.

3. PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ŻYŁOWYCH Z ZACHODNICH CHIBIN

3.1. Wstęp

Masyw Chibiński to alkaliczna intruzja wieku późnopaleozoicznego, zabudowana z licznych koncentrycznie ułożonych skał (Boruckiy 1989, Arzamatshev 1994, 2008, Kogarko i in. 1995, Mitofanov 2000, Huber 2013). W środkowej części masywu widoczne są uskoki, które w wielu miejscach wypełnione są materiałem żyłowym. Skały żyłowe w Chibinach posiadają miąższość od kilku cm do 5 metrów. Stosunkowo dużo tych utworów znajduje się w stoku góry Zachodnia Pietierlusa gdzie były prowadzone badania od strony doliny Małaya Bielaja (ryc. 1).

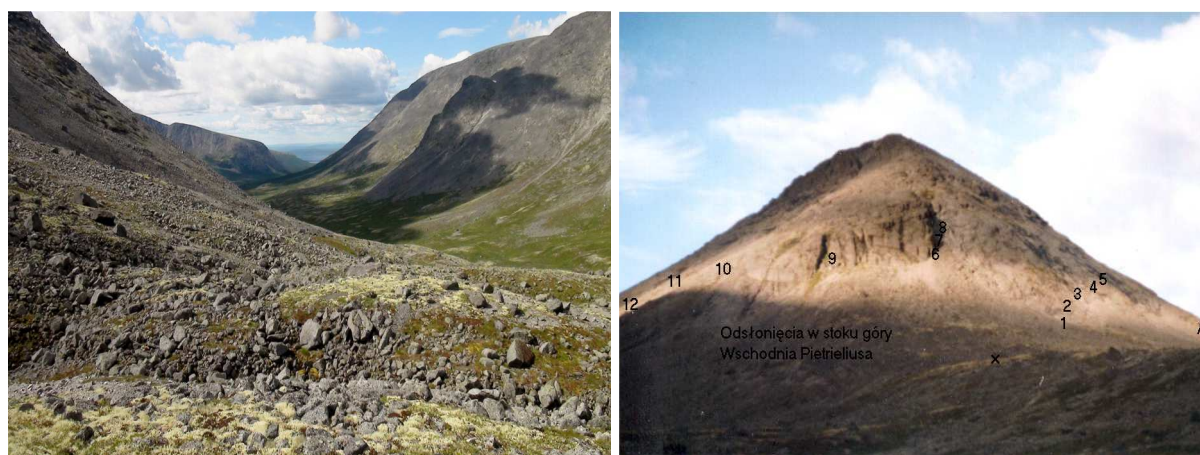


Ryc. 1. Plan sytuacyjny terenu badań.

Wzgórze to posiada charakter ostańcowi, jest bowiem z trzech stron wyerodowane przez lodowce górskie (które ustąpiły w holocenie, Pozhylienکو i in. 2002) a od strony południowej znajduje się przesmyk, który rozgranicza je z masywem Tachtarvumchorr, także bogatym w liczne utwory żyłowe. Geologicznie Obszar tych wzgórz znajduje się w strefie granicznej pomiędzy wewnętrznymi a zewnętrznymi partiami skał, które rozdzielone są strefa rudną. W tym miejscu strefa ta jest bardzo uboga natomiast widoczne liczne rozłamy posiadają różnego rodzaju materiał żyłowy.

3.2. Badania terenowe i sposób przygotowania prób

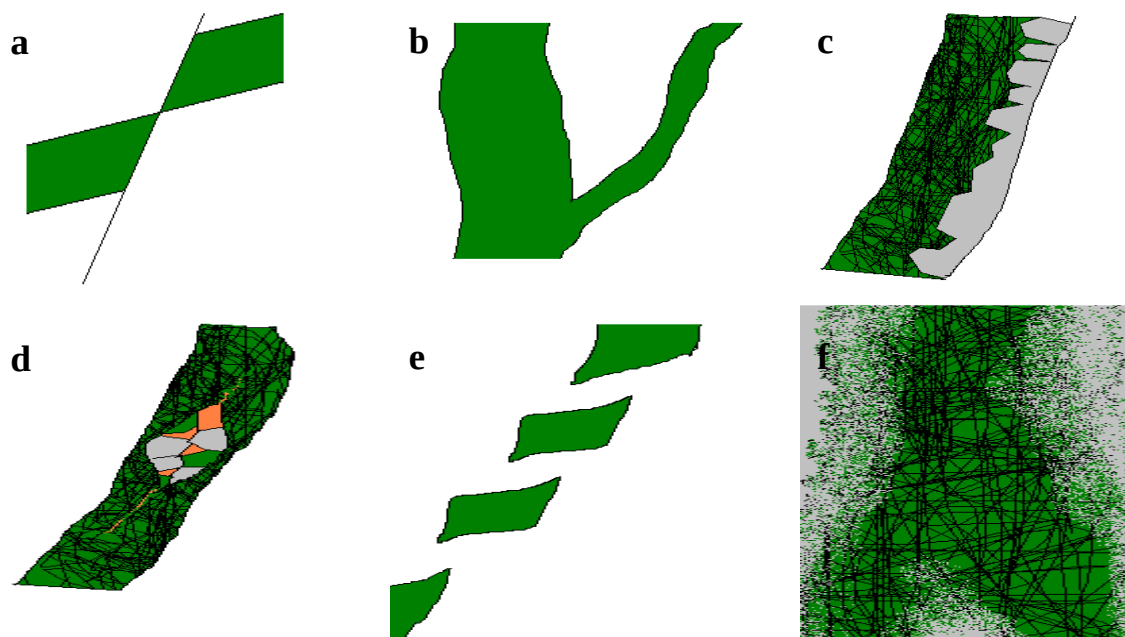
W trakcie badań terenowych prowadzonych we wzgórzu Zachodnia Pietierlusa oraz dolinie Mamaja Bielaja zostały pobrane liczne próbki skał (ryc. 2). Badania te prowadzono podczas ekspedycji w latach 1999-2003. W tym czasie zbadano także cyrk lodowcowy w południowych zboczach doliny pod szczytem góry Tachtarvumchorr, a także wschodnie zbocze góry Yudychvumchorr i kilka lokalizacji w dnie doliny. Skały te zostały opisane makroskopowo a za pomocą kompasu geologicznego typu *Friebege*r zostały pomierzone kąty ich zapadania. W niektórych przypadkach pobrano także próbki zorientowane. Próbki skał zostały przewiezione do Polski gdzie wykonano preparaty płytek cienkich, które następnie zbadano za pomocą optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P w świetle przechodzącym oraz dobitym. Wykonano także analizy matematyczne (planimetrię) w celu określenia procentowej zawartości minerałów z badanych skałach żyłowych. Wybrane próbki skał zostały także zbadane w mikroobszarze za pomocą Skaningowego Mikroskopu Elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS.



Ryc. 2. Fotografie doliny Malaya Bielaya i góry Wschodnia Pietirliusa.

Wykaz prób wraz z podstawowa klasyfikacja ilustruje Tabela 1 oraz wykres na rycinie 3. Omawiane skały żyłowe to przede wszystkim mikrosjenity oraz trachity, tinguaity, ijolity, pegmatyty a także melteigity. Zbadane utwory żyłowe posiadają w terenie różnorodny kontakt ze skałami otoczenia. Przeważnie jest to kontakt ostry, choć zdarzają się i takie utwory, które posiadają kontakt nieostry (ryc. 3).

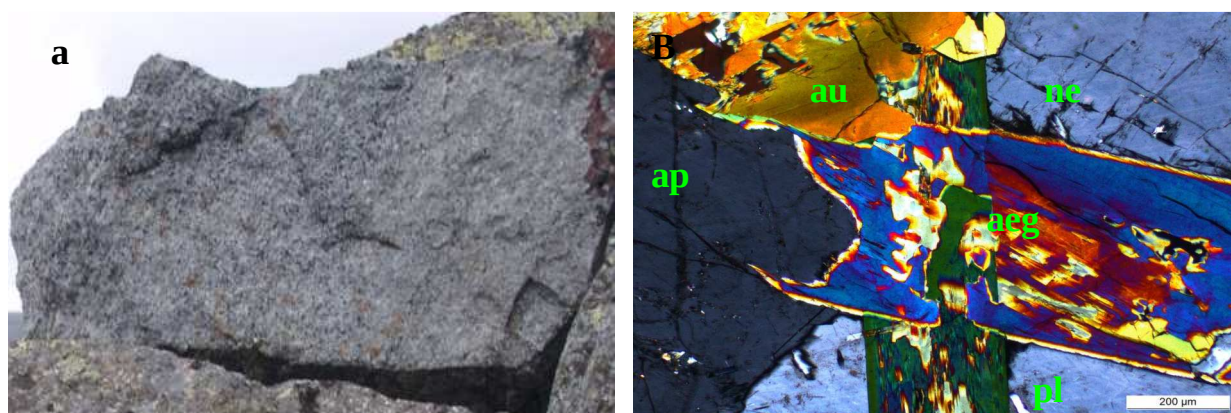
Niektóre z nich wykazują ponadto złożoną budowę wskazując na kilku etapową krystalizację składników żyły. Są też i żyły zdeformowane.



Ryc. 3. Typy żył spotykane w terenie badań: a) o ostrym kontakcie zuskokowane, b) z odnogami, c) kilkuetapowe, d) z gniazdami pegmatytowymi, e) złuskowane i z budinażem, g) o nieostrych granicach.

3.3. Wyniki badań

Masywne sjenity-chibinity tną liczne żyły mineralne. Analizowane próbki to głównie żyłowe sjenity, ale występują też melanosjenity przechodzące do ijolitu i urytytu, nefelinitu (zwłaszcza w strefie ciał rudnych, gdzie tworzą skupienia tytanitowo-nefelinowe) a nawet teralitu. Żyły te posiadają skomplikowaną budowę wskazując na wypełnienia tektonicznych uskokuw i rozłamów, które były wielokrotnie uruchamiane i na nowo wypełniane nową substancją mineralną, rzadziej brekcja starszych skał z otoczenia (ryc. 3).



Ryc. 4. Fotografie typowych sjenitów z terenu badań (a - makrofotografia, b - mikrofotografia w świetle przechodzącym spolaryzowanym, nikole skrzyżowane). Oznaczenia: ap-apatyt, ne-nefelin, pl-plagioklaz (albit), aeg-egiryn, au-augit, eu-eudialit.

Tabela 1. Wykaz splanimetrowanych próbek skał [% obj.].

Lokalizacja	Nr próby	Skład określony planimetrycznie					Nazwa skały
		Ne	K-sk	Pl	Ciemne	Inne	
Dol. Malaya Bielaya	21CH99	10	49	27	4	10(ap)	Foidowy trachit
	22CH99	21	0	0	79	0	Foidowy piroksenit
	30CH99	9	28	10	52	0	Melteigit
	17CH99	0	26	16	58	0	Melteigit
Cyrk Lod. dol. Malaya Bielaya	13CH99	0	8	53	32	4(ap)4(eu)	Alkaliczny melasjenit
	23CH99	10	26	16	43	5(ap)	Tefrytowy fonolit
Odsł. góra Zach. Pietierlusa							
	08aCH02	3	7	4	69	7(ol)10(ap)	Ne-Ol alk. klinopiroksenit
	10CH02	20	30	0	35	7(ap)8(eu)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	11CH02-II wyp.	10	12	0	71	8(ap)	Ijolit
	11CH02-I wyp.	7	41	9	39	4(ap)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	13CH02	24	10	0	37	17(ap)12(eu)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	14CH02	17	14	0	58	2(ap)9(eu)	Ijolit
	15CH02	2	55	0	34	9(ap)	Foidowy mikrosjenit
	16CH02-II wyp.	13	16	0	71	0	Foidowy sjenit (Chibinit)
	16CH02-I wyp.	39	0	0	55	7(ap)	Ijolit
	17CH02	3	25	0	72	0	Foidowy sjenit (Chibinit)
	18CH02	15	15	9	55	6(ap)	Melteigit
	19CH02-I wyp.	13	57	0	27	4(ap)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	19CH02-II wyp.	6	18	0	52	24(ap)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	20CH02	1	38	0	55	6(ap)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	21CH02	1	12	0	84	4(ap)	Ijolit
	22CH02-I wyp.	3	20	3	28	48(eu)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	22CH02-II wyp.	0	91	0	5	5(ap)	Foidowy sjenit (Chibinit)
	23CH02	5	22	1	72	0	Mikrosjenit -tinguait
	24CH02	11	20	0	45	11(ap)13(eu)	Foidowy sjenit (Chibinit)

Skały otoczenia w miejscu pobierania prób to przede wszystkim masywne alkaliczne sjenity barwy szaro-zielonej niekiedy cechujące się występowaniem nieco większej ilości minerałów femicznych i rudnych (tzw. melasjenity). Niekiedy występują też utwory przechodzące do ijolitu i urtytu, nefelinitu (zwłaszcza w strefie ciał rudnych-nefelinowo apatytowych). Masywne sjenity alkaliczne posiadają strukturę grubokrystaliczną, teksturę zbita, bezładną (ryc. 4). Zbudowane są głównie z kryształów albitu i ortoklazu pomiędzy którymi znajdują się kryształy apatytu, nefelinu oraz minerałów femicznych. Takich jak egiryn, któremu podrzędnie towarzyszą minerały akcesoryczne.

W interstycjach tych minerałów znajdują się eudialit, ilmenit, tytanit oraz takie minerały jak riebeckit, arfvedsonit, aenigmatyt. Udział kryształów nefelinu dochodzi do 25% obj., ortoklazu do 24% obj., apatytu do 15% obj. Egiryn zwykle posiada do 21% objętości skały, eudialit do 15% obj., zaś plagioklasy do 10% obj. Minerały rudne występują w ilości około 10 do 15% obj.

3.4. Rezultaty

Utwory te zostały zbadane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego w świetle przechodzącym i odbitym. Analiza tych skał pozwoliła wydzielić kilka odmian petrologicznych żył (tab. 1):

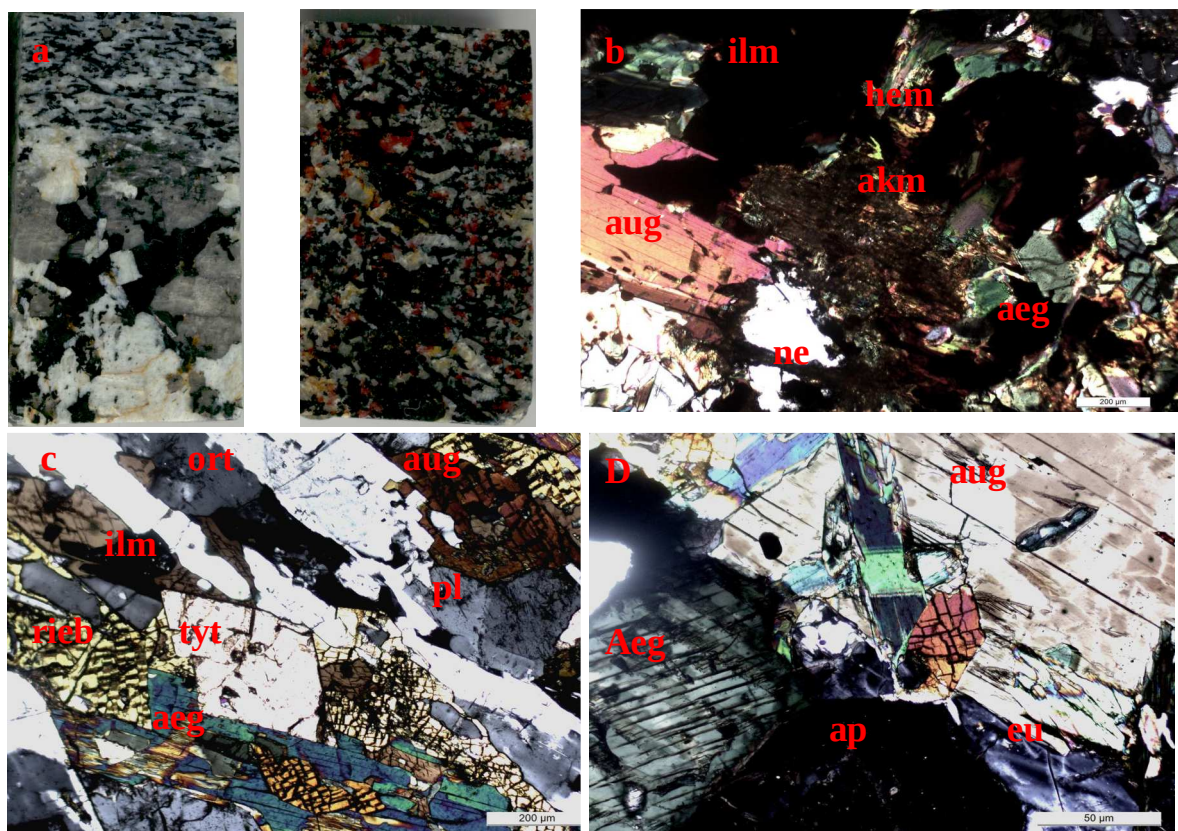
- żyłowe sjenity i ijolity,
- porfiryty i tinguaity,
- żyłowe pegmatyty i pegmatyty gniazdowe,
- melteigity i piroksenity.

3.4.1. Sjenity żyłowe i ijolity

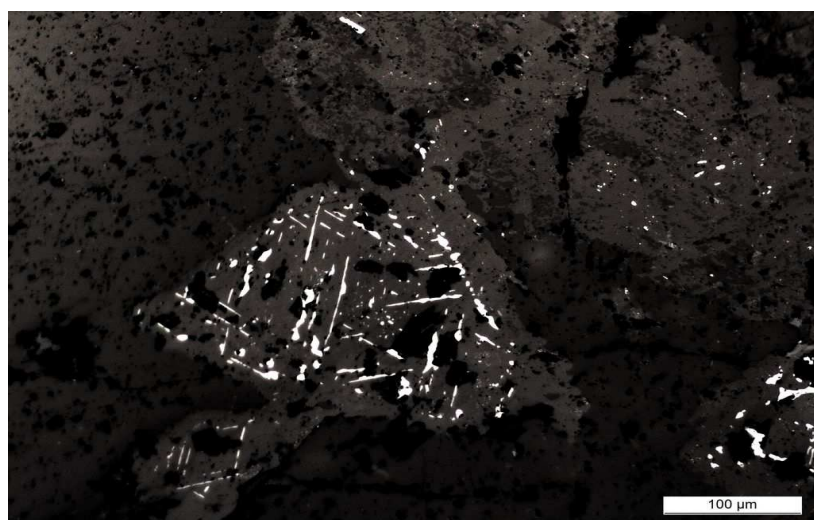
Żyłowe sjenity stanowią najliczniejszą grupę skał. Tworzą zarówno żyły o charakterze ostrych kontaktów jak i (częściej) takie, które posiadają nieostre granice. Posiadają zwykle charakter częściowo skonsolidowany ze skałą otoczenia, są odkształcone plastycznie, wykazują budinaż. Zwykle są to mikrosjenity (ijolity) o podwyższonym udziale minerałów melanokratycznych (do 70% obj), bogate są w minerały rudne, głównie z grupy tlenków żelaza i tytanu z domieszkami siarczków (żelaza, miedzi). Takie bardziej melanokratyczne odmiany sjenitów często spotykane są w powtórnych wypełnieniach żył. Mikrosjenity najczęściej posiadają struktury drobnokrystaliczne, tekstury często kierunkowe, porfirowate (Ryc. 5 a,b).

Zwykle tło skały stanowią egiryn oraz akmit tworzące wydłużone igiełkowate zrosty. Egirynowi towarzyszy augit, często ulegający egirynizacji oraz kryształy arfvedsonitu, enigmatytu, riebeckitu stanowiące już niewielkie domieszki. Pomiedzy tymi minerałami znajdują się tabliczki plagioklazów, oraz ortoklaz często zbliżniaczony wg prawa Karlsbadzkiego. W niektórych przypadkach w miejsce ortoklazu pojawia się mikroklin. Minerałom tym towarzyszą apatyt i nefelin a nie rzadko też eudialit. Eudialit stanowi często wydłużone kryształy o budowie sektorowej i zonalnej. Minerały rudne reprezentowane są przez hematyt, ilmenit oraz w mniejszym stopniu pirit, kubanit. W skale widoczne są liczne

kryształy robaczkowo wykształconego ilmenitu. Są to pospinelowe struktury rozpadowe (ryc. 6). Magnetyt ulega procesom wtórnym przechodząc w maghemit który wykazuje ślady wietrzenia objawiające się występowaniem i hematytu.



Ryc. 5. Mikrofotografie żyłowych sjenitów i ijolitów w świetle spolaryzowanym, nikole skrzyżowane światło przechodzące. Próbkki: a - 19CH02 i 24CH02, b - 14CH02, c - 27CH02, d -24CH02.

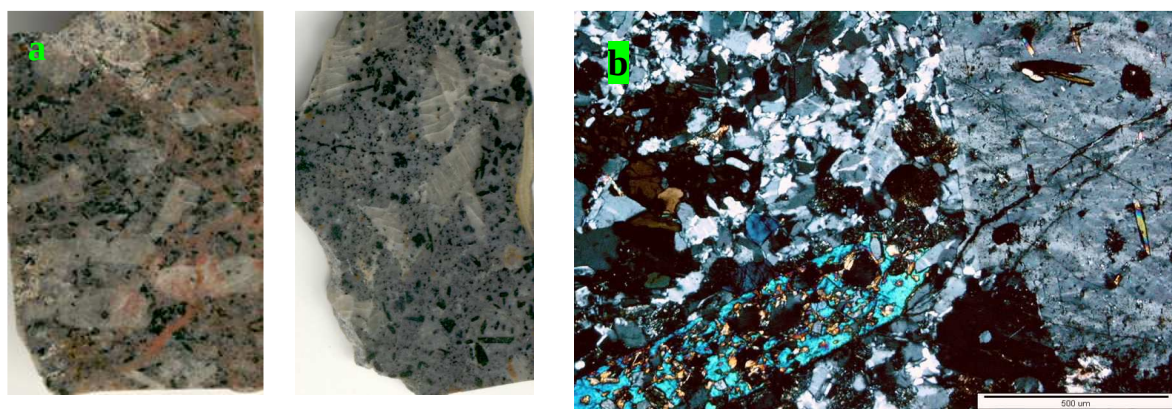


Ryc. 6. Mikrofotografia żyłowego sjenitu w świetle odbitym, nie-spolaryzowanym z widocznymi pospinelowymi skupieniami lametek ilmenitu.

Ilościowo ortoklaz stanowi do 55% objętości skały, egiryn do 53%, arfvedsonit do 24% a apatyt do 25%. Z kolei nefelin stanowi do 39% objętości skały, eudialit do 48%, plagioklasy kwaśne do 9% a minerały rudne do 20%. W niektórych próbkach występuje uralityzacja augitu.

3.4.2. Porfiryty i tinguaity

Trachity to skały barwy szarej lub szaroróżowej (ryc. 7a). Widoczne są w nich fenokryształy plagioklazu (albitu) oraz ortoklazu. Skały te posiadają one strukturę porfirowatą, teksturę zbitą, bezładną. Dominującą fazą są fenokryształy albitu i ortoklazu, pomiędzy którymi występują kryształy augitu, często własnokształtnego niekiedy o charakterystycznej strukturze szkieletowej, wypełniony minerałami tła skalnego (ryc. 7b). Obok tych minerałów pojawiają się kryształy rutylu i tytanitu.

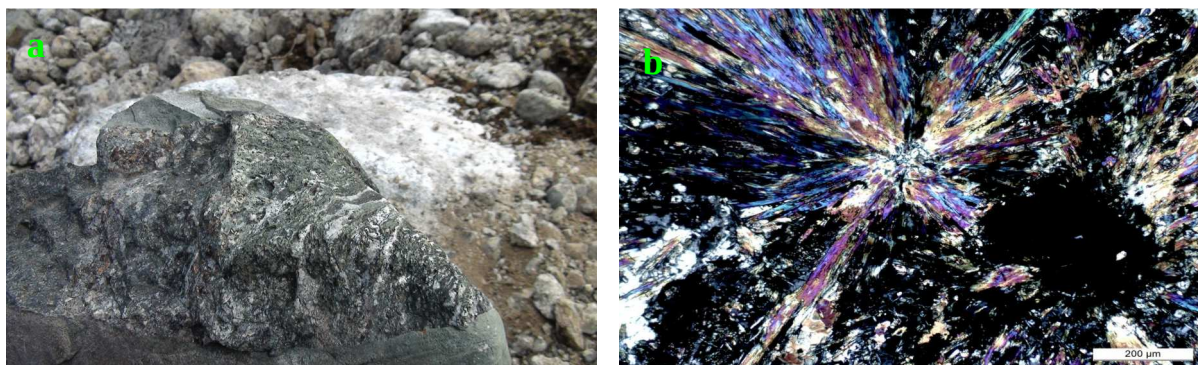


Ryc. 7. Makro (a) i mikrofotografia (b - światło przechodzące, spolaryzowane) trachitu (próbka 20CK99 i 21CH99).

Tło skały stanowią drobnokrystaliczne skupienia ortoklazu, albitu, oraz augitu. Objętościowo dominującą fazą jest ortoklaz (49% obj.) tworzący kryształy dochodzące wielkością do 1 cm, obok którego występuje albit (ok. 20% obj.) oraz augit (do 10% obj.) i pozostałe minerały do 4%.

Tinguaity to skały tworzące żyły dochodzące do kilku metrów szerokości. Tworzą je makroskopowo skały barwy zielonej, niekiedy posiadające widoczne makroskopowo zaburzenia podkreślone przez kryształy plagioklazów (na tle egirynu, fig 8a). Struktura tych skał jest drobnokrystaliczna, tekstura zabita, bezładna, czasem promienista, spłśniona. Charakteryzują się barwą zieloną strukturą nematoblastyczną, teksturą spłśnioną, promienistą, zbitą. Na tle skały wyróżniają się kryształy egirynu i astrofyllit tworząc często promieniste skupienia. Pomiedzy tymi kryształami znajdują się ortoklaz, nefelin, a także tytanit, magnetyt, ilmenit (ryc. 8b).

Objętościowo dominują minerały femiczne (egiryn i astrofyllit) dochodząc do 45% objętości skały, oraz ortoklaz (22%), nefelin (5%). Minerały rudne występują w ilości dochodzącej do 3% objętości skały. Utwory te spotyka się najczęściej w centralnej części Chibin.



Ryc. 8. Makro (a) i mikrofotografia (b - światło przechodzące, spolaryzowane) trachitu (próbka 21CH99).

3.4.3. Pegmatyty żyłowe i gniazdowe

Pegmatyty tworzą różne formy. Są to soczewy-gniazda odchodzące do 0,5 metra wielkości oraz żyły o różnej miąższości w masywnych sjenitach. Zwykle w pegmatytach tych znajdują się te same minerały, co w skałach otoczenia, choć w tym przypadku ich wielkość dochodzi do pół metra. Najczęściej spotyka się w nich takie minerały jak ortoklaz, apatyt, nefelin, eudialit, egiryn, ilmenit, tytanit, którym towarzyszą liczne minerały akcesoryczne takie jak astrofyllit, arfvedsonit i inne (ryc. 8a, b).

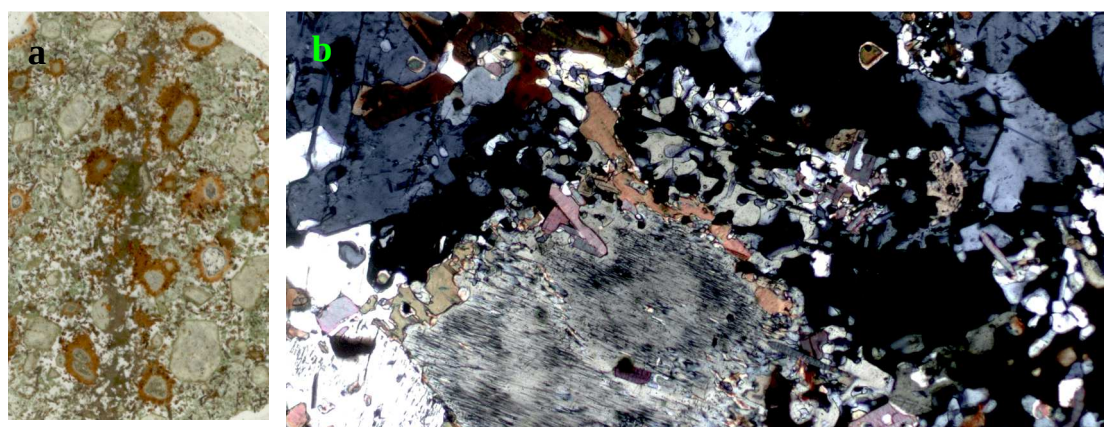
Kryształy te tworzą niekiedy druzowate wypełnienie. Niektóre ze skał żyłowych posiadają wyraźną strukturę uporządkowaną - liniową, zdarzają się też struktury kumulatywne - ofitowe (te częściej w pegmatytach gniazdowych). Są to żyłowe skały ostrym kontakcie ze skałami otoczenia barwy szaro-czarnej. Są to utwory o strukturach grubokrystalicznych, teksturach zbitych, bezładnych, masywnych, poikilitowych, porfirowatych. W obrazie skały wyróżniają się kryształy oliwinów oraz augitu, które ulegają korozji (posiadają obwódki łyszczykowe, ryc. 10a) W tle skały pomiędzy tymi kryształami dostrzega się typowe sjenitowe wypełnienie z plagioklazów, egirynu, nefelinu, apatytu (ryc. 10b). Objętościowo w skałach tych augit z oliwinami stanowi do 20% objętości skały, minerały towarzyszące odpowiednio: łyszczyki (do 7%), apatyt (do 10%), nefelin (do 15%), oraz ortoklaz (do 15%) i plagioklasy (do 9%). W skałach tych licznie występują minerały rudne.



Ryc. 9. Makrofotografie pegmatytów.

3.4.4. Melteigity i piroksenity

W piroksenitach często widoczne są struktury promieniste podkreślone często przez augit tworzący piroksenowe słońca. W skałach tych dostrzeżono też strukturę rozpadową zbudowaną z osobników hydrotermalnego ilmenitu i spinelu (ulvit), niekiedy obecne są też siarczki miedzi (chalkopiryt z pirytem i kubanitem).



Ryc. 10. Makrofotografia płytki cienkiej (a) i mikrofotografie (b) melteigitu w świetle przechodzącym przy nikolach skrzyżowanych. Mikrofotografia a - 18CH02, b - 20CH03.

3.5. Dyskusja

Zbadane skały żyłowe stanowią niewątpliwie jeden z najmłodszych epizodów związanych z genezą Chibin. Ich różnorodność jest związana z wieloma typami skał spotykanych w otoczeniu jak i ściśle z genezą tych utworów żyłowych. Większość omawianych skał (poza melteigitami) posiada charakter zbliżony do sjenitów występujących w otoczeniu tych żył. Prawdopodobnie powstały one w wyniku krystalizacji resztkowej podczas migracji przechłodzonych roztworów drogą rozłamów i uskoków. Za tą hipotezą wskazują też liczne minerały siarczkowe spotykane w tych skałach (np. siarczki miedzi). Dodatkowo asocjacje mineralne związane z rozpadem struktur pospinelowych oraz fenityzacja składników żył wskazują na ich migracje oraz procesy geochemiczne związane z kontaminacją materiału z otoczenia tych żył, co ściśle związane jest z widocznymi strukturami występującymi w skałach. Część skał tworzy Pegmatyty, które prawdopodobnie krystalizowały długo wśród sjenitów powodując wzrost kryształów do rozmiarów przekraczających niekiedy pół metra. Melteigity prawdopodobnie związane są z iniekcją bardziej prymitywnego stopu w tężejące skały sjenitowe, o czym świadczą struktury i asocjacje mineralne (Huber 2015a).

3.6. Wnioski

Masyw Chibiński jest intruzją, która powstawała wieloetapowo (Kramm i in. 1965, Borucki 1989, Kukharenko i in. 1993, Arzamastsev 1994), zaobserwowane skały wydają się potwierdzać tę regułę. W dodatku występowanie tak różnorodnych żył skalnych świadczy o krystalizacji resztkowej, z widocznymi procesami pomagmowymi (rozpady minerałów, zastępowanie, utlenianie). Świadczą o tym struktury, jak i skład mineralny tych żył. Często spotykana egirynizacja piroksenów, struktury rozpadowe, obwódki korozyjne, wreszcie minerały tlenkowe świadczą o coraz niższej progresywnie opadającej temperaturze. Część skał mikrosjenitowych krystalizowała we wcześniejszym etapie formowania się batolitu sjenitu Chibińskiego, gdy był on jeszcze mobilny, za czym przemawia powstanie nieostrych granic kontaktu i efekty tektoniki plastycznej. Pegmatyty gniazdowe z egirynem, apatytem, eudialitem i nefelinem stanowią produkt krystalizacji resztkowej związanej z nierównomiernym stygnięciem skał budujących masyw Chibiński (Huber 2015b). Stosunkowo mało elementów niedopasowanych występujących w omawianych pegmatytach świadczy raczej o homogeniczności stopu w którym dochodziło do krystalizacji (izolacja kropli przechłodzonego stopu).

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall; pp. 226.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian]. Wyd. Nauka, pp. 214.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 2013, 3 (1): E1-E11.
6. Huber M. 2015a. Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 82-99.
7. Huber M. 2015b. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81.
8. 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. Lithos. 30: 33-44.
9. Kukharenko AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. Moscow: Nedra; pp. 772.
10. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
11. Pozhylienکو WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmański District [In Russian]. Apatity, pp. 360.

4. CHARAKTERYSTYKA MELTEIGITÓW Z ZACHODNICH CHIBIN

4.1. Wstęp

Masyw Chibiński znajduje się w środkowej części Płw. Kola i jest to wczesnopaleozoiczna intruzja skał wysokoalkalicznych datowanych na wiek ok. 350 mln lat (Boruckij 1989, Mitrofanov 2000, Pozhylienکو 2002). Chibiny zbudowane są z alkalicznych skał zaliczanych do grupy sjenitów ułożonych w koncentryczne kręgi, które można pogrupować w 4 sekwencje: pierwsza zewnętrzna i druga wewnętrzna to okrag skał zbudowany z tzw. masywnych chibinitów, pomiędzy nimi występuje trzecia strefa zbudowana ze skał rudnych takich jak tytanitowe nefelinity oraz kakortokity. Wszystkie te skały pocięte są licznymi żyłami o charakterze nieco późniejszym (czwarta sekwencja) głównie o składzie trachitowym, alkaliczno-skaleniovym oraz alkaliczno-gabrowym (melteigity, ryc. 1, Huber, 2007, 2013, 2015a).



Ryc. 1. Fotografia Góry Wschodnia Pietierlusa z widocznymi żyłami melteigitów (czerwona strzałka).

4.2. Sposób przygotowania materiału do badań

W trakcie badań w terenie wykonano szereg pomiarów zapadania skał żyłowych, pobrano próbki skał wraz z dokumentacją fotograficzną. Z próbek tych po przywiezieniu zostały wykonane preparaty płytek cienkich, które następnie zostały poddane obserwacjom

z użyciem polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P. Próbkę te następnie zostały zbadane w skaningowym mikroskopie elektronowym Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania te przeprowadzono w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu im. Marii Curie-Skłodowskiej (UMCS). Następnie wyselekcjonowane próbki zostały poddane analizom XRD w Instytucie Chemii UMCS.

4.3. Wyniki

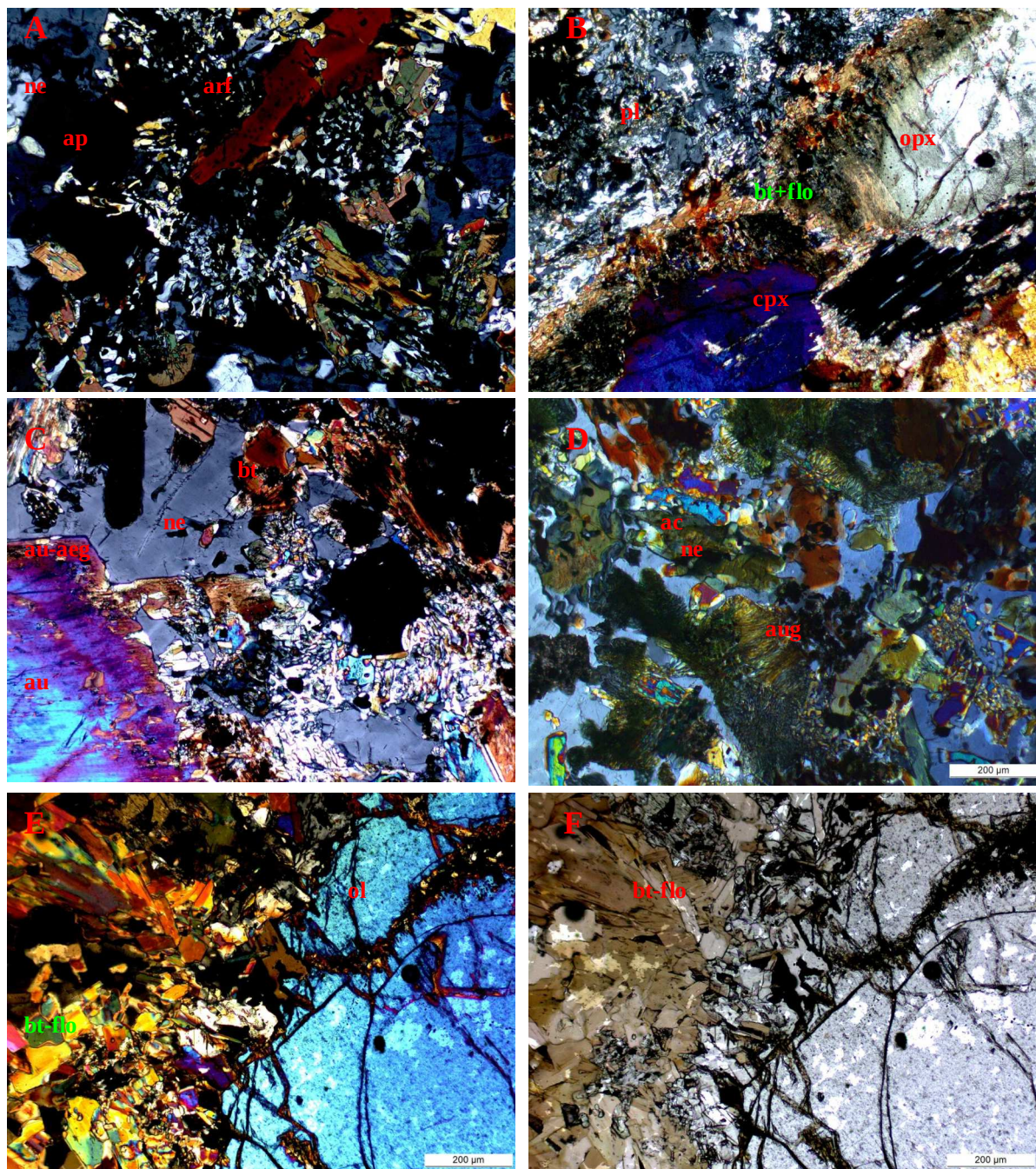
W górnej partii doliny Malaya Bielaya (znajdującej się w centralnej części Chibin) w stokach gór Pietierlusa oraz Tachtarvumchorr odsłaniają się licznie skały żyłowe w tym melteigity, których miąższość dochodzi tu niekiedy do 5 m. Stosunkowo dobrze widoczne są one także w przesmyku przełęczy Ramzaya, gdzie w wyniku procesów wietrzenia na założeniach tektonicznych są one dobrze wyeksponowane. Otaczające je masywne sjenity, to skały o barwie szarzielonej zbudowane z ortoklazu, egirynu eudialitu oraz tlenków żelaza i tytanu a także nefelinu. Posiadają one strukturę grubokrystaliczną, holokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną, rzadziej kierunkową (Huber 2013).



Ryc. 2. Zbliżenie stoku góry W Pietierlusa od południowego zachodu widocznymi żyłami melteigitów.

Tnące te skały melteigity tworzą żyły i dajki o szerokości dochodzącej do 3 a nawet 5 m. Makroskopowo są to skały ciemno-granatowo-szare, z widocznymi w tle skały piroksenami, szczególnie zaznaczając się w przypadku jej zwietrzałej powierzchni (ryc. 1, 2). Najwięcej tych żył pojawia się w okolicy granicy pomiędzy wewnętrzną a zewnętrzną strefą skał (ryc. 1). W skałach tych szczególnie na świeżych przełamach widoczne są otoczone koronami reakcyjnymi oliwiny.

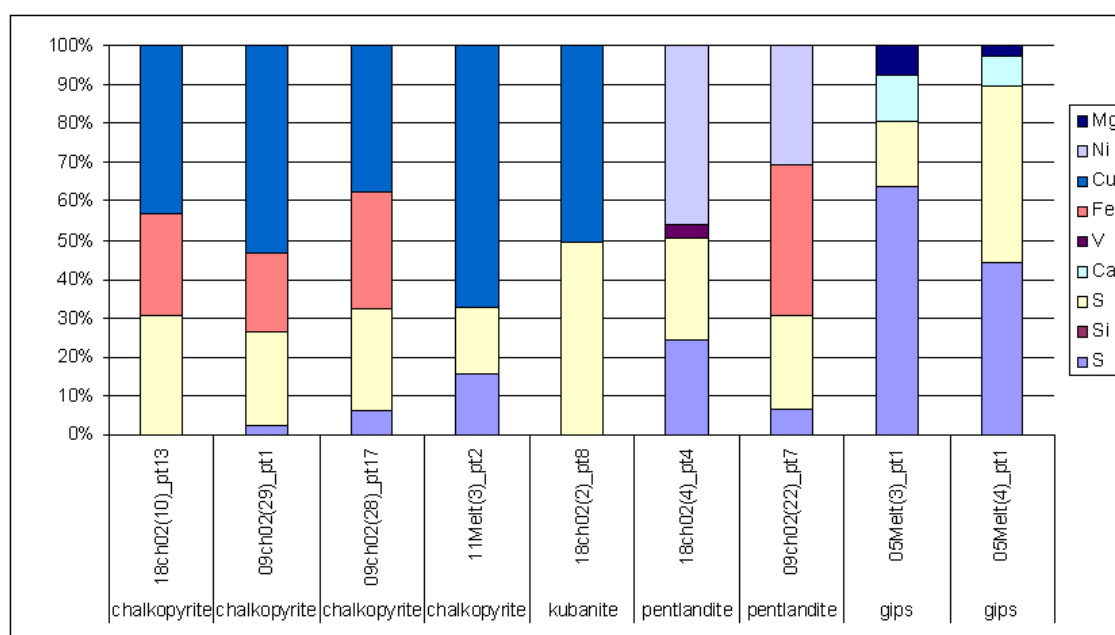
W obrazie mikroskopowym melteigity to utwory o strukturach średniokrystalicznych, teksturach masywnych, poikilitowych, porfirowatych. Minerale tworzące fenokryształy to augit (do 24% obj., do 57% wszystkich piroksenów, ryc. 3a-d), pomiędzy którymi znajdują się takie fazy jak arfvedsonit, aenigmatyt (nieprzekraczające 5% obj, ok. 2% minerałów femicznych, ryc. 3a-b).



Ryc. 3. Obrazy mikroskopowe typowych melteigitów: A - arfvedsonitu na tle apatyty i nefelinu, B - orto- i klino-piroksenów z koronami reakcyjnymi, C - egirynizacji augitu na tle nefelinu oraz lyszczyków, D - augit oraz egiryny na tle nefelinu, E, F - oliwiny z obwódkami korozyjnymi (płytki cienka, nikole skrzyżowane z wyjątkiem F, światło przechodzące).

W skale widoczne też są oliwiny oraz ortopirokseny (enstatyt) i klinopirokseny (diopsyd), które stanowią około 10% objętości w skale (ryc. 3a, e-f). Minerale te zwykle otoczone są obwódkami korozyjnymi (ich stan korozji jest różny, spotyka się bowiem kryształy o niewielkiej obwódce oraz same produkty końcowe o charakterystycznym skupieniu migdałowcowym). Obwódki korozyjne składają się z wysokożelazistego biotytu i flogopitu (ryc. 3e-f). W tle skały występuje egiryn oraz augit egirynowy (do 10% obj., ryc. 3a,d), apatyt (do 10% obj.), nefelin (do 15% obj., ryc. 3d), oraz ortoklaz (do 15% obj.) i plagioklasy (do 9% obj., ryc. 3a). Rzadziej spotyka się skały wykształcone w postaci piroksenitów z występującymi w nich tzw. piroksenowymi (augitowymi) słońcami (do 79% obj.).

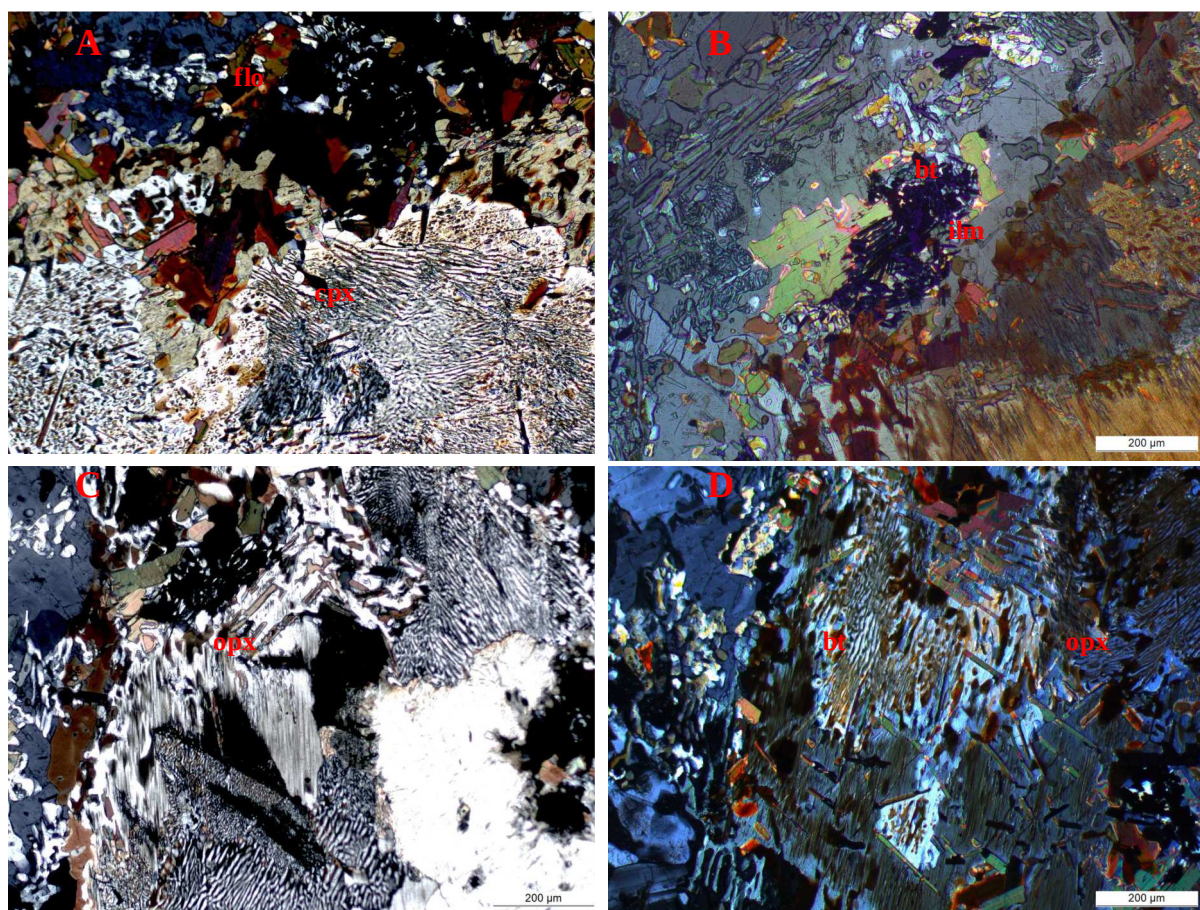
Częstym zjawiskiem jest przejście augitu w augit egirynowy i egiryn (ryc. 3c). W skałach tych dostrzeżono także chalkopiryt a także heikukit i kubanit (ryc. 4). W innych przypadkach dostrzeżono także pirit, oraz strefy rozpadowe pirytu i chalkopirytu do siarczanów (tab. 2). Żyły melteigitowe częściej występują w centralnych strefach Chibin, podczas gdy piroksenitowe w peryferyjnych. W jednej z prób, w niewielkich ilościach dostrzeżono także wtórny kwarc.



Ryc. 4. Wyniki analiz w mikroobszarze minerałów rudnych.

W skałach tych dostrzeżono robaczkowaty ilmenit, oraz ortopirokseny (augit, diopsyd), które tworzą struktury rozpadowe (ryc. 5a-d). Pirokseny zawarte w tych skałach wykazują kilka generacji. Najstarsza z nich wraz z oliwinami jest wyraźnie skorodowana, niekiedy nawet całkowicie ulega zanikowi. W tej grupie pojawiają się ortopirokseny (enstatyt, stwierdzony w badaniach w mikroobszarze) oraz forsteryt. Obok tych faz pojawia się diopsyd i augit, które też ulegają rozpadowi. Augit ulega egirynizacji, tworząc ciągłe przejścia, w których następuje fenityzacja. Tym procesom towarzyszą liczne wystąpienia pospinelowych struktur rozpadowych, charakterystycznych dla odmieszania składników w

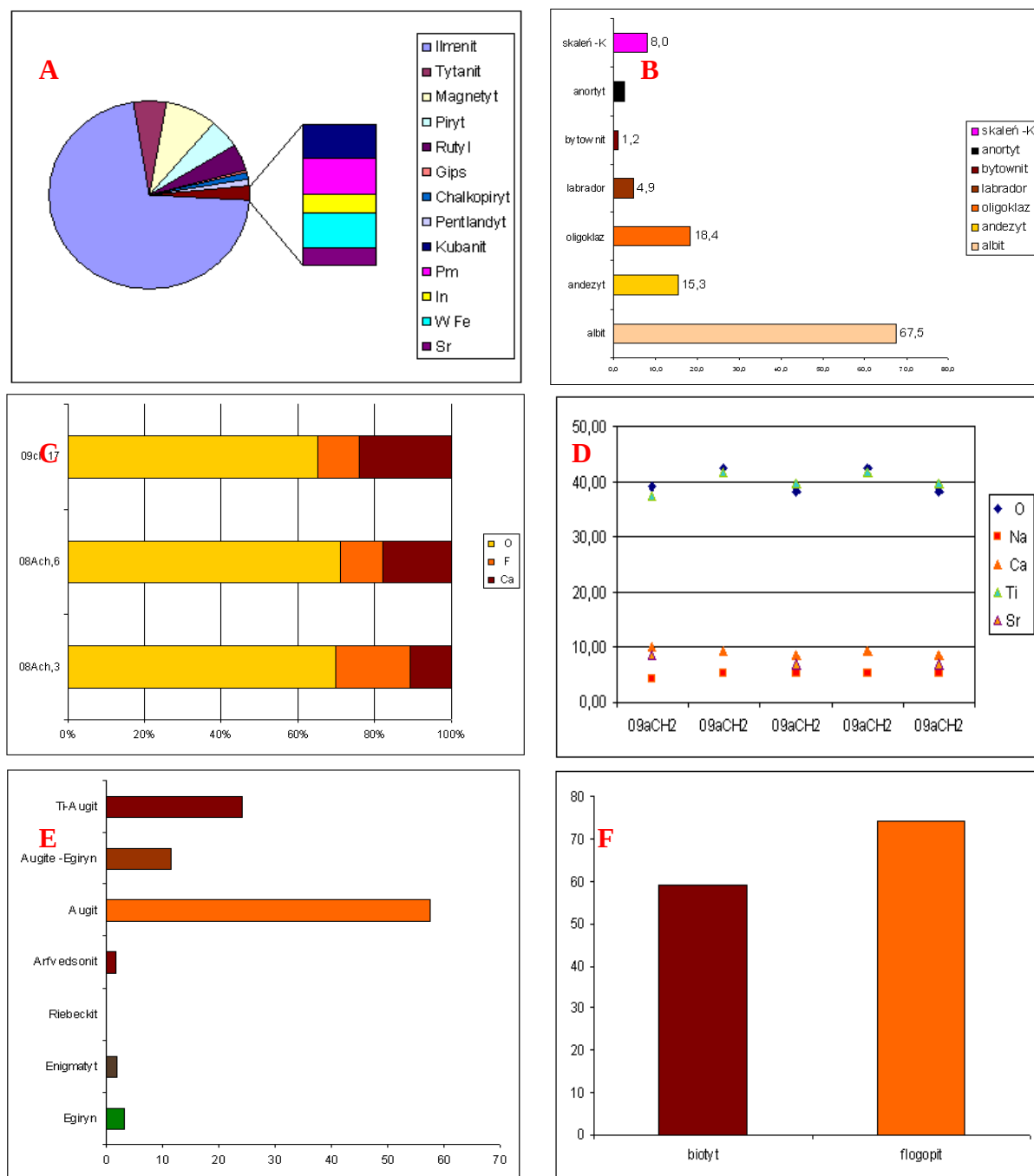
trakcie procesu ich rekrytalizacji. W efekcie zarówno pirokseny jak i ilmenit tworzą robaczkowate struktury przypominające fraktale. Struktury te dobrze są czytelne zarówno w mikroskopie optycznym jak i elektronowym. Wreszcie trzecia faza typowo związana z alkaliczną paragenezą to augit egirynowi oraz egiryn wraz z arfvedsonitem, aenigmatytem a także licznie pojawiające się nefeliny wypełniające przestrzenie pomiędzy tymi minerałami. W niektórych próbkach dostrzega się także obecność kwarcu.



Ryc. 5. Mikrofotografie struktur rozpadowych: A - z rozwijającą się koroną reakcyjną, B - struktura rozpadowa ilmenitu, C - odmiesznienie się faz w piroksenie, D - pirokseny na tle nefelinu (mikroskop polaryzacyjny, nikle skrzyżowane, A, C-D - światło przechodzące, B - odbite).

Badania w mikroobszarze zostały przeprowadzone w 17 wybranych próbkach melteigitów, gdzie wykonano 1351 analiz, które wykazały pewną zmienność badanych faz mineralnych. Przeanalizowane minerały to przede wszystkim rudne fazy, które w większości składają się z ilmenitu oraz tytanitu z domieszkami takich minerałów jak magnetyt, piryt, chalkopiryt, pentlandyt, chalkozyn, oraz inne domieszki takie jak inkluzje zawierające Pm, W, Sr (ryc. 6a, 7-11, tab. 1). Spośród skaleń dominuje albit i oligoklaz, które współwystępują w paragenezie z apatytem i nefelinem, natomiast w pewnej ilości występują także plagioklaz zasadowy (ryc. 6b, 17, 18).

Spośród minerałów femicznych zbadane oliwiny to głównie magnezowy forsteryt któremu towarzyszy enstatyt oraz diopsyd (ryc. 12). W kolejnych generacjach znajdują się wyżej opisane klino-piroskeny. W skałach tych dominuje faza augitu, która z egirynem i augitem tytanowym stanowi 80% (ryc. 14, 15) wszystkich minerałów femicznych (ryc. 6e). Z kolei w strefach korozyjnych dominują przede wszystkim biotyt z flogopitem (ryc. 6f, 16). W melteigitach dostrzeżono też kilka fluorytów, apatytów oraz loreznenitów, których skład chemiczny wykazuje liczne domieszki pierwiastków REE (ryc. 6d, 13).



Ryc. 6. Diagramy zestawiające wyniki analiz w mikroobszarze: A - występowanie minerałów rudnych, B - skaleni, C - charakterystyka fluorytu, D - loreznenitu, E - charakterystyka minerałów femicznych, oraz F - łyszczyków.

Zbadane apatyty to głównie chloro i fluoroapatyty z licznymi domieszkami różnych pierwiastków (ryc. 6b, 13). Minerale te posiadają często duże domieszki strontu oraz niekiedy W oraz Pm (ryc. 2). Apatyty te nie odbiegają składem chemicznym od tych faz, zbadanych dla sjenitów otaczających niniejsze skały (Huber 2013b).

Analizy ujęte tabelarycznie wykazują, iż analizowane minerały rudne wykazują silne powinowactwo z licznymi wtrąceniami. Dotyczy to zwłaszcza faz tytanu a zwłaszcza rutylu oraz ilmenitu. W rutylu stwierdzono liczne domieszki strontu, niobu i wolframu (ryc. 8), z kolei ilmenit prócz Nb, często posiada wtrącenia Ta, V, W (ryc. 10). Siarczki posiadają liczne domieszki metali kolorowych (np. V_2O_5) a z kolei apatyty posiadają domieszki W oraz Pm (tab. 1, ryc. 11).

Tabela 1. Wyniki szczegółowej analizy siarczków.

Minerał	Próbka	O	Si	S	Ti	V	Fe	Cu	Ni
piryt	09ch02(10)_pt1	15,1		27,05			51,87		
piryt	09ch02(10)_pt2	5,54		36,02			52,41		
piryt	09ch02(28)_pt22	13,10		31,29			40,56		
piryt	09ch02(28)_pt23	17,78		31,10			32,83		
piryt	09ch02(29)_pt3			38,82			56,25		
piryt	09ch02(29)_pt4	8,52	2,21	29,51			55,49		
piryt	09ch02(30)_pt4	2,32		24,34	3,76		28,68		
piryt	18ch02(1)_pt8			38,75			61,25		
piryt	18ch02(10)_pt1			39,53			59,54		
piryt	18ch02(10)_pt11			37,88			62,12		
piryt	18ch02(10)_pt14			40,21			59,79		
piryt	18ch02(10)_pt15			23,74		19,39	54,67		
piryt	18ch02(10)_pt24			42,33			57,67		
piryt	18ch02(10)_pt3			38,65			61,35		
piryt	18ch02(10)_pt4			36,50			63,50		
piryt	18ch02(11)_pt3			36,25			63,75		
piryt	18ch02(2)_pt16	15,67		26,15			58,18		
chalkopiryt	18ch02(10)_pt13			30,56			26,23	43,22	
chalkopiryt	09ch02(29)_pt1	1,99		22,34			18,77	48,93	
chalkopiryt	09ch02(28)_pt17	5,62		23,87			27,36	34,34	
chalkopiryt	11Melt(3)_pt2	11,22		12,27				48,27	
chalkozyn	18ch02(2)_pt8			45,93				47,30	
pentlandyt	18ch02(4)_pt4	23,57		25,46		3,39			44,91
pentlandyt	18ch02(10)_pt22	8,22		25,20			45,35		
pentlandyt	18ch02(10)_pt23	27,13			13,65		46,59		
pentlandyt	09ch02(22)_pt7	6,19		22,49			36,03		28,61

Tabela 2. Wyniki szczegółowej analizy apatytów

Próbka	O	F	P	Cl	Ca	Sr	W	Pm
11ch03(2)_pt5	33,14	3,07	10,48		26,71		26,61	
11ch03(2)_pt6	35,53	4,64	10,64		31,20	18,00		
11ch03(2)_pt7	34,03	4,10	17,24		44,63			
11ch03(2)_pt8	32,84	2,35	12,87		29,70	22,24		
11ch03(2)_pt13	38,41	2,92	18,20		40,46			
18ch02(1)_pt27	40,53		17,36		42,11			
18ch02(1)_pt28	45,67		6,51	5,17	27,82	8,85		4,34
09ch02(30)_pt5	43,67	0,40	4,97		13,20			
09ch02(2)_pt3	37,23	2,76	17,16		41,65			
09ch02(4)_pt9	37,92	5,02	16,74		37,69			
09ch02(4)_pt15	35,45	0,44	18,49		38,47			
09ach02(11)_pt1	37,53	4,89	15,44		34,84		5,67	
09ach02(12)_pt23	41,51	4,60	15,03		37,30			
09ach02(7)_pt11	38,18	3,99	15,69		33,83		6,44	
09ach02(10)_pt13	36,87	4,84	15,24		35,07		6,62	
09ach02(10)_pt6	42,28	5,33	13,31		37,36			
09ach02(10)_pt13	36,87	4,84	15,24		35,07		6,62	
09ach02(14)_pt1	39,03	5,34	14,42		33,92		5,21	
09ach02(14)_pt2	37,08	5,38	15,55		32,39		8,31	
09ach02(8)_pt2		39,47	13,74		35,45		6,90	
09ach02(8)_pt3		37,94	14,32		34,48		6,71	
09ach02(8)_pt4		36,66	15,24		36,12		4,75	
09ach02(8)_pt5		36,93	14,01		37,28		5,68	
09ch02(5)_pt31	38,08	4,00	17,03		38,03			
09ch02(5)_pt34	45,36	6,35	4,89		13,72			
15bMelt(1)_pt7	47,86	4,52	11,05		25,42			

4.4. Dyskusja

Zbadane melteigity stanowią klucz do zrozumienia skomplikowanej budowy masywu Chibińskiego, stanowią bowiem jedna z ostatnich tworzących się utworów w tym masywie choć zawierają składniki magmy pierwotnej. Współwystępujące paragenezy mineralne wykazują dość dużą ewolucję, jaką przeszedł materiał w którego utworzyły się melteigity. Najbardziej pierwotna z nich, zbudowana z piroksenów oraz oliwinów wraz ze spinelami prawdopodobnie miała charakter ultrabazytowy i mogła pochodzić z głębokich warstw Ziemi, może nawet z płaszcza, gdyż intruzja Chibińska podobnie jak szereg innych na Kola intruzji paleozoicznych ma ścisły związek z plama gorąca (Arzamatssev i in 1993). Za tą hipotezą może świadczyć fakt iż w wyniku mikroanaliz stwierdzono z dużym prawdopodobieństwem istnienie perovskitu w niniejszych skałach o czym świadczy ryc. 19 (w załączniku). Niewykluczone, iż struktury rozpadowe stwierdzone w piroksenach oraz

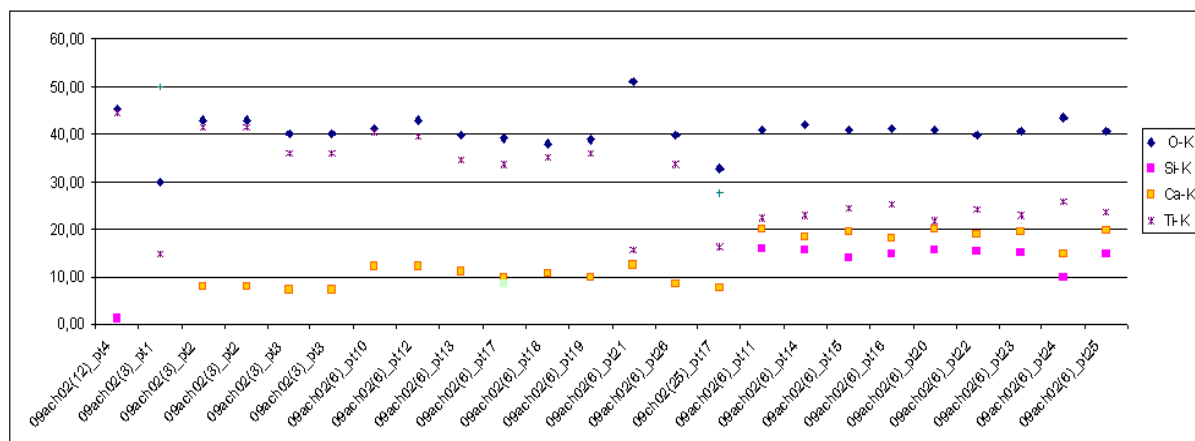
minerałach rudnych mogą też świadczyć o resztkowym charakterze magmy pierwotnej, która została wciśnięta w rozłamy skalne Chibin już jako przechłodzony roztwór.

Kolejne paragenezy związane są już z modyfikacją pierwotnego składu chemicznego magmy na skutek jej kontaktu z otoczeniem. Świadczą o tym zarówno korozja faz pierwotnych, oraz pojawienie się faz charakterystycznych dla skał otoczenia takich jak egiryn, nefelin, apatyt oraz widoczna fenityzacja piroksenów (augitu). Przykład zachowanej fenityzacji oraz koron reakcyjnych świadczy o stopniowej zmianie otoczenia i mieszaniu się składników alkalicznych w nie do końca skryształizowanym roztworze, które musiało mieć miejsce w trakcie jego migracji oraz iniekcji. Kontakt tych żył i dajek ze skałami otoczenia jest przeważnie ostry, co może oznaczać, iż prawdopodobnie doszło do tych zmian znacznie wcześniej, jeszcze zanim one znalazły się na obecnym miejscu. Prawdopodobnie też już wtedy doszło do korozji i zmian wtórnych w pierwszych fazach mineralnych gdyż tylko tak można by tłumaczyć fakt, iż temperatura intrudujących skał żyłowych nie mogła zbyt oddziaływać na skały otoczenia. Być może jest to oznaka warstwowania się intruzji w ognisku magmowym oraz przykład drobnych iniekcji resztkowych pierwotnych magm, które uległy modyfikacji w otoczeniu alkalicznym. Podczas ruchów tektonicznych warstwy zdyferencjonowanego kumulatu zostały częściowo wtrącone w skały sjenitowe, gdzie doszło do ponownego ich reagowania na skutek zmian chemizmu oraz procesów korozji. Musiał być to jednak proces poprzedzający ostateczne uformowanie się Chibin gdyż proces ten przyczynił się zarówno do korozji i rozpadu w tych skałach składników pierwotnych jak i wciśnięcia się ich w rozłamy tektoniczne Chibin, o czym świadczy forma występowania tych skał.

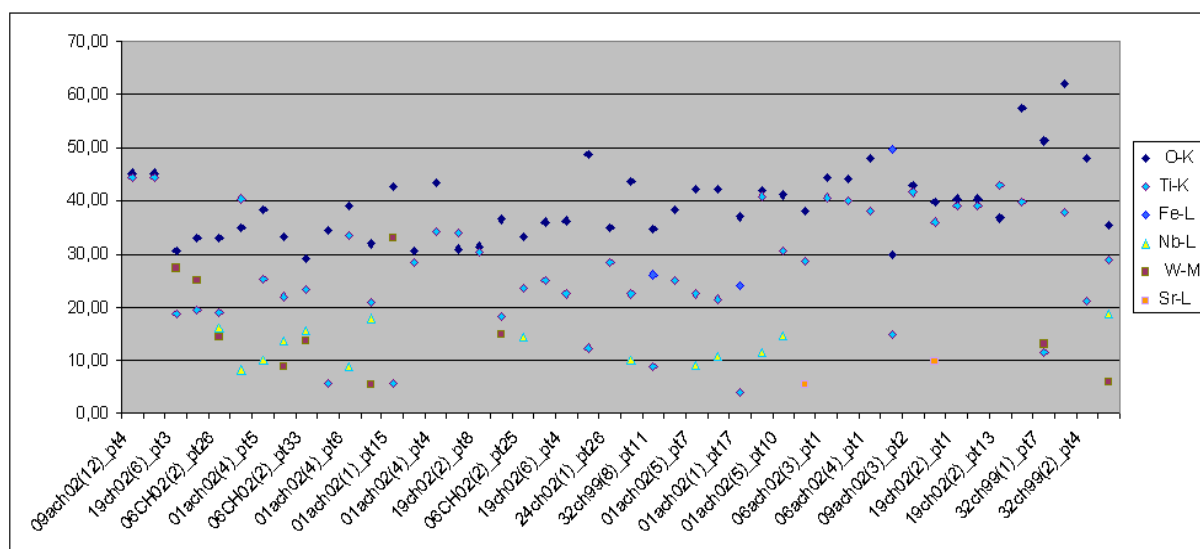
4.5. Konkluzje

Przeanalizowane skały melteigitowe stanowią wyjątkowy typ skał. Zostały one umiejscowione w strefie głębokich tektonicznych rozłamów powstałych w trakcie ektogenezy Chibińskiej intruzji. Geneza tych skał stanowi klucz zrozumienia właściwych związków pomiędzy głębokimi fluidami z płaszcza Ziemi a otaczającymi skałami sjenitowymi. Ich związek z głębokimi warstwami Ziemi jest ściśle związany z asocjacją ortopiroksenowo-oliwinowo-perovskitową. Późniejsze procesy spowodowały korozję tych minerałów oraz fenityzację skały, poprzez kontaminację z otaczającymi sjenitami. Proces ten miał miejsce w czasie, gdy skały te intrudowały w otoczenie sjenitów, prawdopodobnie w wyniku dźwigania Chibin.

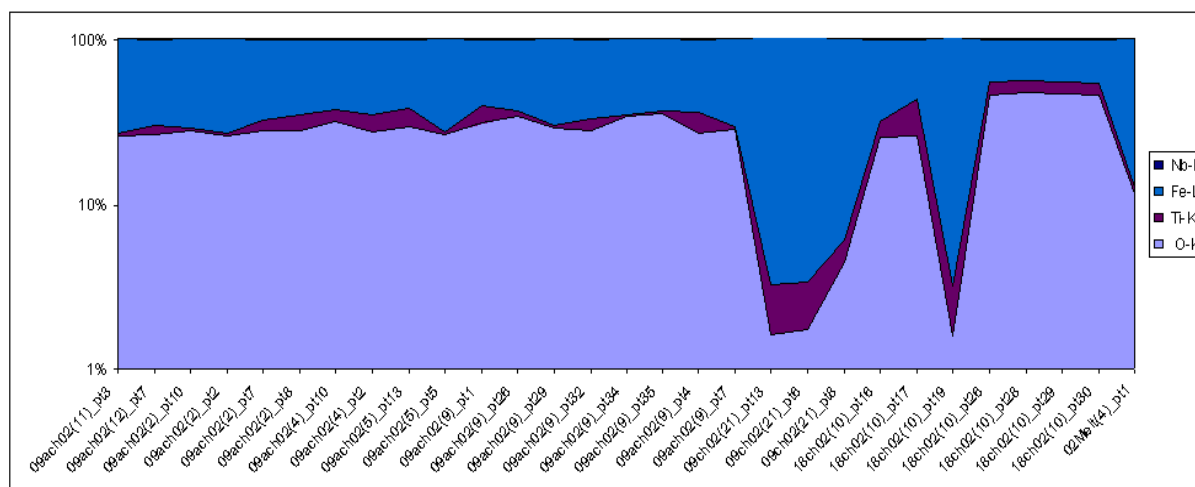
Załącznik szczegółowych danych



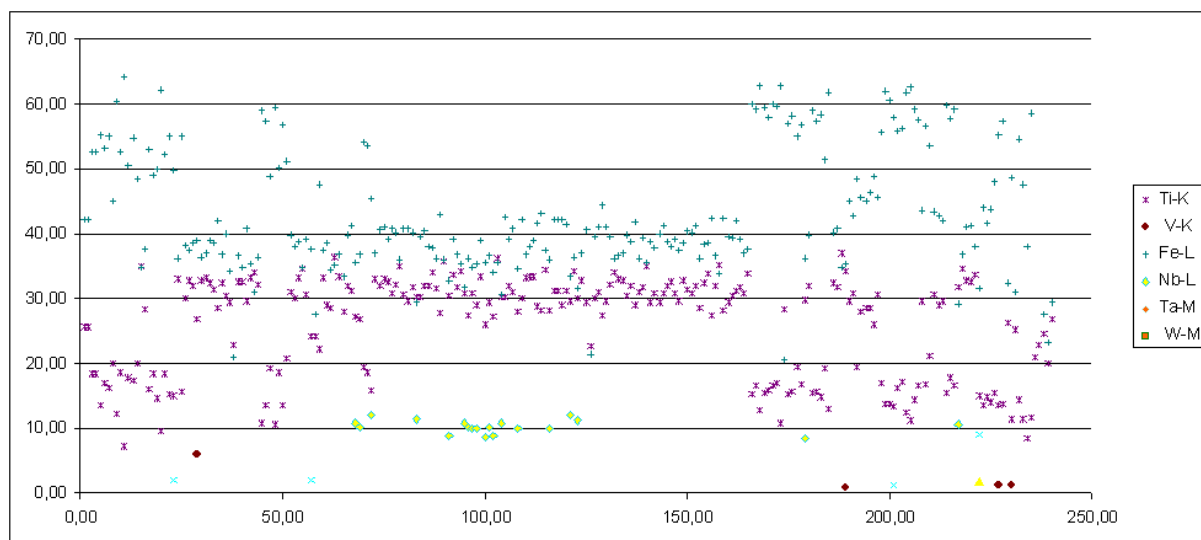
Ryc. 7. Wykres składu chemicznego tytanitu.



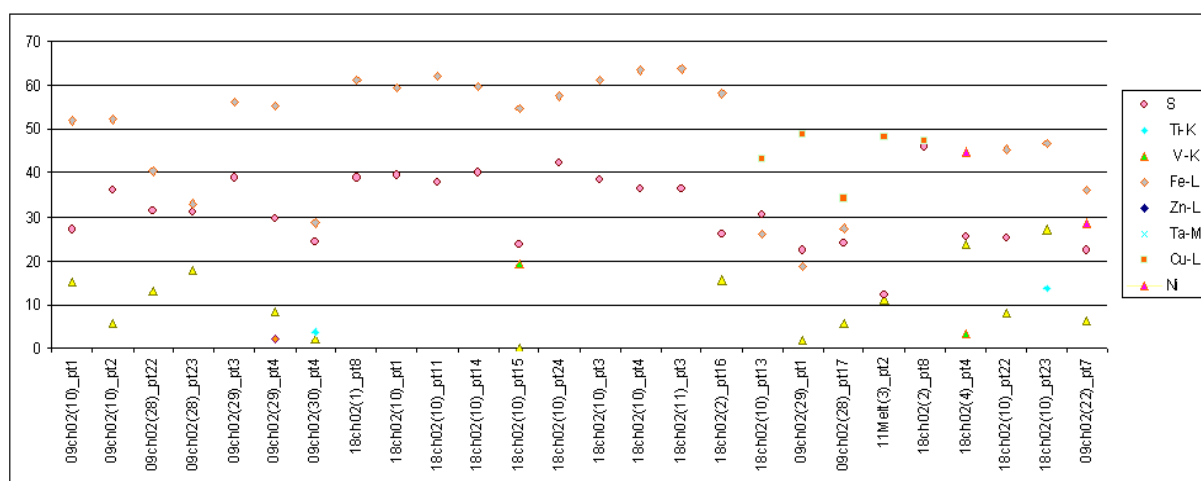
Ryc. 8. Wykres składu chemicznego rutylu.



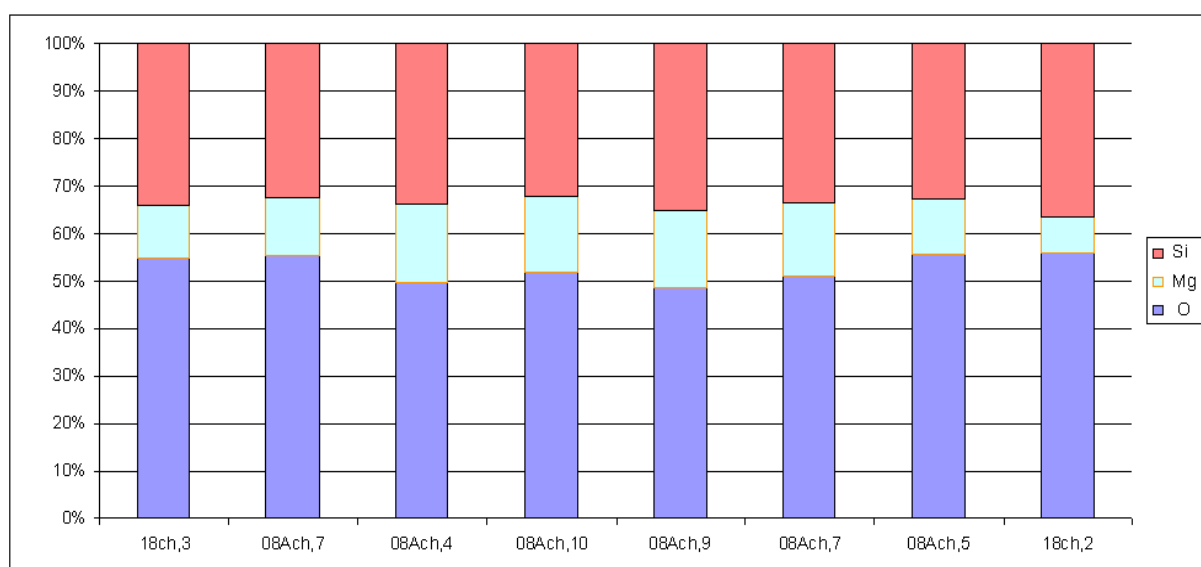
Ryc. 9. Wykres składu chemicznego magnetytu.



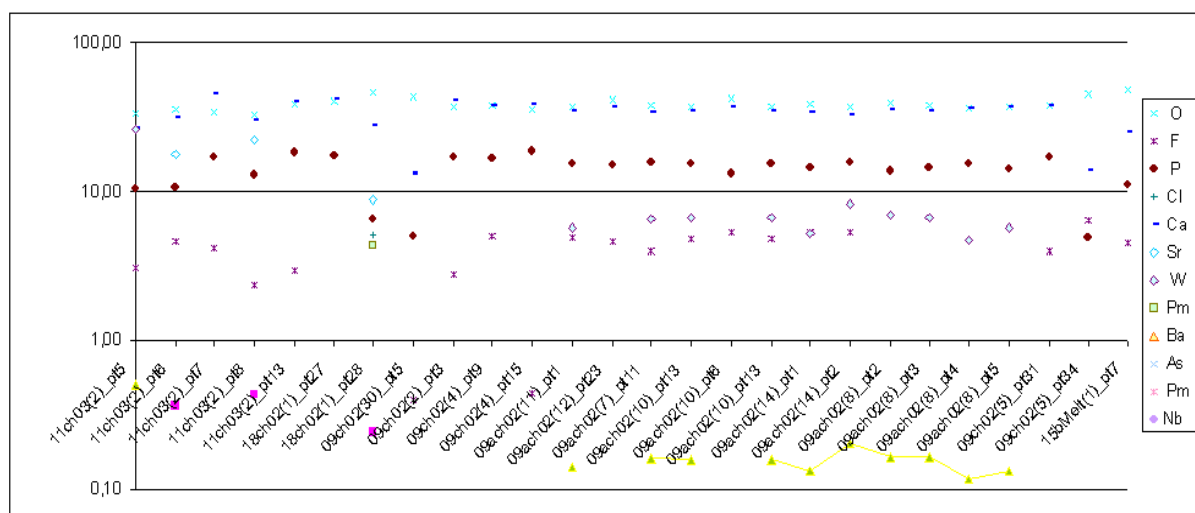
Ryc. 10. Wykres składu chemicznego ilmenitu.



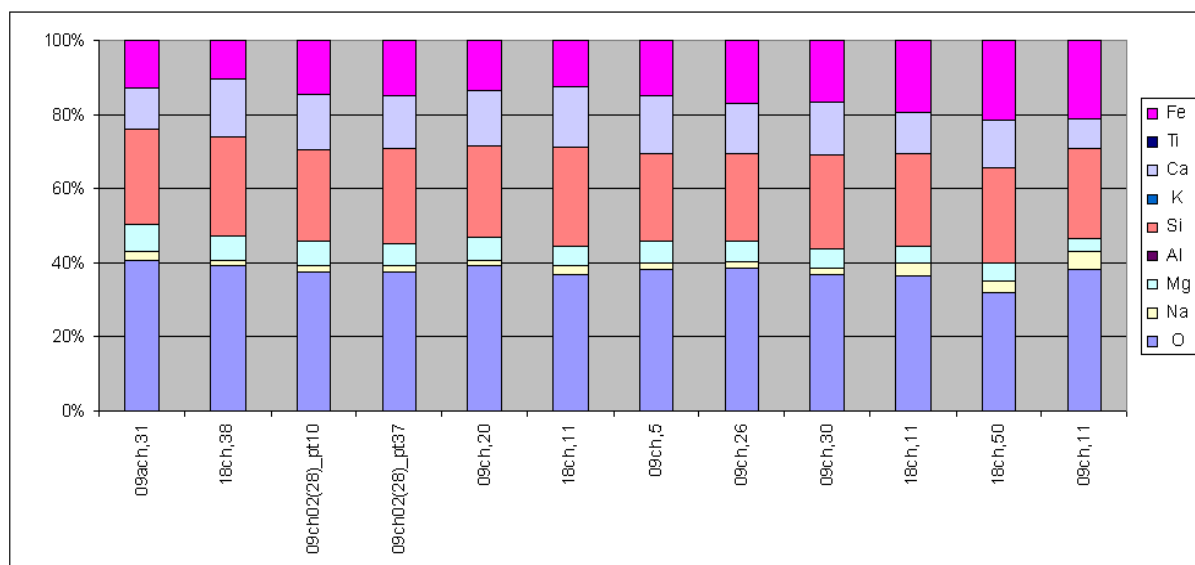
Ryc. 11. Wykres składu chemicznego siarczków.



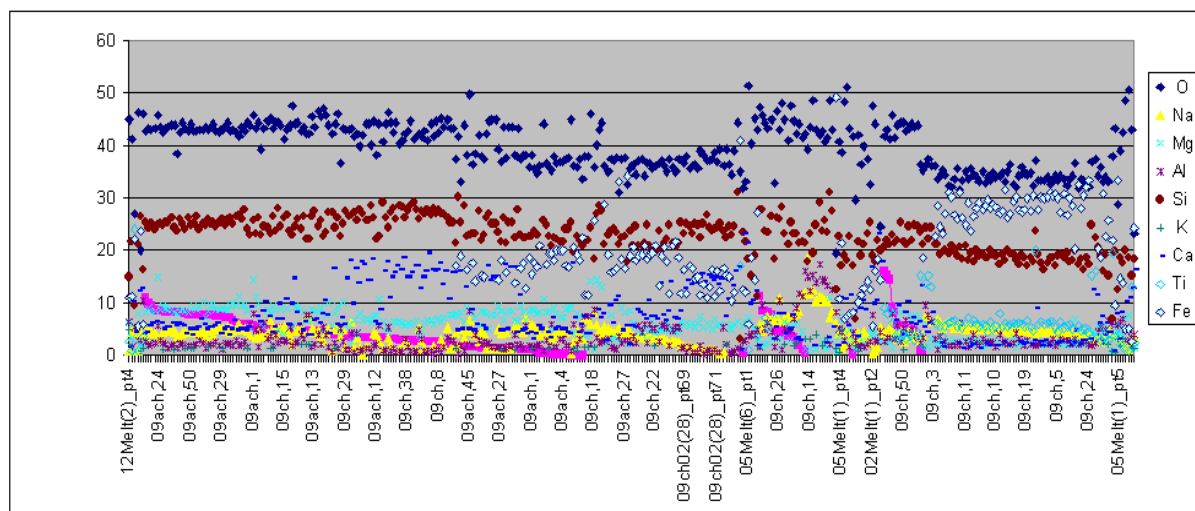
Ryc. 12. Wykres składu chemicznego oliwinów.



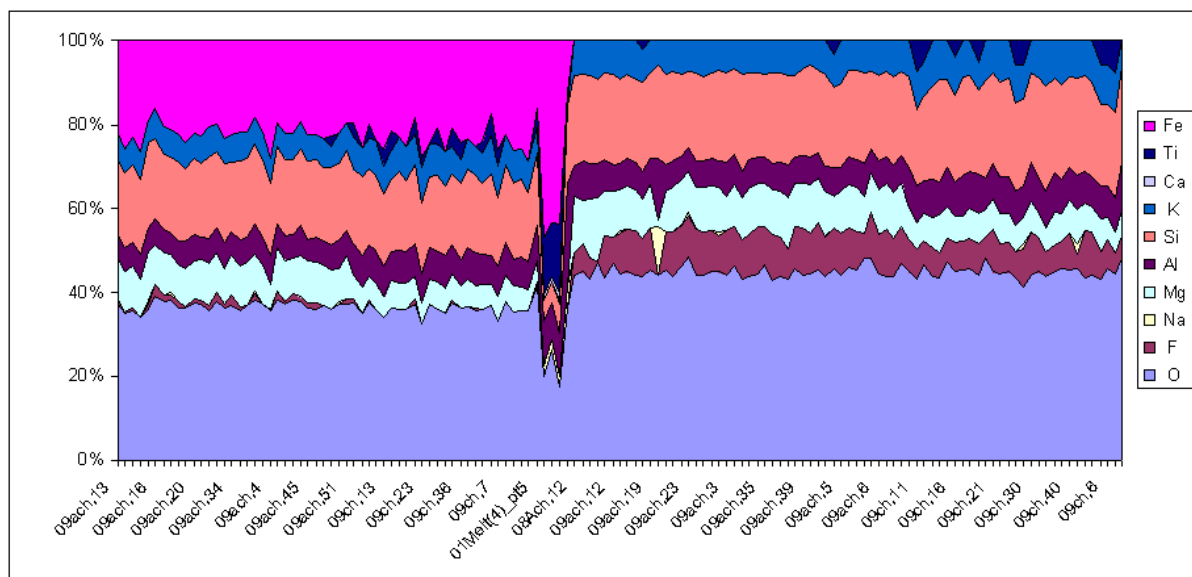
Ryc. 13. Wykres składu chemicznego apatytu.



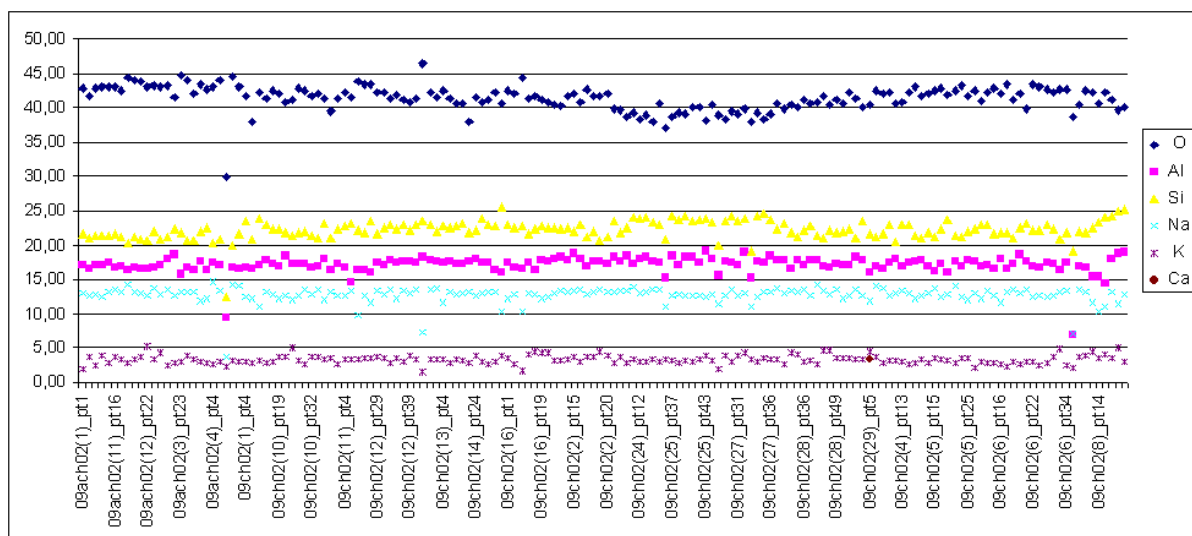
Ryc. 14. Wykres składu chemicznego egirynu.



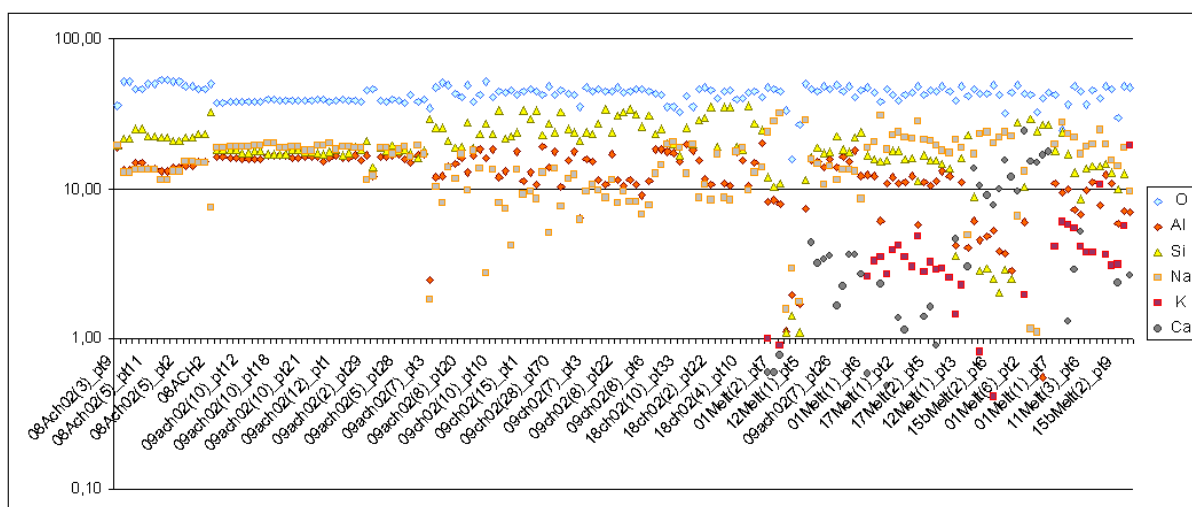
Ryc. 15. Wykres składu chemicznego augitu.



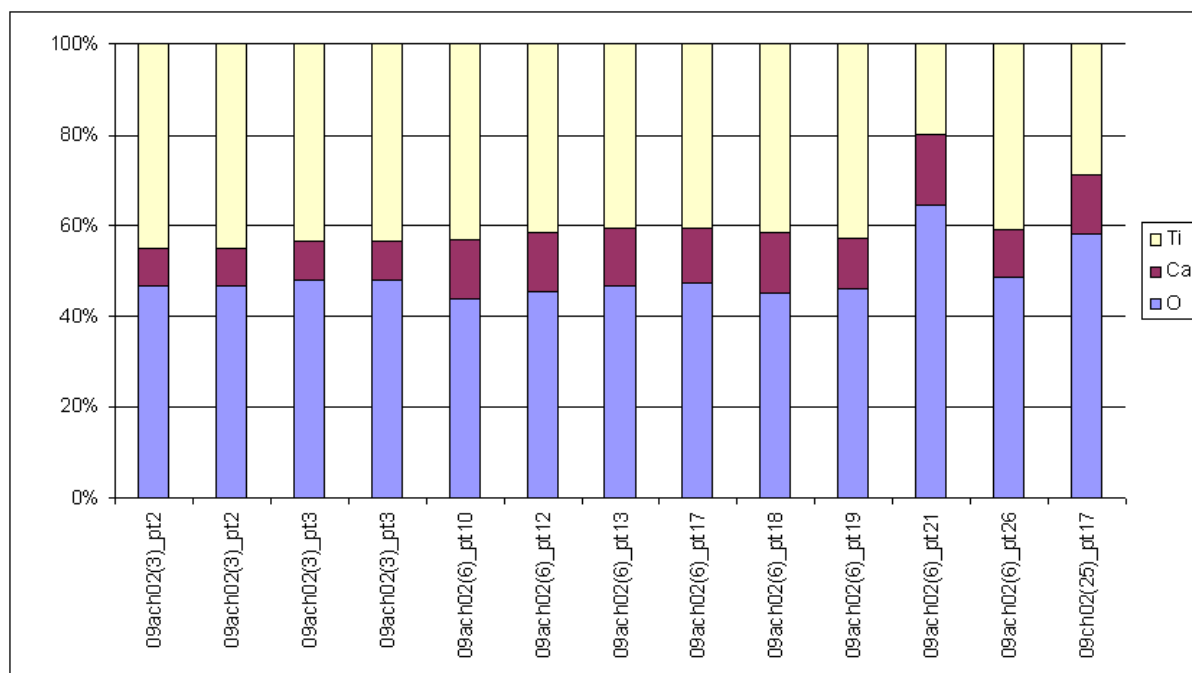
Ryc. 16. Wykres składu chemicznego biotyt/flogopitu.



Ryc. 17. Wykres składu chemicznego nefelinu.



Ryc. 18. Wykres składu chemicznego plagioklazów /skaleni potasowych.



Ryc. 19. Skład chemiczny perowskitu uzyskany za pomocą badań w mikroobszarze.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. pp. 226, London, Chapman & Hall.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian]. pp. 214, Nauka Publ.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 3(1): E1-E11.
6. Huber M. 2015a. Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 82-99.
7. Huber M. 2015b. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81.
8. 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. Lithos. 30: 33-44.
9. Kukharensky AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskeya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. pp. 772. Moscow, Nedra Publ.
10. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
11. Pozhyliencko WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District [In Russian], pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

5. MINERALOGIA SKAŁ MASYWU CHIBIŃSKIEGO

5.1. Wstęp

Masyw Chibiński jest intruzją centralną skał wysokoalkalicznych (Boruckij 1989, Mitrofanof 2000, Pozhylienکو i in. 2002, Huber 2013, 2015a). W jego skład wchodzi skały sjenitowe, które zbudowane są z minerałów skałotwórczych takich, jak skalenie, apatyt, nefelin, oraz minerały femiczne, reprezentowane przez pirokseny. Towarzyszą im liczne minerały akcesoryczne takie jak eudialit oraz minerały rudne takie jak tytanit, ilmenit, magnetyt. Minerały te zostały mają szczególne znaczenie gdyż w obrębie masywu Chibińskiego znajdują się nagromadzenia złożowe rud fosforu, tytanu i glinu, eksploatowane w celach przemysłowych.

5.2. Sposób przygotowania materiału do badań

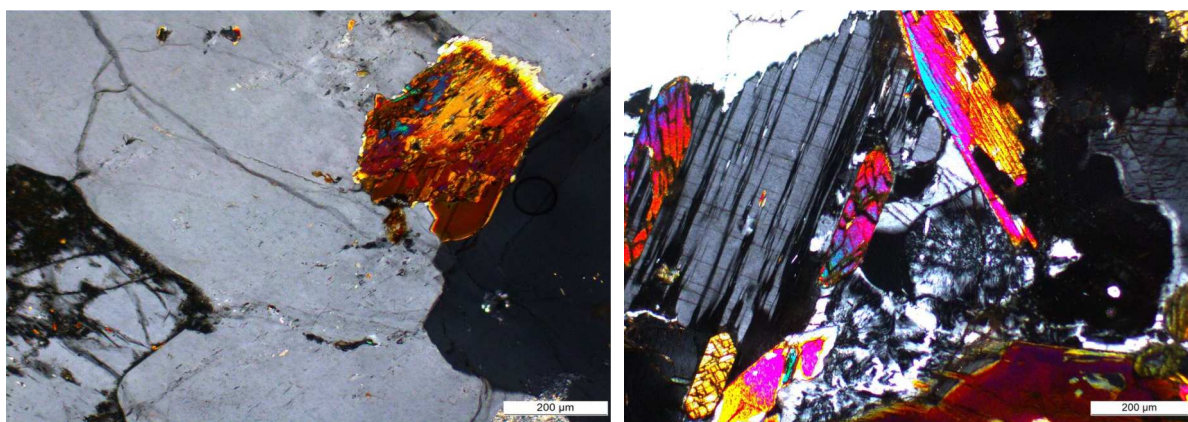
Próbki do badań zostały pobrane w kilku rejonach Chibin. W zachodniej części masywu w rejonie zbocza góry Wschodnia Pietierliusa, a także w Cyrku lodowcowym w południowej cz. doliny Malaya Bielaya, jak i z rumoszu w dalszej jej części. W strefie złożowej Chibin próbki pobrano z kamieniołomu Centralnyi Rudnik, oraz na południowych zboczach góry Juksporr. W centralnej części masywu pobrano próbki z okolic wzgórza Kukisvumchorr. W Próbki skał zostały poddane badaniom mikroskopowym w świetle przechodzącym polaryzacyjnego odbitym z wykorzystaniem polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P.

5.3. Rezultaty

Generalnie odsłonięcia w zachodnich Chibinach zbudowane są masywnych sjenitów -chibinitów. Różne odmiany nefelinowych sjenitów, osiągają 83,8% udziału wszystkich typów skał występujących w Chibinach (Kogarko i in. 1995, Kramm i in. 1993, Kukhareńko i in. 1965). Sjenity te to wysoko alkaliczne odmiany o strukturze grubokrystalicznej, zbudowane głównie ze: skaleń alkaicznych (ortoklaz, mikroklin) plagioklazów, z apatytem nefelinem, eudialitem, egirynem (także akmitem) oraz minerałami rudnymi (ilmenit, tytanit, magnetyt), niekiedy minerałom tym towarzyszą astrofyllit, arfvedsonit, lorenzenit, i inne minerały bogate w pierwiastki ziem rzadkich. W środkowej części Chibin znajdują się biotytowo-arfvedsonitowe fojaity zbudowane z wyżej wymienionych minerałów, różniących się jedynie proporcjami. Skały te przecinają żyły, których skład może odbiegać od wyżej wymienionych, a także ciała rudne, w których nagromadzenie tytanitów może przekroczyć 50% obj. skały (Arzamastsev 1994, Arzamastsev i in. 2008, Huber 2013, 2015a).

5.3.1. Skalenie

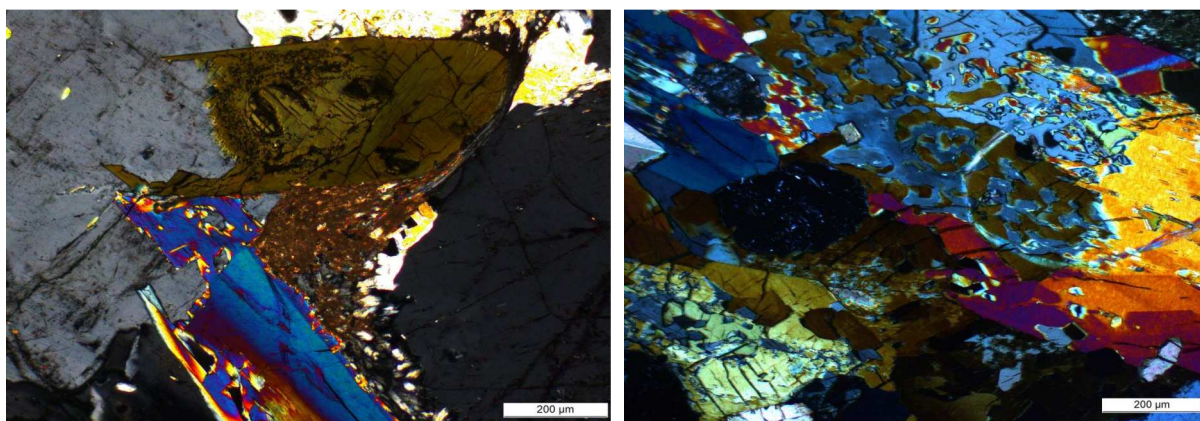
Zbadane skalenie reprezentowane są głównie przez ortoklaz (ryc. 1), który często posiada zbliżeniaczeni wg. prawa Karlsbadzkiego. Tworzy tabliczki, niekiedy wydłużone w skałach, przyczyniając się do powstawania struktur pseudoofitowych. W niektórych przypadkach występuje też mikroklin wyróżniający się w obrazie mikroskopowym charakterystyczną siateczką spękań. Obok skalenia potasowego pojawiają się kryształy plagioklazów. Najczęściej jest to kwaśny plagioklaz-albit, który tworzy polisyntetycznie zbliżniaczone agregaty (ryc. 1). Niekiedy w skałach pojawiają się też plagioklasy bardziej zasobne w wapń, jednak te zwykle stanowią niewielką ilość widoczną głównie w niektórych skałach żyłowych (np. melteigitach).



Ryc. 1. Mikrofotografie ortoklazu oraz plagioklazów na tle sjenitów z Chibin.

5.3.2. Apatyt i nefelin

W płytkach cienkich kryształy apatytyu niekiedy posiadają formy zbliżone do własnokształtnych, choć nie jest to reguła w badanych skałach. Najczęściej można dostrzec heksagonalne słupki tego minerału, zniekształcone od sposobu cięcia skały (ryc. 2). Obok apatytyu stosunkowo często w skałach spotyka się nefelin.

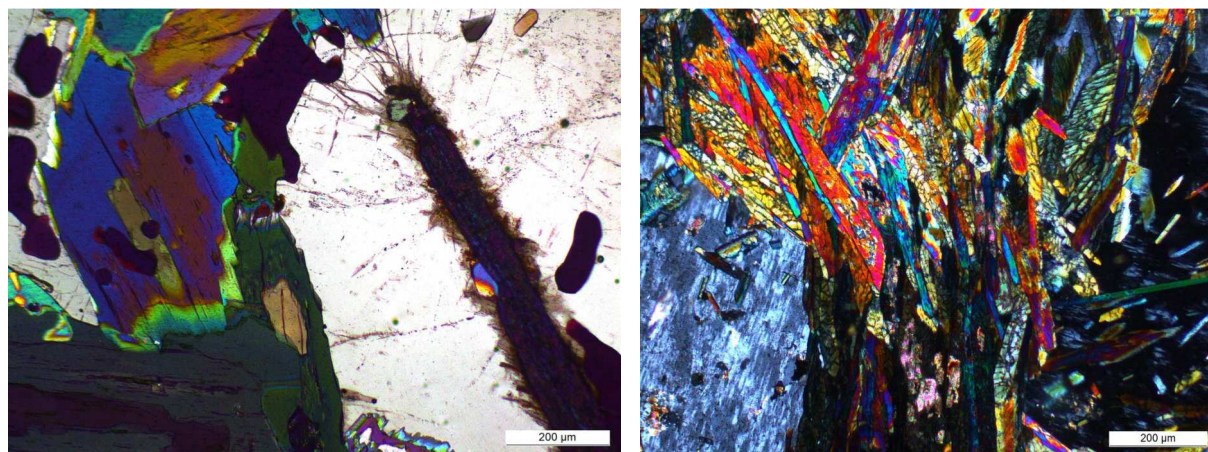


Ryc. 2. Mikrofotografie nefelinu i apatyty w chibińskich sjenitach.

Kryształy nefelinu posiadają w omawianych skałach zwykle charakter kostkowy, niekiedy wypełnione są licznymi wrostkami egirynu. W wielu przypadkach w płycie cienkiej widoczne są liczne odmieszania nefelinu z kalsilem tworzące eoleolity. Niektóre osobniki wykazują słabą łupliwość widoczną w orientacji (1010) i (0001).

5.3.3. Egiryn

Kryształy egirynu w formie akmitu (ryc. 3) posiadają makroskopowo barwę zieloną, zbudowane są z wielu polisyntetycznie zbliżniaczonych i spłasnionych igiełek wzdłuż (100). Płytce cienkiej wykazują silny pleochroizm w barwach żywozielonych, słomkowych (γ), niekiedy lekko brunatnych (α). Razem z akmitem współwystępuje egiryn, tworzący kryształy niekiedy dochodzące do pół metra wielkości jednak najczęściej wielkości kilku milimetrów. Makroskopowo kryształy te posiadają barwę czarną, w płycie cienkiej wyraźny pleochroizm w barwach ciemnozielonych (α), słomkowych (β), niekiedy przechodzących w bladożółty (γ). Kryształy te zwykle krystalizują w interstycjach pomiędzy minerałami leukokratycznymi tworząc dobrze widoczną makroskopowo osnowę skały. W wielu przypadkach widoczna jest też egirynizacja augitów, objawiająca się w płytkach cienkich w postaci narośniętej obwódki, często o charakterze wielo fazowym w szeregu augit(augit tytanowy)-augit egirynowy-egiryn. Wiele tych kryształów posiada liczne wrostki zarówno minerałów jasnych (plagioklazów, nefelinu) jak i ciemnych (licznie współwystępujący ilmenit, tytanit).

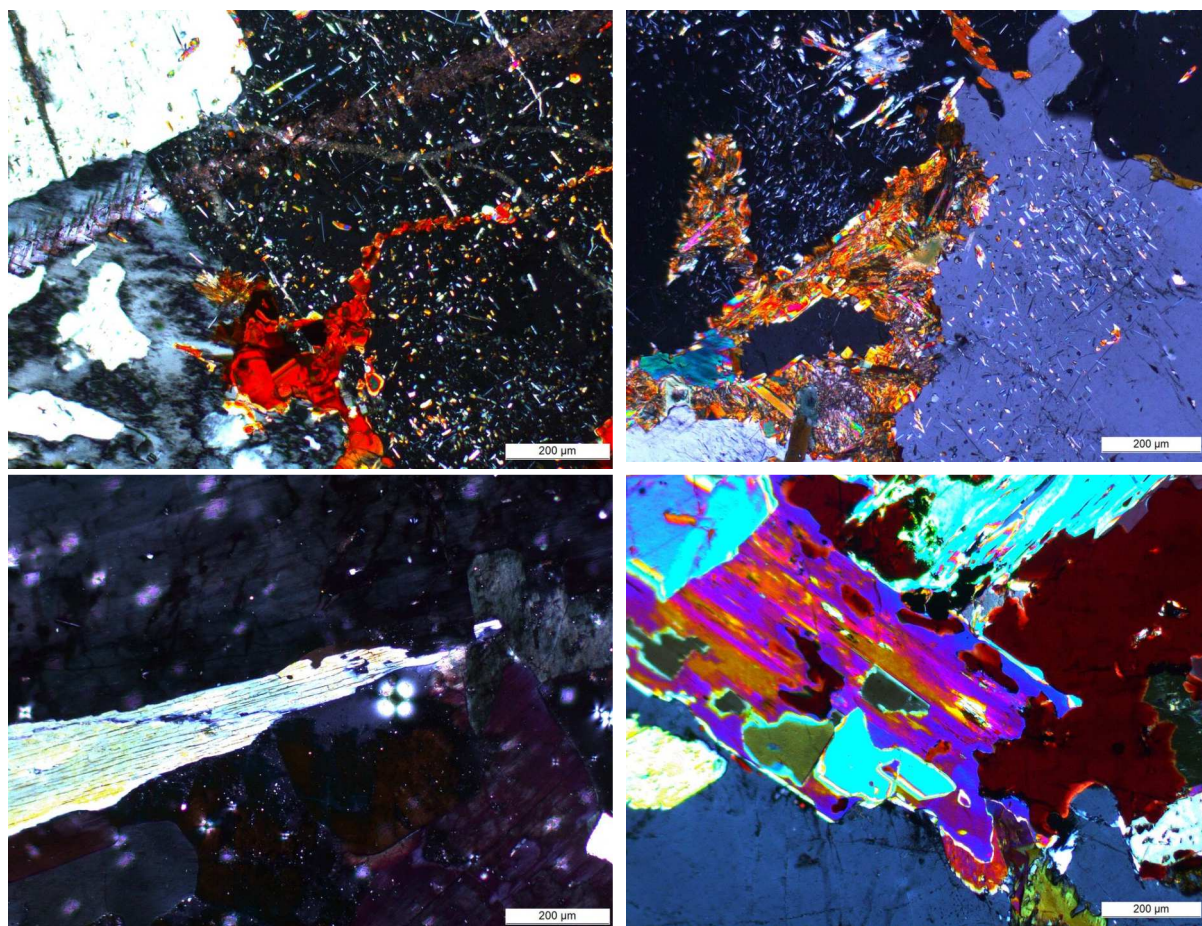


Ryc. 3. Mikrofotografie egirynu i akmitu z chibińskich sjenitów.

Zdarzają się także diablasytyczne przerosty jednej fazy w drugą. W strefach wietrzennych pojawiają się licznie występujące tlenki i wodorotlenki żelaza w postaci wypełnień hematytowo-limonitowych. Minerały te obecne są we wszystkich omawianych typach skał a szczególnie często spotykany jest w tingwaitach tworząc liczne struktury makroskopowo widoczne w zagłędach tych utworów. Minerałom tym towarzyszą czasem riebeckit, arfvedsonit, enigmatyt, biotyt, flogopit.

5.3.4. Eudialit i arfvedsonit, enigmatyt, riebeckit i inne

W omawianych skałach z Chibin eudialit zwykle tworzy kryształy kseromorficzne, rzadziej automorficzne (np. w niektórych skałach żyłowych), niekiedy wykazujące budowę zonalną, sektorową. Makroskopowo eudialit posiada zabarwienie wiśniowo-czerwone, często zmętniałe od licznych wrostków minerałów femicznych w swej objętości. Kryształy te w płytce cienkiej eudialit z Chibin raczej jest bezbarwny. Krystalizuje najczęściej pomiędzy minerałami leukokratycznymi takimi jak apatyt, nefelin, skalenie (ryc. 4). Obok eudialitu pojawiają się w skałach z Chibin liczne minerały femiczne towarzyszące egirynowym. Są to słupki arfvedsonitu i enigmatytu oraz riebeckitu a także biotyt i flogopit. Arfvedsonit wykazuje łupliwość doskonałą wg (110) dobrze widoczna w płytce cienkiej. Barwy pleochroiczne arfvedsonitu są ciemnoniebieskie (α), lawendowo-brunatnożółty (β), niebieskoszary (γ). Towarzyszy on zwykle egirynowym oraz innym piroksenom (ryc. 4).



Ryc. 4. Mikrofotografie typowych kryształów eudialitu - a, b, enigmatytu - c oraz arfvedsonitu - d. Ponadto w fotografii b widoczne są kryształy biotytu, flogopitu i riebeckitu.

Enigmatyt tworzy kryształy słupkowe często kseromorficzne względem pozostałych piroksenów (zwłaszcza augitu i augitu egirynowego). W płytce cienkiej jest prawie czarny, słabo przeświecający w barwach brunatnych. Kryształy te wykazują podobnie jak

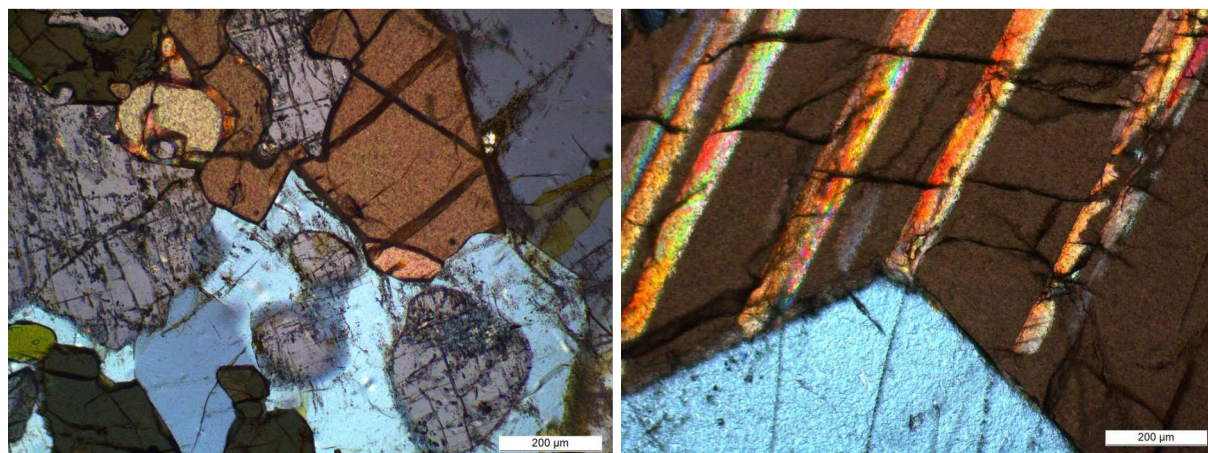
arfvedsonit łupliwość zgodnie z (010). Obok tych minerałów w skałach sjenitowych pojawia się riebeckit tworzący słupki z typowa dla amfibolit łupliwością pod kątem 120° . W płycie cienkiej kryształy riebeckitu krystalizują w sąsiedztwie piroksenów (egirynu) a niekiedy i łuszczyków (biotyt, flogopitu) posiadając wyraźny pleochroizm w barwach niebieskawo-zielonych (β) po brunatno-żółte (γ). Wśród tych minerałów niekiedy w sjenitach z Chibin można dostrzec bardzo ładne słupkowo wykształcone złoto-żółto-brązowe kryształy astrofyllitu. Kryształy te niekiedy mogą dochodzić do kilku cm wielkości czasem tworząc charakterystyczne snopkowate i promieniste struktury zwane astrofyllitowymi słońcami. W płycie cienkiej kryształy te posiadają wyraźny pleochroizm w barwach złoto-żółtych (α) do brunatnych (β). W niektórych fojaitach oraz skałach żyłowych (np. melteigitach) widoczne są liczne agregaty biotytoto-flogopitowe. Biotyt w płycie cienkiej tworzy blaszkowe agregaty o silnym pleochroizmie w barwach brunatnozielonych (α) i ciemnobrunatnych (γ). Niekiedy zwiększona ilość tytanu powoduje, iż biotyt ten uzyskuje barwy czerwono-brunatne. Towarzyszy on w fojaitach arfvedsonitowi oraz innym minerałom femicznymi, natomiast w skałach żyłowych często tworzy korony reakcyjne na około oliwinów oraz ortopiroksenów. Biotytowi towarzyszy bardziej magnezowa odmiana zwana flogopitem. Tworzy często agregaty współwystępując z biotytem oraz innymi minerałami femicznymi. W płycie cienkiej flogopity te posiadają pleochroizm w barwach od żółtej (α) do brunatnoczerwonej (β).

5.3.5. Tytanit, ilmenit oraz inne minerały rudne

Występujący w sjenitach z Chibin tytanit zwykle posiada kształt spłaszczonych słupów przypominających koperty, mający w przekroju poprzecznym postać klinową (ryc. 5). Tworzy on najczęściej pojedyncze osobniki zwykle współwystępujące z egirynem oraz innymi minerałami femicznymi a także pojawiające się w obecności ilmenitu. W zależności od pochodzenia kryształy te wykształcone są w różny sposób. Tytanit ten niekiedy obrasta ziarna egirynu lub ilmenitu tworząc charakterystyczne obwódki. W tych przypadkach tworzy kryształy kseromorficzne. W nagromadzeniach złożowych niekiedy osiąga ilość dochodząca do 20-30% objętości skały. W niektórych przypadkach (np. w strefach rudnych) kryształy tytanitu wykazują polisyntetyczne zbliżnienia wg (221, ryc. 5). Makroskopowo w skałach z Chibin kryształ ten posiada barwę brunatno-brązową, w płycie cienkiej zwykle widocznym w barwach bladobrunatnych (β).

Obok ilmenitu dość powszechnie w skałach z Chibin pojawia się ilmenit, makroskopowo tworzące kryształy niekiedy dochodzące do kilkunastu cm (w pegmatytach), zwykle nie przekraczając 1 cm o charakterystycznym metalicznym połysku. Minerał ten w płycie cienkiej w świetle odbitym charakteryzuje się dość wyraźnym dwójodbiciem w barwach fioletowo-niebieskich. Kryształy ilmenitu posiadają też niekiedy liczne zbliżnienia oraz lamelki dobrze widoczne w świetle odbitym. W niektórych skałach żyłowych np. melteigitach tworzą one charakterystyczne pospinelowe struktury rozpadowe podkreślone przez trójkątnie ułożone szkieletowe kryształy ilmenitu.. Minerałom tym w mniejszym stopniu towarzyszą niekiedy magnetyt, siarczki reprezentowane przez piryt niekiedy chalkopiryt, z niewielkimi domieszkami galeny, oraz kubanitu. Te ostatnie

stanowią niewielkie wrostki w minerałach rudnych i zostały zidentyfikowane podczas analiz w mikroobszarze.



Ryc. 5. Mikrofotografie typowych tytanitów ze skał Chibin.

5.4. Dyskusja

Opisane powyżej minerały stanowią najczęściej spotykane fazy występujące w omawianych skałach. Ich stosunek ilościowy jest różny w zależności od typu petrograficznego skał. W masywnych sjenitach dominuje ortoklaz z apatytem, nefelinem i egirynem, w fojaitach stosunkowo licznie występuje nefelin z ortoklazem i albitem oraz arfvedsonietem i flogopitowo-biotytowymi agregatami. W skałach żyłowych proporcje tych minerałów bywają zupełnie odwrócone na korzyść minerałów femicznych lub rudnych. Niekiedy też widoczne są liczne generacje minerałów np. w melteigitach. Wiele z tych skał posiada liczne minerały rzadkie widoczne w niewielkim obszarze takie jak lorenzenit, astrofyllit odnajdowany w skałach żyłowych, belavit i łomonosovit widoczny w pegmatytach wzgórza Ajkuajventchorr (zwanym też górą Olimpijską). Minerały te związane są z krystalizacją resztkową składników niedopasowanych szczególnie w zastygających nierównomiernie fragmentach stopu. Z kolei minerały takie jak perovskit, widoczny w skałach żyłowych związany jest ściśle z iniekcjami pierwotnej magmy pochodzącej z głębokich stref, która dostała się w zastygający batolit Chibiński (Huber 2015b).

5.5. Wnioski

Osobliwość skał występujących w Chibinach oraz mnogość licznych minerałów akcesorycznych jak i skałotwórczych wymaga ich opisu mikroskopowego. Cechy te niewątpliwie związane są z ich składem chemicznym ustalonym w dalszej części pracy na podstawie badań strukturalnych i w mikroobszarze. Minerały te niekiedy osiągają nagromadzenia o charakterze złożowym stanowiąc niejednokrotnie, co najmniej 30% objętości skały. Dotyczy to szczególnie apatytu, nefelinu w skałach serii złożowej, ale też

minerałów femicznych i rudnych w ijolitach, melanosjenitach i innych odmianach głównie żyłowych (Huber 2013).

Minerały te związane są ściśle z alkaliczną asocjacją występującą powszechnie w Chibinach. Minerały takie jak nefelin oraz skalenie w omawianych sjenitach związane są z procesami krystalizacji stopu przy zmiennym udziale jonów sodu i potasu w stosunku do krzemionki, które w trakcie obniżania się temperatury i krystalizacji skał doprowadziło do procesów odmieszania widocznych w obrazie mikroskopowym. Niektóre fazy tworzą wystąpienia powiązane ze sobą w szeregu procesów przejść tak jak to ma miejsce wśród minerałów femicznych, gdzie niejednokrotnie augit zastępowany jest przez egiryn. Podobnie mają się występowania biotytu i flogopitu niejednokrotnie tworzących korony reakcyjne w skałach żyłowych. Wiele minerałów rudnych takich jak ilmenit i tytanit współwystępują ze sobą i z minerałami femicznymi stanowiąc niejednokrotnie świadectwo procesów przemian i rozpadów związanych z krystalizacją stopu w czasie spadania temperatury i ciśnienia. Część minerałów siarczkowych tworzy asocjacje wskazujące na działalność procesów hydrotermalnych (Huber 2015a).

Ich struktura i własności optyczne wykazują, iż w wielu przypadkach posiadają one bardzo interesujące domieszki, stwierdzone podczas badań w mikroobszarze w dalszej części pracy.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. pp. 226, London, Chapman & Hall.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian], pp.214, Nauka Publ.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 3(1): E1-E11.
6. Huber M. 2015: Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 82-99.
7. Huber M. 2015b: First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81
8. 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. Lithos. 30: 33-44.
9. Kukharenskiy AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. pp. 772. Moscow, Nedra Publ.
10. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
11. Pozhylienkov WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmansk District [In Russian], pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

6. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ALKALICZNYCH Z CHIBIN Z UŻYCIEM METODY BADAŃ W MIKROOBSZARZE

6.1. Wstęp

Masyw Chibiński znajduje się w środkowej części Płw. Kola i jest to wczesnopaleozoiczna intruzja skał wysokoalkalicznych datowanych na wiek ok. 350 mln lat (Boruckij 1989, Mitrofanov 2000, Pozhyliencko 2002). Masyw otoczony jest od zachodu masywem monczegorskim, od północy skałami serii kolskiej, od południa pasem Imandra-Warzuga. Masyw ten wystaje ponad powierzchnię terenu około 700m, co powoduje, że najwyższe punkty tego masywu stanowią jednocześnie najwyższe wniesienia na Płw. kolskim. Chibiny zbudowane są z alkalicznych skał zaliczanych do grupy sjenitów ułożonych w koncentryczne kręgi, które można pogrupować w 4 sekwencje: pierwsza z nich stanowi zewnętrzny okrąg skał zbudowany z tzw. masywnych chibinitów, czyli alkaliczno-skaleniovych sjenitów. Wewnętrzna - druga sekwencja intruzji zbudowana jest również z podobnie wykształconych skał posiadających masywne struktury z widocznymi niekiedy pegmatytami uformowanymi w postaci gniazdowej. W strefie tej licznie występują żyły reprezentowane przez tinguaity, trachity oraz melteigity. Pomiędzy tymi skałami znajduje się strefa rudna (trzecia sekwencja), zbudowana głównie z tytanitowych nefelinitów oraz skał bardzo bogatych w minerały ciemne i cyrkonokrzemiany zwanych kakortokitami. Wszystkie te utwory pocięte są licznymi żyłami o charakterze nieco późniejszym (czwarta sekwencja) głównie o składzie trachitowym (trachity i tinguaity), alkaliczno-skaleniovym oraz alkaliczno-gabrowym (melteigity). Żyły te stanowiące niekiedy ciała do 3 m szerokości znajdują się w towarzystwie licznych uskoków, które związane są z budową zonalną tej centralnej intruzji alkalicznej (Huber, 2007).

6.2. Sposób przygotowania i badania prób

Próbki zebrane w trakcie prac terenowych zostały przygotowane do dalszych badań w postaci preparatów płytek cienkich, polerowanych. Następnie płytki te zostały przeglądnięte za pomocą polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P. Dalsze analizy w mikroobszarze zostały wykonane za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania te wykonano w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS. Wykonano 4779 analiz w 444 obszarach. Ponadto niektóre próbki zbadano za pomocą proszkowych analiz XRD w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii AGH w Krakowie.

6.3. Wyniki obserwacji mikroskopowych

Próbki te zostały zebrane z centralnej części masywu Chibińskiego oraz z jego zachodniej części (Malaya Bielaya) a także ze strefy rudnej w okolicach kamieniołomu Centralnyi Rudnik (Juksporr) a także z centralnej części gór (Kukisvumchorr). W wszystkie te próbki zebrano zarówno ze strefy zewnętrznej jak i wewnętrznej Chibin (Huber 2014). Badaniu zostały poddane różne typy skał występujących w Chibinach, a w szczególności masywne sjenity-chibinity, masywne egirynowe sjenity, arfvedsonitowe-biotytowe fojaity, urtyty z nefelinowo-apatytowymi rudami, Trachity oraz skały żyłowe takie jak mikrosjenity, tinguaity, melteigity.

6.3.1. Masywne sjenity

Masywne sjenity, są to skały o barwie szaroróżowej z widocznymi w tle kryształami plagioklazów oraz ciemnym egirynem z towarzyszącym im eudialitem, tlenkami żelaza i tytanu a także nefelinem. Posiadają one strukturę grubokrystaliczną, holokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną, rzadziej kierunkową (ryc. 1a-d). Tło skały budują tabliczkowe, niekiedy kryształy albitu i ortoklazu, egirynu-akmitu oraz kryształy nefelinu i apatytu. Między tymi minerałami znajdują eudialit (ryc. 3B) i liczne minerały rudne takie jak ilmenit i tytanit (do 10% obj.) oraz riebeckit, arfvedsonit, piryt, magnetyt, astrofyllit (ryc. 3D), lorenzenit, zwykle nie przekraczając 5% objętości skały. Astrofyllit z kolei tworzą często skupienia promieniste, podobnie jak egiryn, zwane astrofyllitowymi słońcami.

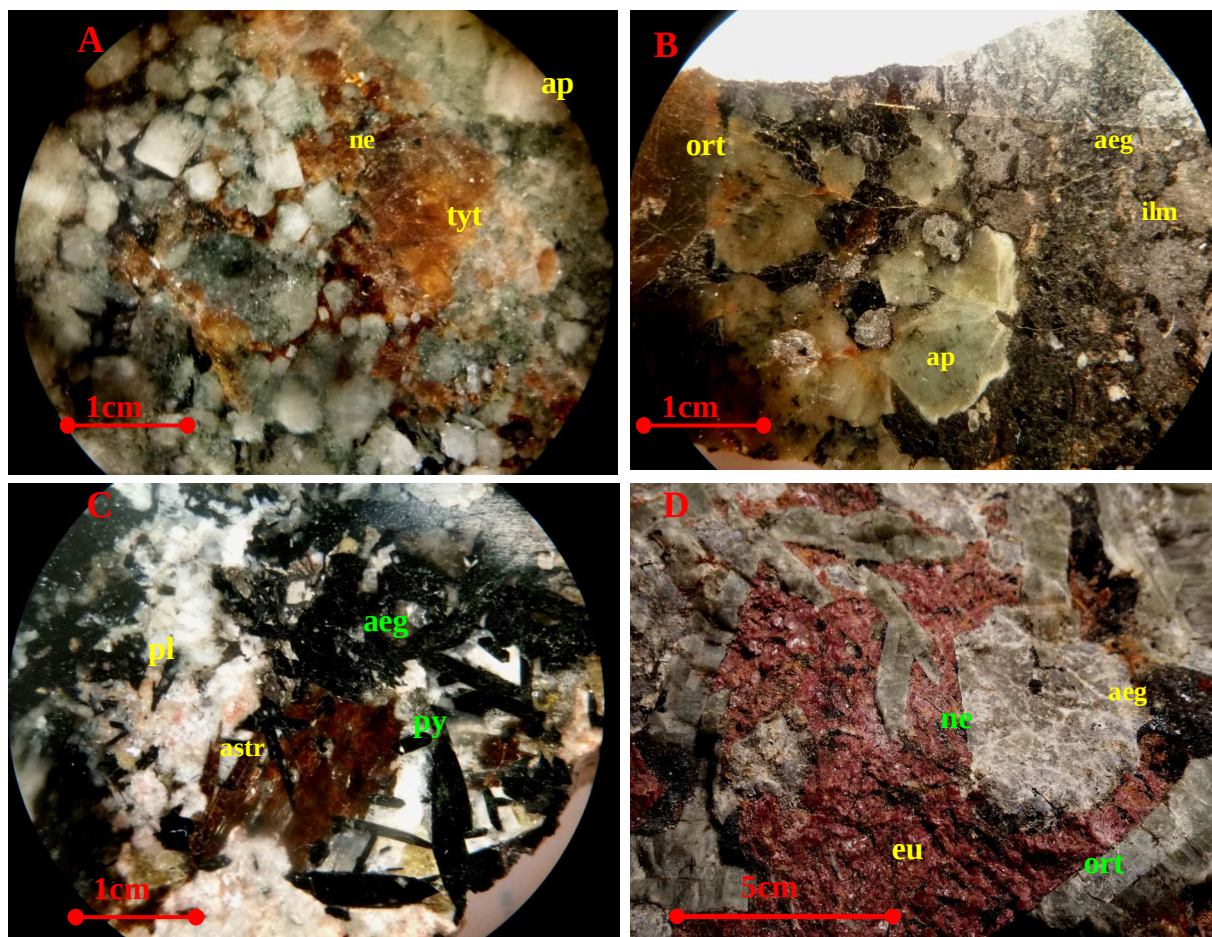
6.3.2. Masywne egirynowe sjenity

Masywne egirynowe sjenity to skały barwy szaroczarnej z widocznymi w tle kryształami egirynu oraz plagioklazami, którym towarzyszą kryształy ortoklazu, oraz minerały żelaza i tytanu a także akcesorycznie apatyt i nefelin (ryc. 3A). Zwykle posiadają holokrystaliczną grubokrystaliczną strukturę, teksturę zbitą, bezładną. Skały te w obrazie mikroskopowym zbudowane są z kryształów plagioklazów oraz ortoklazu, które stanowią tło skały. W bliskim sąsiedztwie tych minerałów znajduje się egiryn, który zwykle tworzy agregaty kryształów wypełniające przestrzenie pozostałe pomiędzy skaleniemi. W interstycjach tych kryształów można dostrzec apatyt, nefelin, ilmenit, tytanit, magnetyt z tytanomagnetitem oraz siarczkami (pirytem). W pobliżu arfvedsonit można znaleźć egiryn-augit i nefelin.

6.3.3. Nefelinowo egirynowe urtyty

Nefelinowo egirynowe urtyty to skały szaro-czarno-zielonkawej z widocznym w tle skały kostkowym nefelinem oraz towarzyszącymi mu plagioklazami, egirynem, akmitem a także minerałami akcesorycznymi i rudnymi (ryc. 3C). Skały te posiadają strukturę grubokrystaliczną rzadziej średniokrystaliczną pseudo trachitową. W tle skały widoczne są przede wszystkim kryształy nefelinu, który stanowi niekiedy do 35% obj skały. Pomiedzy nefelinem występują agregaty egirynu o zróżnicowanej wielkości kryształów i dochodzącej do 25% obj skały. Pozostałe minerały to minerały rudne, głównie ilmenit i tytanit, odmiany

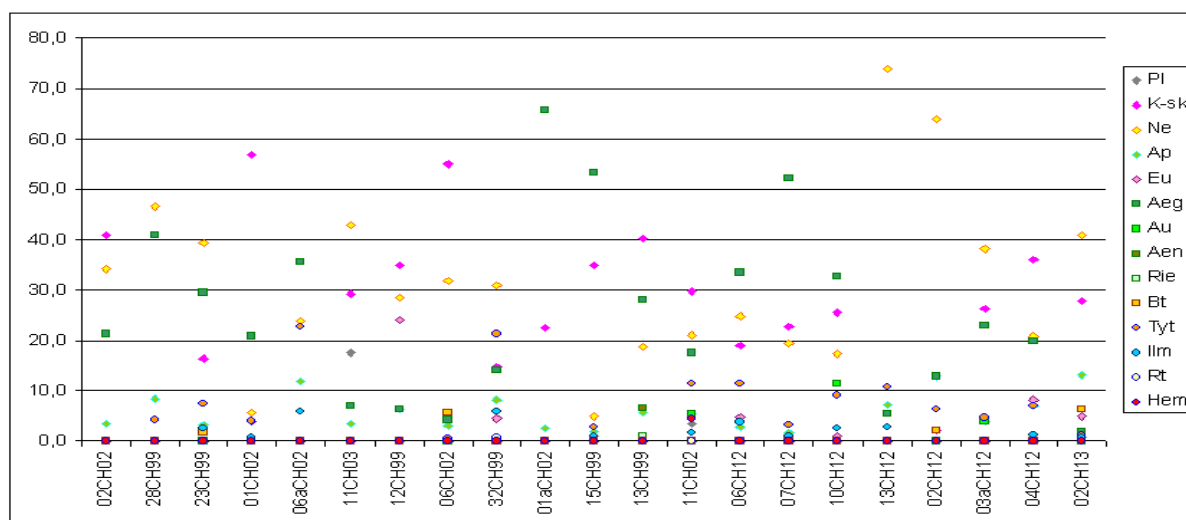
skrytokrystaliczne egirynu zwane akmitem zabarwiające skałę makroskopowo na kolor zielonkawy a także apatyt, plagioklasy (albit). W obrazie mikroskopowym nefelin zwykle posiada barwy interferencyjne pierwszego rzędu, będąc szarym minerałem, w świetle niespolaryzowanym zwykle jest bezbarwny o charakterystycznej kostkowej budowie.



Ryc. 1. Fotografie typowych sjenitów z terenu badań: A. widoczne kryształy tytanitu, egirynu i nefelinu na tle egirynu i apatytu, B. kryształy ilmenitu w sąsiedztwie apatytu i ortoklazu, C. astrofyllit, piryt na tle plagioklazów i egirynu, D. pegmatyt z kryształami eudialitu, nefelinu, ortoklazów - zbliżnionych wg prawa Karlsbadzkiego oraz egirynu (aeg-egiryn, astr-astrofyllit, eu-eudialit, pl-plagioklasy, ort-ortoklaz, ne-nefelin, ap-apatyt, tit-tytanit, ilm-ilmenit, py-piryt).

6.3.4. Apatytowo-nefelinowe rudy

Apatytowo-nefelinowe rudy to skały barwy brązowo-zielonej (niekiedy z odcieniem czerwonym). Są to masywne średniokrystaliczne skały, zbudowane zwykle z kostkowo wykształconych kryształów nefelinu (ok. 35% obj.), pomiędzy którymi znajdują się kopertowo wykształcone kryształy tytanitu (do 35% obj.) oraz apatyt (do 30% obj., ryc. 3E). Kryształy nefelinu makroskopowo mogą posiadać barwę szarą lub lekko różową. W interstycjach tych minerałów spotyka się ilmenit oraz arfvedsonit, enigmatyt, a także egiryn, akmit.



Ryc. 2. Wykres składu mineralnego skał z Chibin oparty na planimetrii. Oznaczenia: Pl-plagioklasy, K-Sk-skalenie potasowe, Ne-nefelin, Ap-apatyt, Eu-eudialit, Aeg-egiryn, Au-augit, Aen-enigmatyt, Rie-riebeckit, Bt-biotyt, Tyt-tytanit, Ilm-ilmenit, Rt-Rutyl, Hem-Hematyt.

6.3.5. Trachity

Trachity to skały o barwie szarej lub szaroróżowej z fenokryształami skalenia potasowego (ryc. 3F). Posiadają one strukturę porfirową, teksturę zbitą, bezładną. Fenokryształy tworzy ortoklaz dochodzący do 1 cm, zwykle zbliżniaczony zgodnie z prawem albitowym. Obok skalenia pojawiają się osobniki augitu o charakterze prakryształów z widoczną strukturą sitową, wypełnioną przez minerały tła. Tło skały tworzą drobne kryształy ortoklazu, współwystępujące z egirynem, akmitem, niekiedy augitem.

Analizowane skały z Chibin charakteryzują się stosunkowo dużą ilością minerałów ciemnych (głównie piroksenów i rudnych) oraz stosunkowo dużą ilością K-feldspar (ortoklaz) Towarzyszą im plagioklasy (głównie albit) oraz nefelin. W skałach żyłowych (melteigitach) udział minerałów ciemnych jest największy a ponadto pojawiają się też oliwiny (ryc. 2).

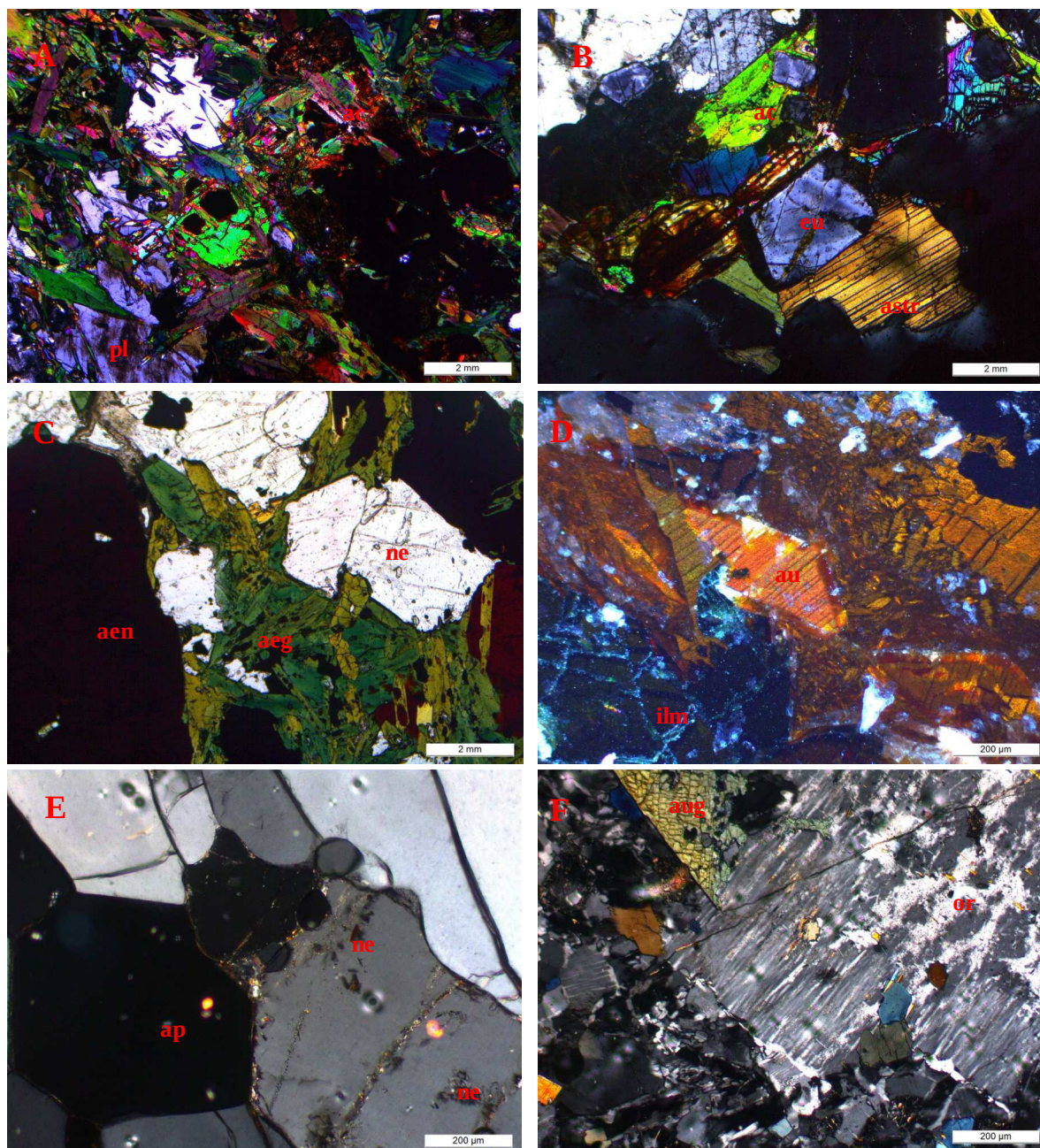
6.4. Wyniki analiz w mikroobszarze

Analizując próbki skał z masywu Chibińskiego skupiono się na obserwacji minerałów skałotwórczych, takich jak skalenie, i skaleniorce, pirokseny i amfibole oraz minerały akcesoryczne takie jak apatyt, nefelin, eudialit, arfvedsonit, riebeckit, enigmatyt, minerały rudne z wyszczególnieniem takich faz jak domieszki i inkluzje zawierające ziemie rzadkie.

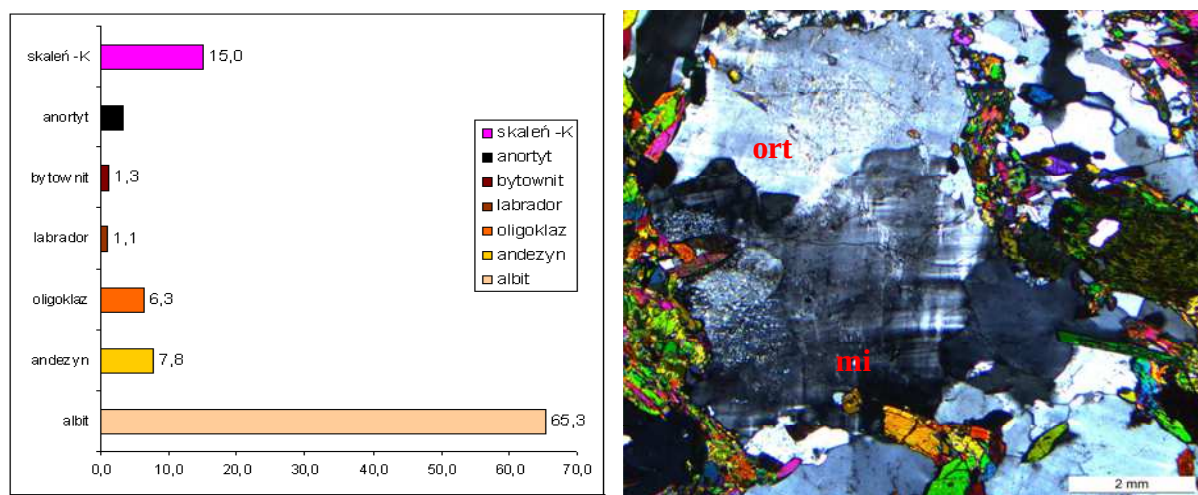
6.4.1. Skalenie i skaleniorce

Należące do skał masywu Chibińskiego skalenie to głównie kwaśne plagioklasy z szeregu albitu, oligoklazu oraz skalenie potasowe takie jak ortoklazu (ryc. 4). W niektórych

skaleniach z Chibin może pojawiają się domieszki inkluzje Sr. Analiza 442 skaleni z Masywu Chibińskiego wskazuje, iż większość z nich stanowią plagioklasy kwaśne. Albit z ortoklazem stanowią ponad osiemdziesięciu procentową częstość pojawiania się w analizowanych skałach. Pozostałe skalenie kwaśne, takie jak andezyn czy oligoklaz posiadają częstość ok. 15%. Plagioklasy z grupy Ca występują z częstością ok. 4% i najczęściej związane są z utworami żyłowymi.



Ryc. 3. Przykładowe mikrofotografie z sjenitów z Chibin: A. kryształy akmitu na tle plagioklazów i hematytu, B. egiryn, apatyt, eudialit oraz astrofyllit w sjenicie, C. egiryn na tle nefelinu i enigmatytu. D. zonalne kryształy augitu w sąsiedztwie ilmenitu, E. nefelinowa ruda z apatytom, F. ortoklaz i augit egirynowy w frachcie (A-C, E, F - światło przechodzące D - odbite, A-B, D-F nikole skrzyżowane, oznaczenia ap-apatyt, ne-nefelin, ac-akmit, aeg-egiryn, aen-enigmatyt, astr-astrofyllit, eu-eudialit, pl-plagioklasy, ilm-ilmenit, or-ortoklaz).



Ryc. 4. Zestawienie częstości występowania różnych typów skałeni w badanych sjenitach minerałów Chibin oraz przykładowa mikrofotografia uzyskana w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym ortoklazu w sjenicie zbliżnionym prawem karlsbadzkim.

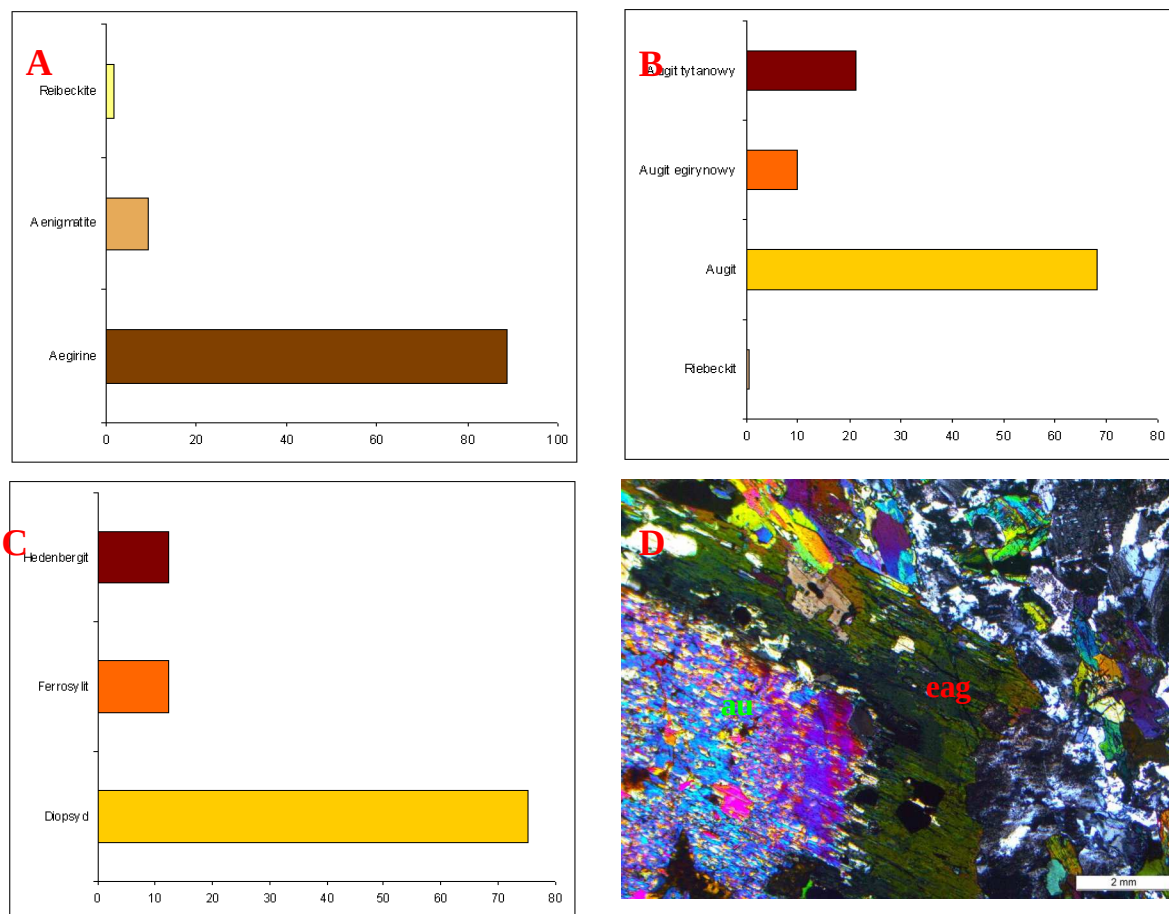
Razem ze skałeniami w sjenitach zanotowano występowanie skałeniowców takich jak nefelin, stanowi on 43% zbadanych wszystkich glinokrzemianów Na i K (343 analizy, ryc. 3, 4). W chibinskich nefelinach mogą występować drobne inkluzje zawierające Ti oraz Fe a także Sr i Nb. Obok skałeni w skałach Chibin pojawia się apatyt. Jest to na ogół apatyt wapniowy (ryc. 9 i 10), często z domieszką fluoru i chloru. Spośród przeanalizowanych 78 apatytów dostrzeżono także w nich liczne inkluzje strontu oraz pierwiastków ziem rzadkich. W niektórych próbkach razem z apatytem spotykane są fluoryty (zbadano 31 tych minerałów).

Obok tych minerałów w sjenitach licznie występują eudiality (ryc. 11, 12, 19) oraz lorenzenity (ryc. 18). Są to minerały o charakterze akcesorycznym, lecz w przypadku Chibin często mają występowanie w znacznych ilościach w skałach stanowiąc udział ok. 10 i więcej % obj. Eudiality zwykle zabarwiony jest na czerwono lub wiśniowo. Intensywnie czerwone odmiany noszoną nazwę „Łoparska krew”. W omawianych skałach tworzy nagromadzenia gniazdowe, oraz pojedyncze, idiomorficznie wykształcone osobniki kseromorficzne o wielkości dochodzącej do kilku cm. W świetle przechodzącym wykazują niekiedy słaby pleochroizm w zakresie barwy różowej. Charakterystycznymi odległościami międzypłaszczyznowymi dla tego minerału d_{hkl} są: 2,853 (100); 2,979 (97); 4,339 (71); 3,189 Å (49). Niektóre kryształy tego minerału wykazują budowę strefową. Eudiality zostały zbadane w 166 przypadkach. W minerałach tych prócz żelaza, sodu nietypowych wapnia niekiedy występują domieszki Nb. Z kolei lorenzenity (wykonano ogółem 51 analiz) prócz sodu i tytanu posiadają domieszki Sr i Nb. W niektórych eudialitach stwierdzono pewne domieszki Sr (ryc. 9) oraz domieszki np. Mn, F, Cl (ryc. 10).

6.4.2. Pirokseny i amfibole

Pirokseny w skałach chibinskich są bardzo powszechne. Występują one we wszystkich typach zbadanych próbek skał z Chibin. W próbkach sjenitów występują liczne

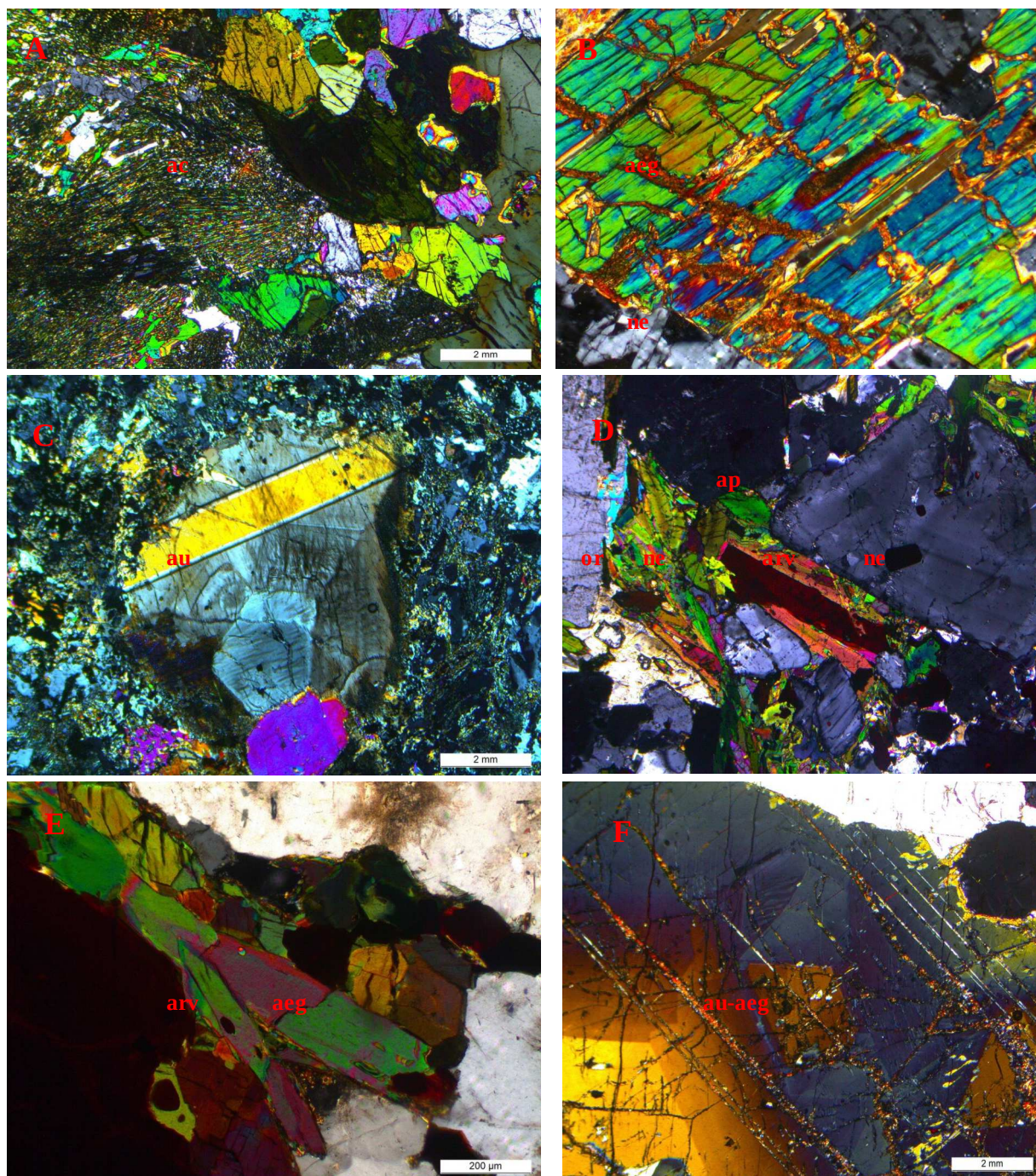
kryształy augitu oraz egiryn niekiedy z domieszką tytanu lub sodu (augit egirynowy). Bardzo często spotykane są procesy egirynizacji i augitu polegające na wzrastaniu udziału Ti oraz Na w kierunku brzegu kryształu kosztem magnezu i glinu.



Ryc. 5. Diagramy rodzaju piroksenów występujących w skałach Chibin oraz przykładowa mikrofotografia przedstawiająca zegirynizowany augit (światło przechodzące, nikole skrzyżowane).

Fenitizacja augitów związana jest z procesami krystalizacji skał w Chibinach, szczególnie dobrze czytelna jest w skałach żyłowych, gdzie dochodzi do korozji piroksenów oraz powstającej drugiej ich generacji bogatej w żelazo i sód. Liczba analiz piroksenów w próbkach Chibin wynosi 693, z czego egiryn i augit stopowali 389 razy, powodując zmiany w występowaniu tytanu i sodu w obrębie tych faz.

Pirokseny wykształcone są w skałach Chibin głównie, jako automorficzne lub sub-automorficzne kryształy, tworzone zarówno duże osobniki dochodzące do 30cm długości jak i formy spłśnione, igielkowe takie jak akmit krystalizując też niekiedy w sposób promienisty tworząc tzw. aegirynowe słońca. W okolicach tych minerałów często widoczne są symplektytowe zrosty piroksenów wraz z lamelkowo występującymi ilmenitami, powstałymi z odmieszania tego roztworu. Piroksenom towarzysza w znacznie mniejszym udziale kryształy amfiboli.



Ryc. 6. Egiryny. A - współwystępowanie agregatów akmitu z egirynem, B - polisyntetycznie zbliźniane kryształy egirynu i augitu egirynowego, C - zonalna budowa augitu, D - kryształy augitu, arfvedsonitu na tle ortoklazu, apatytu i nefelinu, E - agregaty egirynu i arfvedsonitu na tle skaleni, F - zonalny augit (światło przechodzące, A-D, F - nikole skrzyżowane).

Spośród piroksenów najczęściej spotykany jest egiryn oraz augit egirynowy (ryc. 6, 17). Szereg ortopiroksenów jest reprezentowany przez enstatyt, który w zasadzie występuje tylko w melteigitach. W pozostałych skałach głównie żyłowych spotykane są diopsydy diopsydu niewielka domieszka ferrosalitu oraz hedenbergitu (ryc. 5). Augit i egiryn, były przedmiotem szczegółowych badań. Minerale te są wykształcone w postaci kryształów słupkowych dochodzących do 0.5 m przeciętnie nie osiągając wielkości 5 mm. Na rysunku 6

przedstawiono typowe kryształy egirynu oraz towarzyszącym im minerałom femicznym. Zwykle reprezentowane są przez cząsteczkę egirynową, niekiedy augit egirynowy, zdarzają się też przejścia od augitu do egirynu w sposób ciągły (w postaci obrastania kryształów ryc. 2f). Na rysunku poniżej przedstawiono dyfraktogram augitu egirynowego (2a), oraz jego spektrogram w podczerwieni (2b). Spośród krzemianów łańcuchowych stosunkowo często w skałach z Chibin występuje astrofyllit (ryc. 1D), który makroskopowo odznacza się barwą żółtą lub lekko brązową. Tworzy skupienia promieniste (tzw. astrofyllitowe słońca), rzadziej snopkowe. W badaniach w mikroobszarze stwierdzono w piroksenach inkluzje stałe zawierające niewielkie domieszki Ta i Nb. Spośród amfiboli w skałach Chibin spotyka się niewielkie pojedyncze kryształy riebeckitów a w strefie rudnej występują arfvedsonity towarzysząc minerałom takim jak ilmenit, tytanit. Minerałom tym towarzyszą miki biotyt i flogopity spotykane głównie w skałach żyłowych, tworząc tam korony reakcyjne (ryc. 6E). Obok mik w skałach żyłowych spotyka się też oliwiny, głównie magnezowe (ryc. 6F), ulegające podobnie jak enstatyt korozji. W bliskim sąsiedztwie piroksenów występują często minerały rodne oraz liczne inkluzje, które zostały opisane poniżej.

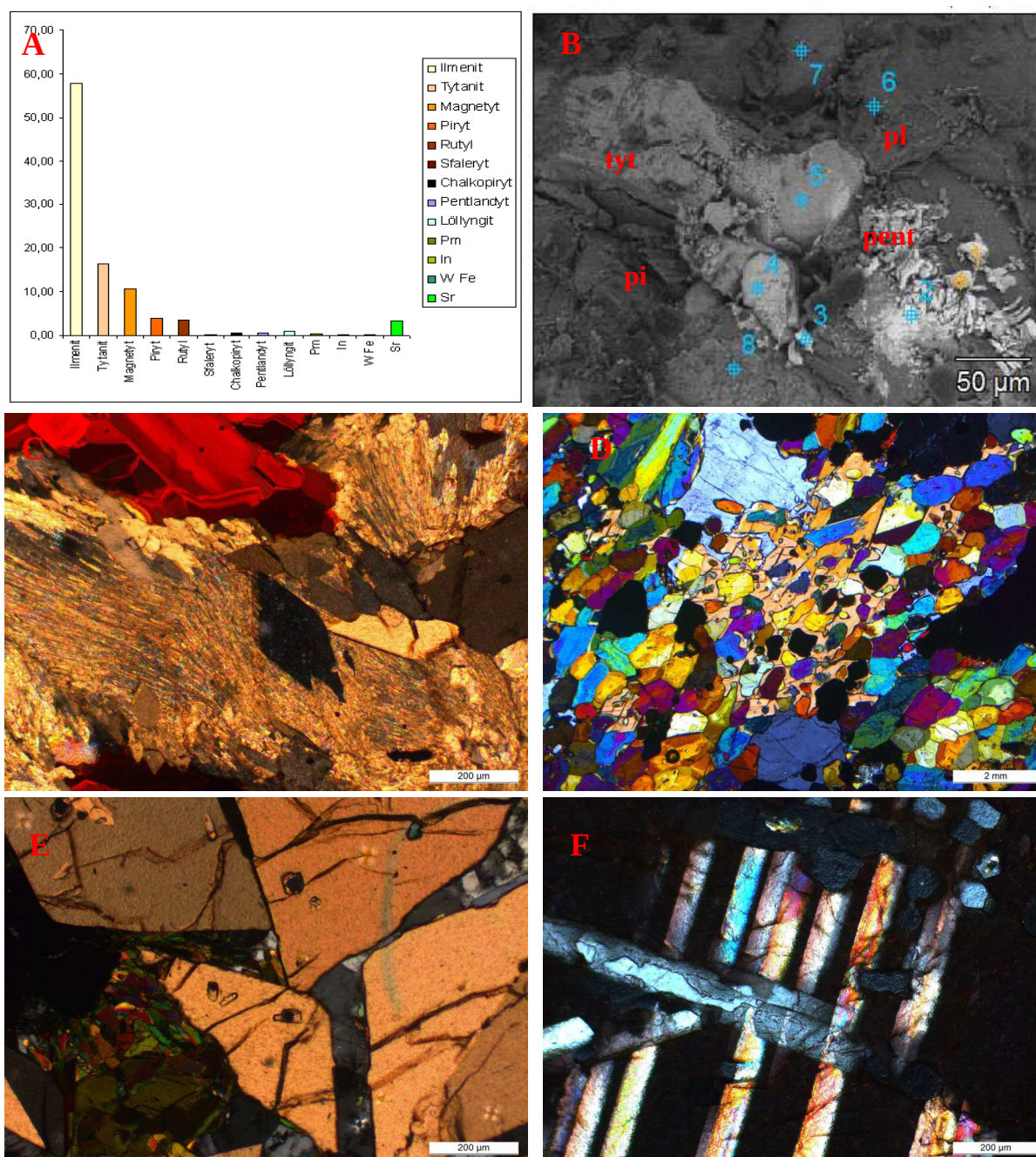
6.4.3. Minerały rudne

Spośród minerałów rudnych zbadanych w Masywie Chibińskim stwierdzono przeważająca większość występowanie ilmenitu, oraz tytanitu i magnetytu (ryc. 7, 22-25). Na 606 zbadanych minerałów rudnych ilmenit stanowi liczbę 57,92%, tytanit 16,34%, magnetyt 10,73%. Ilmenit występuje w skałach Chibin dość powszechnie stanowiąc niekiedy znaczny udział minerałów rudnych w skale. Kryształy ilmenitu niekiedy osiągają 2-3cm wielkości. W skałach żyłowych niekiedy posiada on charakterystyczne struktury rozpadowe, będą fazą krystalizującą w efekcie rozpadu spinali. W ilmenitach stwierdzono liczne domieszki pierwiastków takich jak: V, Nb, Ta. Razem z ilmenitem współwystępuje tytanit, który obok ilmenitu występuje najczęściej w omawianych skałach. Kryształy tytanitu posiadają niekiedy domieszki Nb, Ta, W (ryc. 7,14).

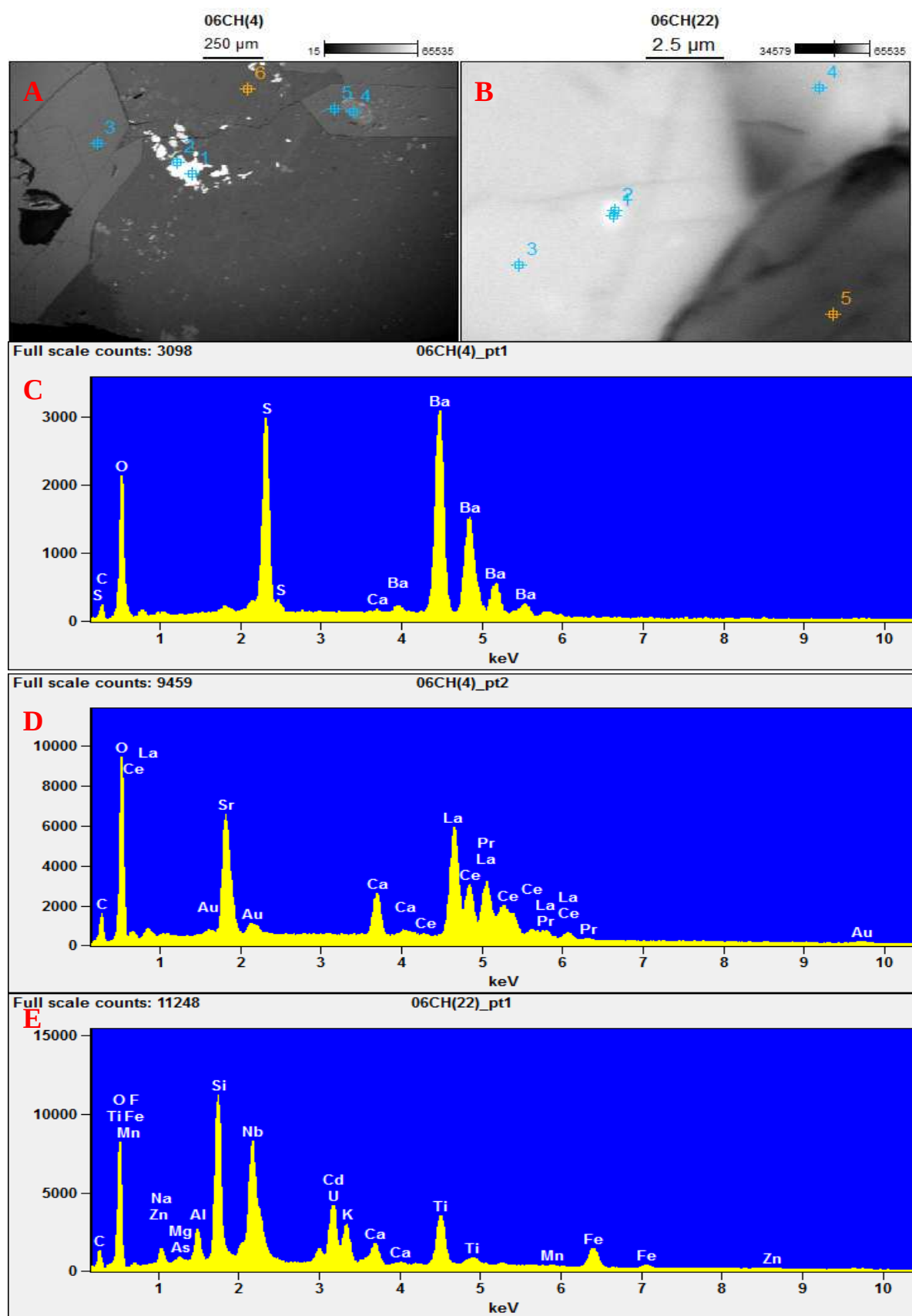
Tytanit z Chibin najczęściej występuje w postaci spłaszczonych słupów przypominających koperty, mający w przekroju poprzecznym postać klinową (rys.8a). Choć często jest również wykształcony w postaci hipomorficznej (ryc. 7b). Ciekawe są także lamelkowe zbliżniaczenia tytanitów, widoczne pod mikroskopem w świetle przechodzącym. Wielkość kryształów przeciętnie wynosi do 5 mm, choć zdarzają się tabliczki przekraczające rozmiar 5cm. W sąsiedztwie tytanitów dostrzeżono ilmenity, magnetyty a także wzbogacone w tytan pirokseny i amfibole. Często w towarzystwie tytanitów występują ilmenity, zdarzają się także tytanomagnetyty (choć te ostatnie ulegają wtórnym przemianom w maghemit i hematyt, ryc. 7c,d).

Oprócz minerałów tytanitu spotyka się w skałach magnetyt oraz rutyl (3,63%). Stosunkowo często spotyka się również różnego rodzaju siarczki takie jak piryt 3,96%, chalkopiryt, pentlandyt i arsenopiryt, występują one w skałach w ilości poniżej 1% (ryc. 15). W niektórych próbkach dostrzeżono też chalkozyn minerałów sfaleryt. Spośród minerałów rudnych znaleziono także minerały Sr (3,30%), Nb, Pm (około 2% oraz domieszki w magnetycie V_2O_5 w liczbie 5% oraz talu 2-3%). Są to zwykle inkluzje stałe zawierające w/w pierwiastki. Stwierdzono także występowanie löllingitu.

Razem z licznymi minerałami skałotwórczymi minerałami akcesorycznymi w skałach Chibin spotykane są krzemiany cyrkonu, najczęściej reprezentowane słone przez cyrkon ale analizy w mikroobszarze wykazały iż część z tych faz posiada niewielką domieszkę Na (Vlasovit, ryc. 16). Cyrkony podobnie jak wiele innych minerałów rudnych najczęściej skupiają się wokół piroksenów lub innych minerałów ciemnych.



Ryc. 7. Dokumentacja ukazująca występowanie minerałów rudnych w skałach Chibin, A. blokdiagram wskazujący zawartość procentową minerałów rudnych, B. Mikrofotografia z mikroskopu elektronowego (BSE) kryształy pentlandytu, pirytu oraz tytanitu, C. lamelkowo wykształcone kryształy tytanitu w strefie rudnej obok hematytu, D tytanit w interstycjach egirynu tworzy strukturę poikilitową, E kryształy prawidłowo wykształconych tytanitów, F. zonalny tytanit z nefelinem (C-F -światło przechodzące, nikole skrzyżowane).



Ryc. 8. Mikrofotografie BSE uzyskane w mikroskopie elektronowym przedstawiające inkluzje barytu (A) oraz związki uranu (B) a także odpowiadające im widma EDS (C-E).

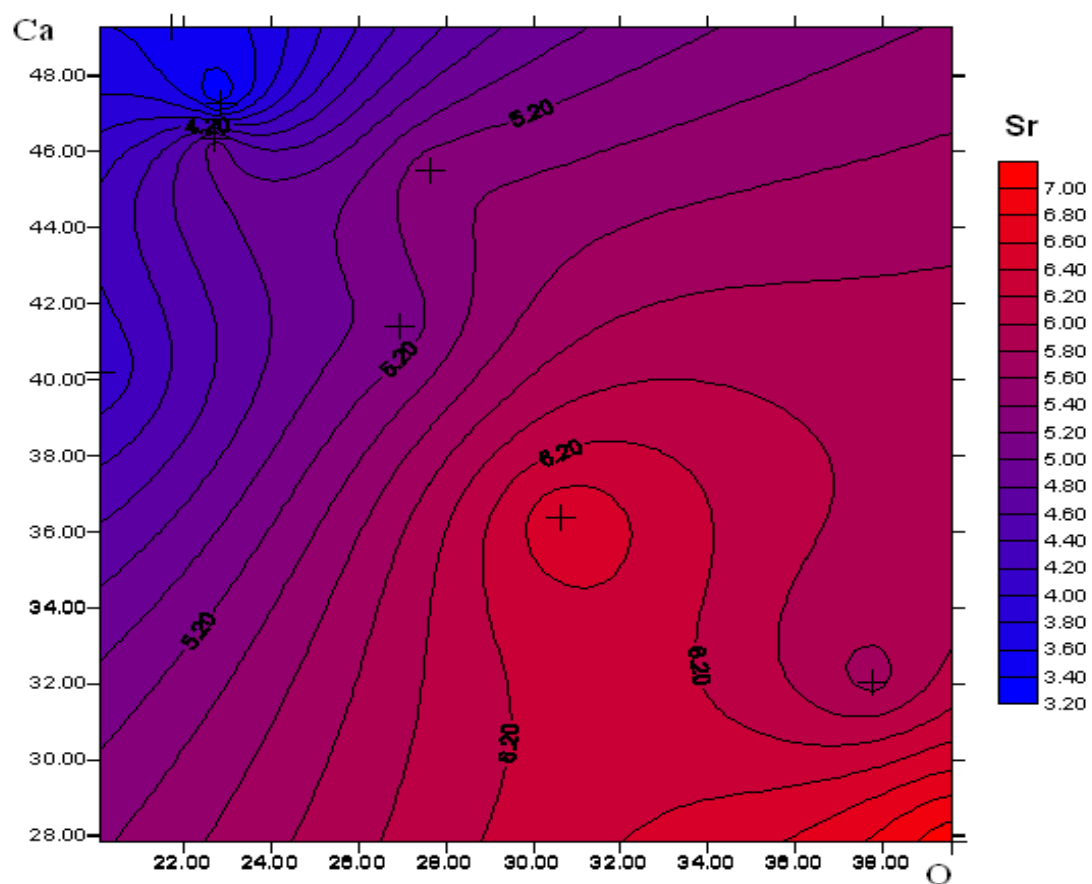
Pomiędzy minerałami ciemnymi takimi jak augit, egiryn oraz niektórymi rudnymi występują w sjenitach licznie różnego rodzaju inkluzje. Część siarczkach nich towarzyszy mikrożyłkom, spękanom w skale, które wypełnia materiał skalny siarczkach podobnej treści niekiedy wzbogacony siarczkach węglany siarczkach siarczki (np. wspomniany wyżej sfaleryt). W takich właśnie miejscach spotyka się też siarczany takie jak baryt a w ich towarzystwie często występują licznie inkluzje zawierające stosunkowo wysokie stężenie pierwiastków grupy lantanowców (ryc. 8).

Pierwiastkom grupy lantanowców (Lc, Pr, Ce) towarzysza też inne takie jak Sr. Z kolei inkluzje zawierające uran posiadają też domieszki Nb, Cd a także Ti Fe, Zn (ryc. 28). Prawdopodobnie, związki uranu występują w omawianych skałach w formie tlenków (prawdopodobnie uraninit). Takie inkluzje występują w omawianych skałach dość często, choć nie zawsze muszą mieć skład taki jak opisany powyżej. Zważywszy jednak na charakter skał intruzji chibińskiej, jest to obszar perspektywiczny do występowania niewielkich nagromadzeń bardzo wielu różnych pierwiastków.

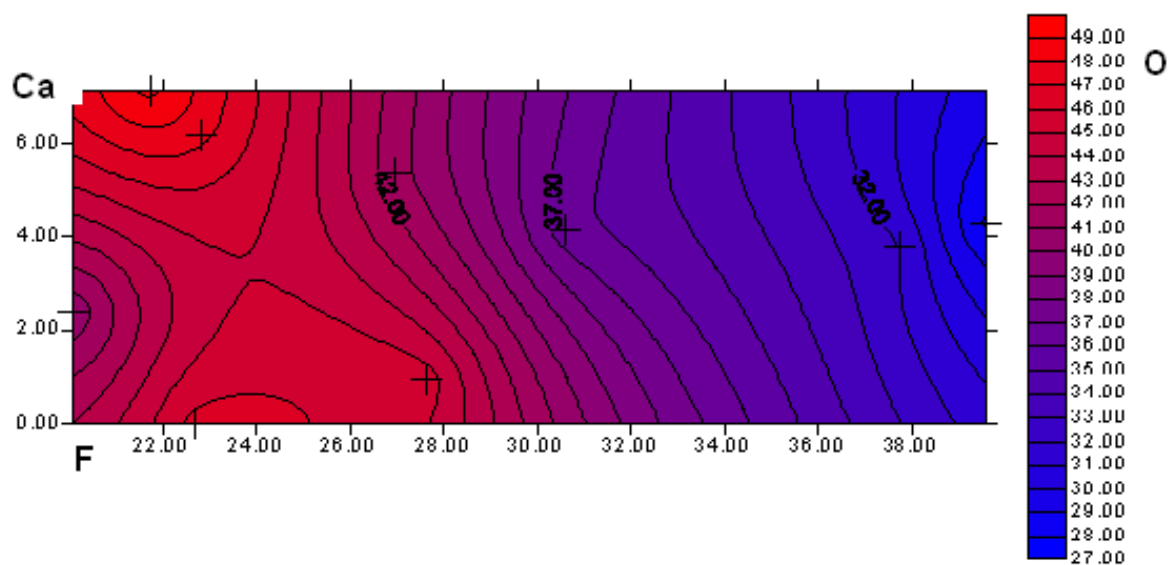
6.5. Dyskusja i Wnioski

Masyw Chibiński obok Lowozierskiego, stanowi przykład jednego wielu wystąpień tego typu skał na Płw Kolskim oraz w N części tarczy bałtyckiej. Znajdujące się nim różnego rodzaju sjenitowe skały stanowią bardzo niezwykle, unikatowe wystąpienie o tak dużej powierzchni, które znajduje się pod otwartym niebem i można je w zasadzie bez ograniczeń poznawać. Omawiane sjenity wykształcone są w chininach w różnych odmianach petrograficznych, zgodnie z orientacją intruzji. Mineralizacja jaka występuje w omawianych skałach jest różnorodna i ciekawa. Dotyczy to zarówno charakterystyki minerałów skałotwórczych jak i akcesorycznych. Szczególnie interesujące są różnego rodzaju domieszki i inkluzje zawierające liczne pierwiastki w tym również REE oraz promieniotwórcze. Domieszki te dokumentowane są licznie wśród minerałów skałotwórczych i akcesorycznych w skałach Chibin. Szczególnie często powtarzają się tu domieszki Sr, które są obecne w wielu różnych minerałach z Chibin. Z kolei różnego rodzaju inkluzje przy żyłowych skał związane są zapewne z procesami hydrotermalnymi (asocjacja barytowo-sfalerytowo-węglanowa) i być może stanowią ostatni etap formowania się tych gór, kiedy w centralnej ich części tworzyły się karbonatytowe skały.

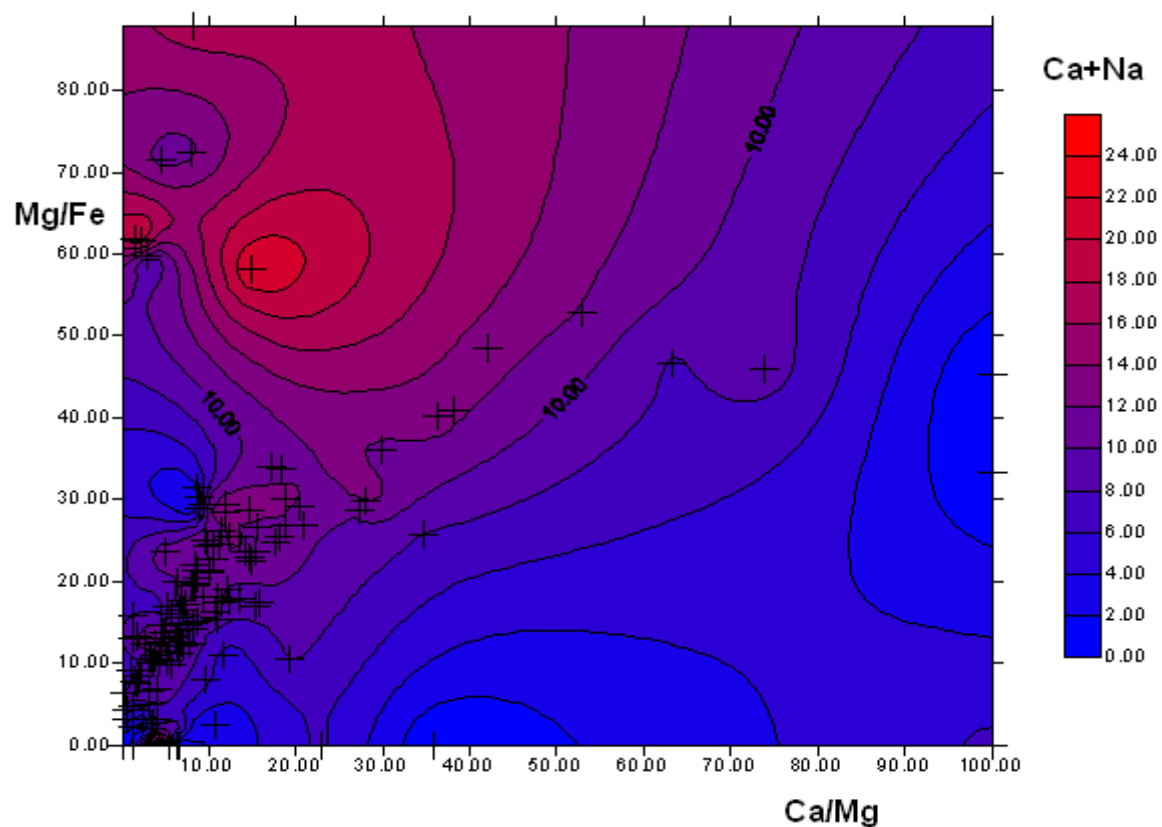
Załącznik graficzny wyników analiz



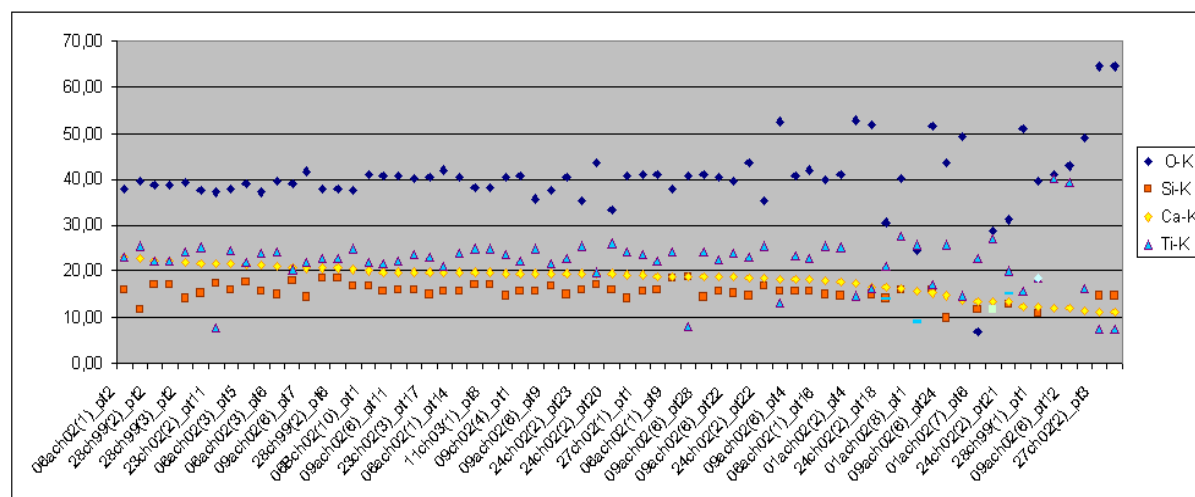
Ryc. 9. Blokdiagram oparty na zależnościach zawartości Ca, O, Sr w apatycie.



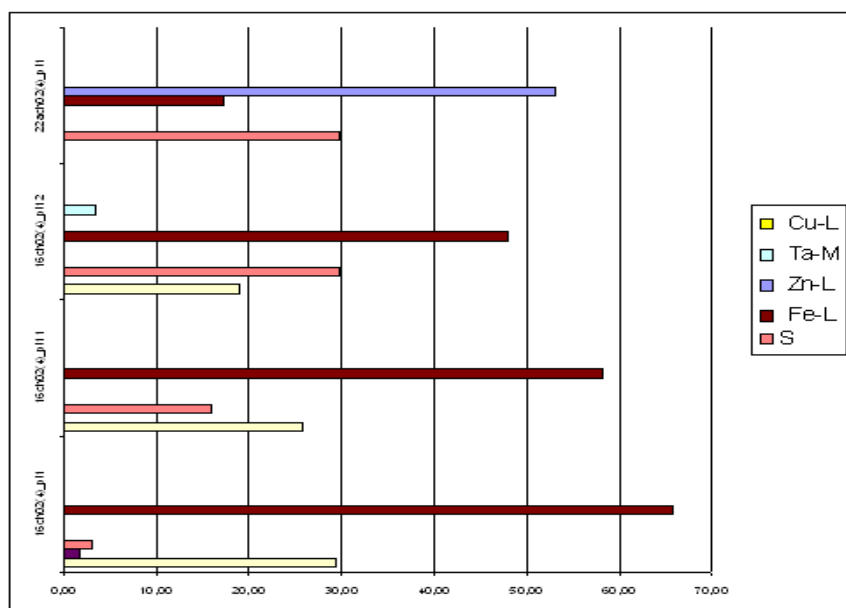
Ryc. 10. Blokdiagram oparty na zależnościach zawartości Ca, O, F w apatycie.



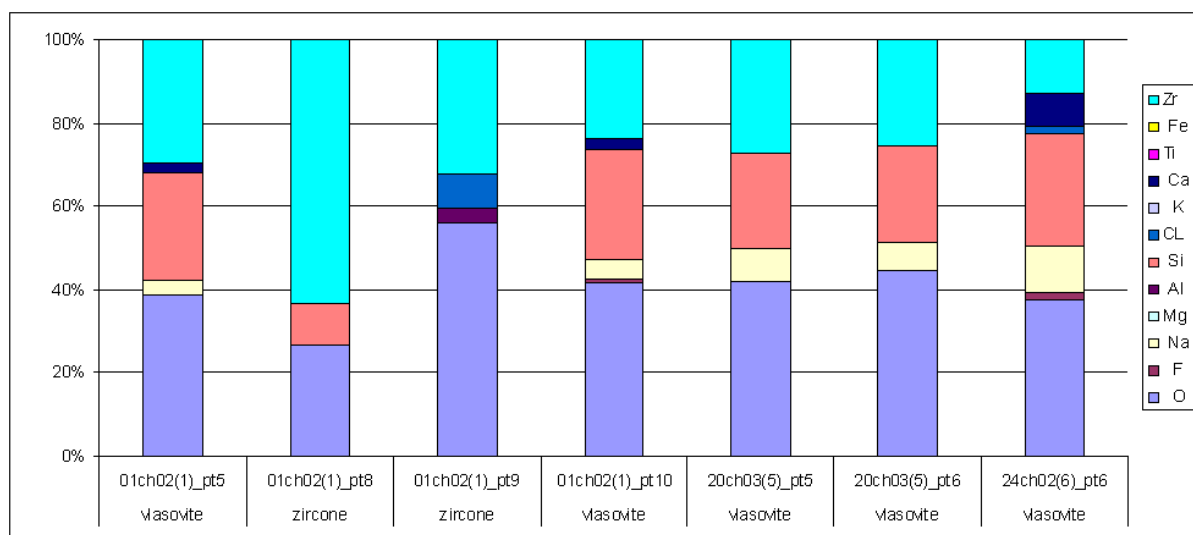
Ryc. 13. Blokdiagram oparty na zależnościach zawartości Mg/Fe, Ca/Mg i Ca+Na w piroksenach.



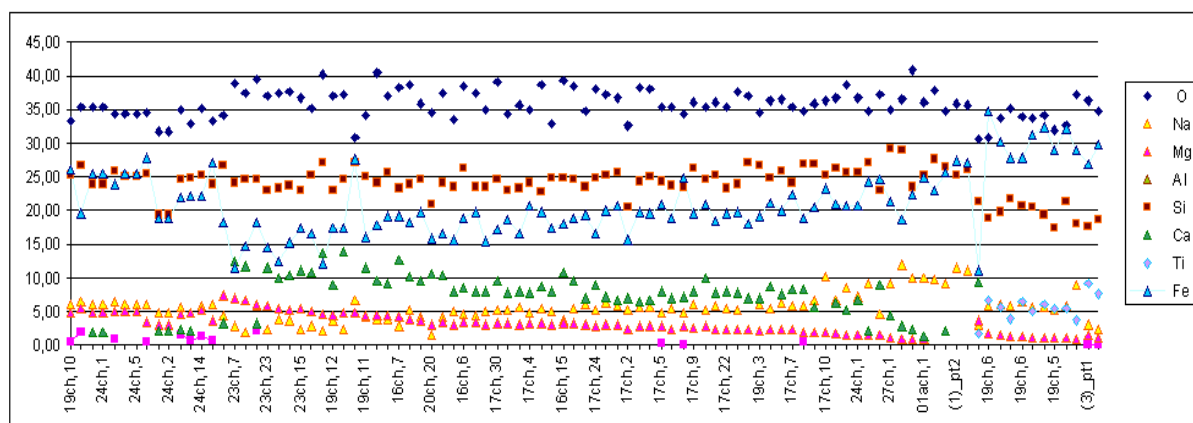
Ryc. 14. Zmienność składu chemicznego tytanitu.



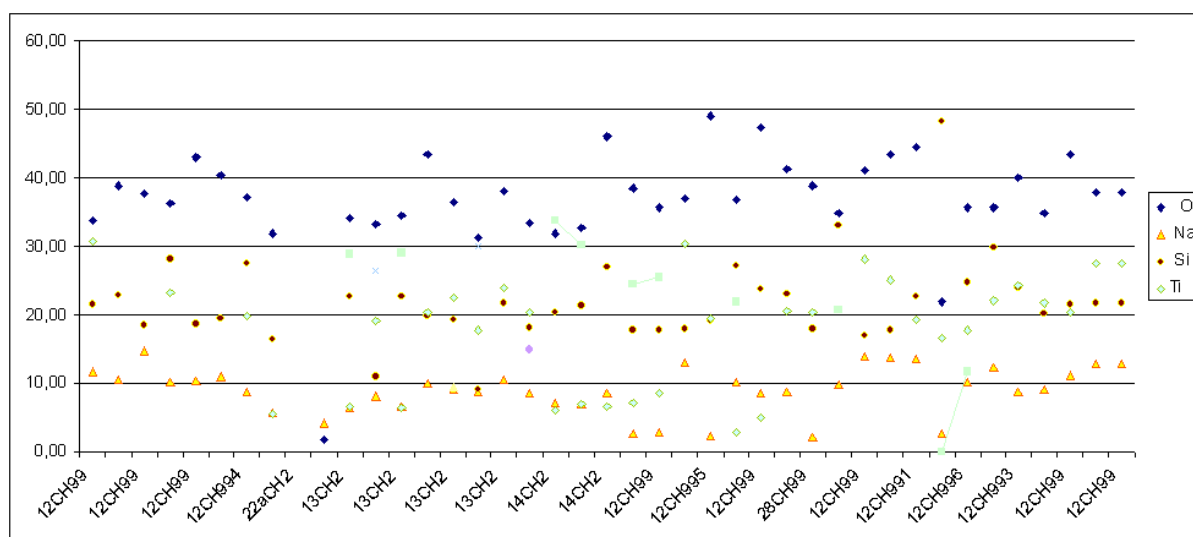
Ryc. 15. Skład chemiczny siarczków.



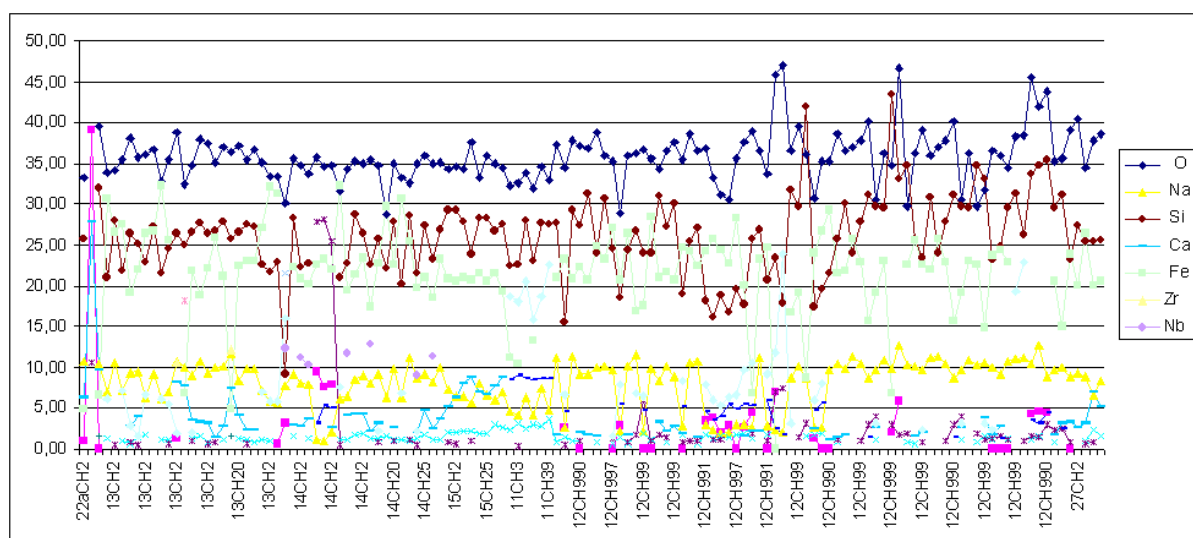
Ryc. 16. Wyniki analiz w mikroobszarze cyrkonu i vlasowitu.



Ryc. 17. Zmienność składu chemicznego egirynu.



Ryc. 18. Zmienność składu chemicznego lorenzenitu.



Ryc. 19. Zmienność składu chemicznego eudialitu.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. pp. 226, London, Chapman & Hall.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian], pp. 214, Nauka Publ.
5. Huber M. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 2013; 3(1): E1-E11.
6. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos.

- 1993; 30: 33-44.
7. Kukhareno AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. pp. 772. Moscow, Nedra Publ.
 8. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
 9. Pozhylienko WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District [In Russian], pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

7. CHARAKTERYSTYKA WYSTĘPOWANIA PIERWIASTKÓW RZADKICH Z WYKORZYSTANIEM BADAŃ W MIKROOBSZARZE W SKAŁACH MASYWU CHIBIŃSKIEGO

7.1. Wstęp

Masyw Chibiński to intruzja skał alkalicznych, zbudowana w postaci koncentrycznych kręgów skał. Wewnętrzna jej część to fojaity, zewnętrzna to masywne sjenity tzw. chibinity a pomiędzy nimi znajduje się strefa rudna (apatytowo-nefelinowa) oraz liczne żyły wypełniające głównie strefy rozłamów oraz uskoków. Skały żyłowe to przede wszystkim różnego rodzaju mikrosjenity oraz tinguaity a także melteigity. W wielu miejscach spotykane są także pegmatyty głównie w składzie sjenitowym. We wszystkich tych skałach spotyka się mineralizację zawierającą wtrącenia lub własne fazy w których występują pierwiastki rzadkie (Arzamastsev i in. 2008, Boruckiy 1989, Kramm i in. 1993, Kukhareno i in. 1965). Ich występowanie w tych skałach ma znaczenie zarówno mineralogiczne jak i gospodarcze.

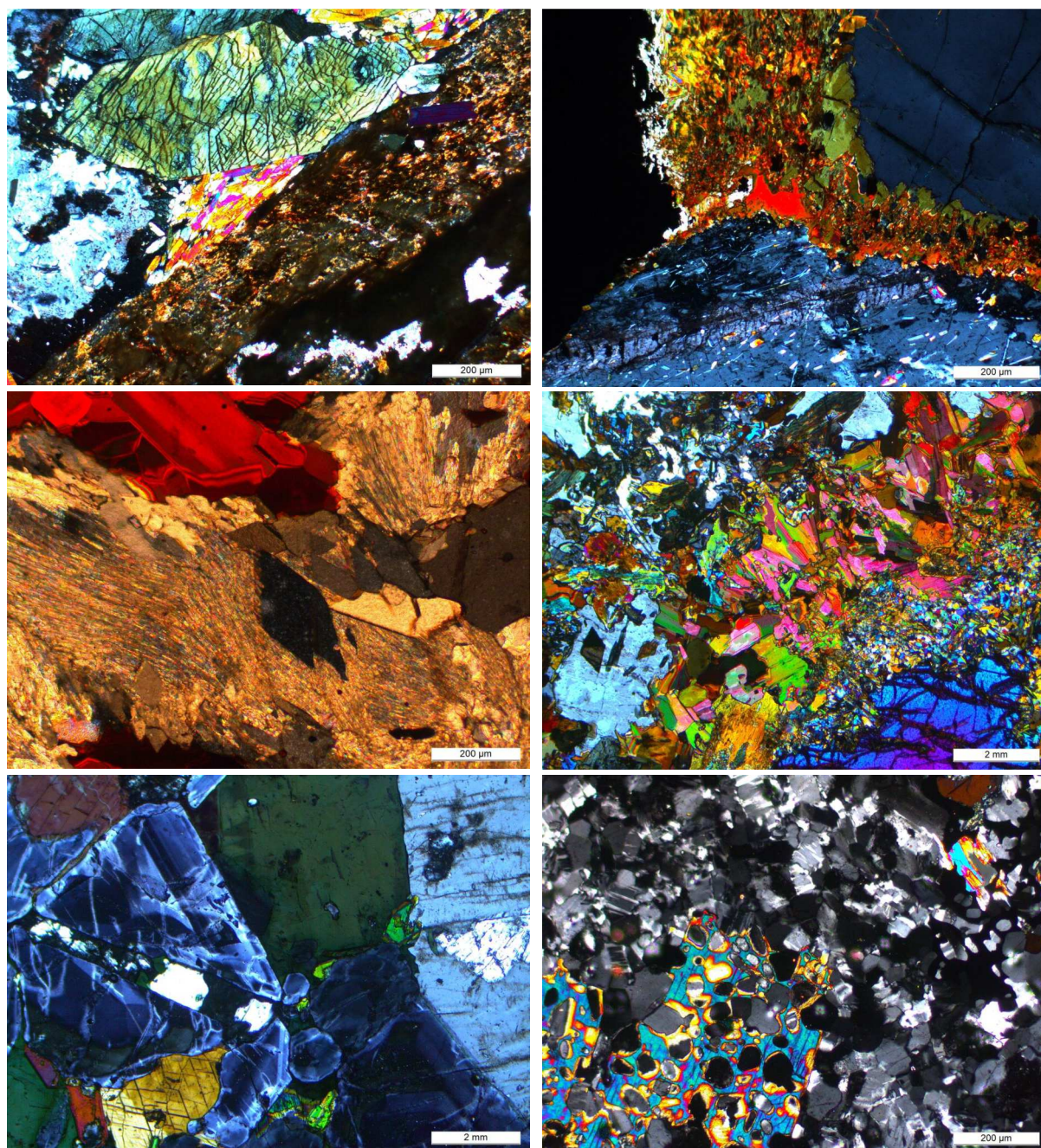
7.2. Sposób przygotowania próbek

Wyselekcjonowane próbki skał z wszystkich wymienionych powyżej serii zostały pobrane a następnie wykonano z nich płytki cienkie oraz zgłady. Próbki te zostały następnie zbadane za pomocą polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P w świetle przechodzącym i odbitym a następnie przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania te zostały wykonane w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery, Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki przestrzennej UMCS.

7.3. Wyniki

Typowe skały występujące w Chibinach to: chibinity, fojaity, nefelinowo-tytaniotowe rudy, mikrosjenity, melteigity, porfiryty. Chibinity to masywne nefelinowe sjenity o barwie szaro-zielonej, zbudowane z ortoklazu, albitu, nefelinu, apatytu oraz minerałów femicznych takich jak egiryn, augit, arfvedsonit, enigmatyt, którym towarzyszą minerały akcesoryczne takie jak eudialit oraz minerały rudne: ilemnit, tytanit, podrzędnie siarczki (ryc. 1a). Fojaity to skały szaro-brązowe z widocznymi kryształami nefelinu,

apatytu, ortoklazu, albitu oraz minerałami femicznymi takimi jak biotyt, flogopit, arfvedsonit, egiryn a także towarzyszącymi im minerałami rudnymi takimi jak tytanit, rutyl, ilmenit, siarczki (ryc. 1b). Nefelinowo-tytanitowe rudy z kolei zbudowane są prawie wyłącznie z nefelinu oraz tytanitu, posiadając barwę zielonkawo-brązową. Minerałom tym towarzyszy apatyt, egiryn, enigmatyt, arfvedsonit, niekiedy też biotyt, flogopit (ryc. 1c).

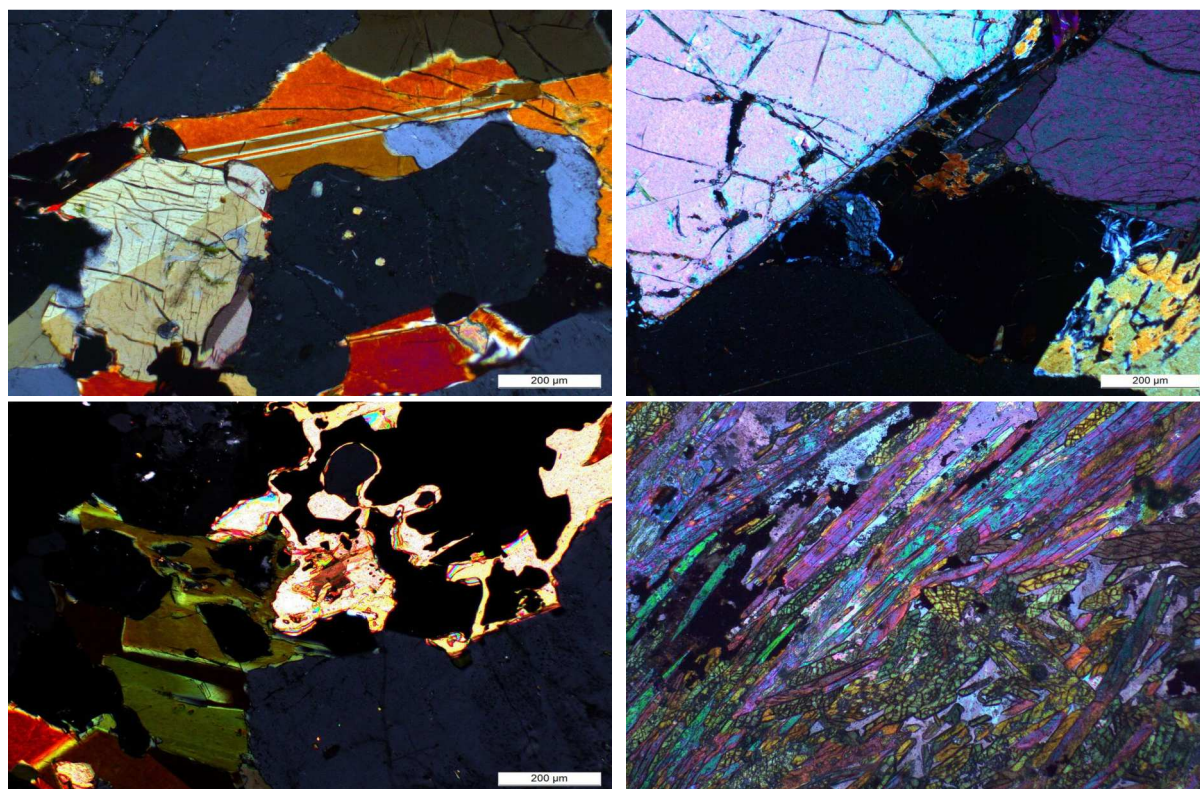


Ryc. 1. Mikrofotografie typowych skał i minerałów z Chibin: A - Egiryn, lamprofyllit, nefelin w chibinie (próbka 01aCH02), B - apatyt, eudialit, nefelin, biotyt, flogopit w fojaicie (próbka 06aCH12), C - włóknisty tytanit z arfvedsonitem w rudzie nefelinowo-tytanitowej (próbka 10CH99), D - oliwin, z koroną reakcyjną oraz nefelinem, egirynem w tle w melteigicie (próbka 08CH02), E - enigmatyt, zonalny eudialit, egiryn, nefelin w mikrosjenicie (próbka 24CH02), F - szkieletowe augity, na tle plagioklazów apatytu i nefelinu w porfiryte (próbka 21CH99).

Melteigity to skały żyłowe zabarwione na czarno lub ciemnoniebiesko. Zbudowane są z kilku generacji mineralnych. Najczęściej ortopiroksenu i oliwiny posiadają korony reakcyjne z biotytu i flogopitu, obok tych minerałów występuje augit, egiryn oraz liczne minerały leukokratyczne budujące tło skały takie jak nefelin, plagioklasy, apatyt, którym towarzyszą ilmenit, tytanit oraz siarczki (ryc. 1d).

Z kolei mikrosjenity to skały żyłowe zbudowane najczęściej z tych samych minerałów, co chibinity lecz często posiadające strukturę drobnokrystaliczną a teksturę bezładną lub kierunkową. W skałach tych licznie występują zonalne kryształy eudialitu (ryc. 1e). Porfiryty to skały barwy szaroróżowej z widocznymi makroskopowo fenokryształami ortoklazu, pomiędzy którymi znajduje się tło skalne zbudowane z plagioklazów, apatytu, w którym tkwią zwykle szkieletowo wykształcone kryształy augitu, ilmenitu (ryc. 1f).

W skałach tych najczęściej występują takie minerały jak apatyt, ilmenit, rutyl i tytanit oraz egiryn tworzący polisyntetyczne skupienia (ryc. 2a-d). Minerały te najczęściej posiadają liczne wrostki oraz domieszki pierwiastków rzadkich, które tworzą z nimi roztwory stałe lub inkluzje. Pomiędzy pojedynczymi osobnikami kryształów egirynu często występują liczne minerały rudne takie jak hematyt, magnetyt, ilmenit. To właśnie w tych minerałach lub ich sąsiedztwie często znajdowane są liczne fazy zawierające pierwiastki rzadkie w tym także związki toru, ceru, lantanu oraz uranu.

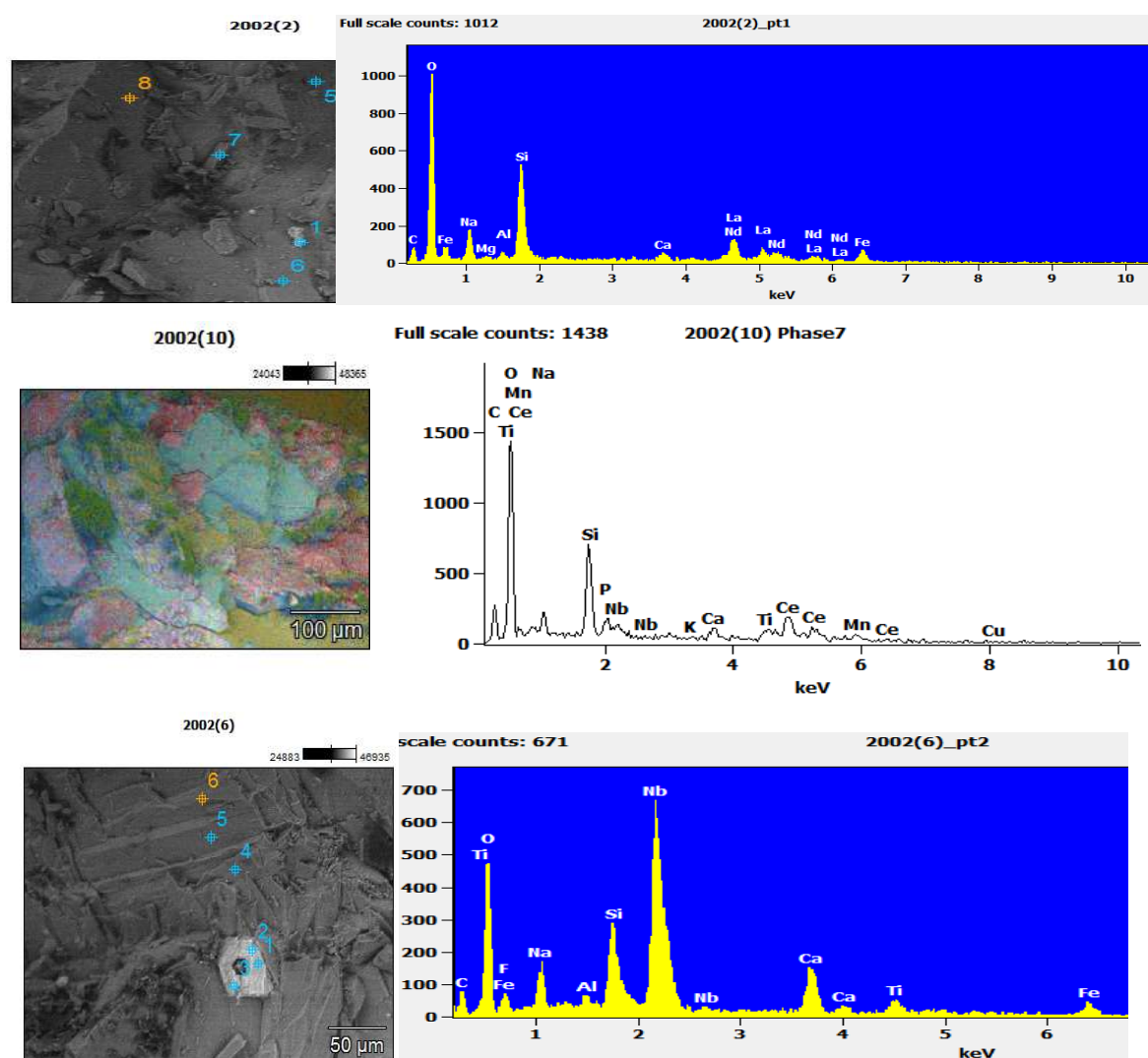


Ryc. 2. Mikrofotografie typowych minerałów „nosicieli” pierwiastków rzadkich: A - apatyt w sąsiedztwie egirynu, augitu, nefelinu najczęściej wzbogacony w Sr (próbka 06CH12), B - rutyl obok apatytu, tytanitu i egirynu, często wzbogacony w Th, Ce, La (próbka 06CH02), C - tytanit, często krystalizujący w interstycjach innych minerałów, najczęściej zawierający domieszki Th, Ce (próbka 11CH03), D - egiryn tworzący polisyntetyczne zbliżniaczenia z licznymi minerałami rzadkimi w tym związkami Nd, La, U (próbka 12CH99).

Próbki skał zostały poddane analizie w mikroobszarze. W egirynie odnaleziono liczne drobne wprysnięcia zawierające takie pierwiastki jak tlenki Nd, La (ryc. 3a). Szczegółowy skład chemiczny tych analiz ilustruje Tabela 1.

Tabela 1. Skład chemiczny fazy zarejestrowanej na ryc. 3c.

Próbka	O	Ca	Ti	Fe	Nb
2002(6)_pt1	36.34	5.22	3.25	4.53	32.78
2002(6)_pt2	35.82	6.11	2.84	4.13	33.72



Ryc. 3. Zarejestrowane pierwiastki rzadkie w wyniku analizy w mikroobszarze.

Stosunkowo częstym pierwiastkiem w tych skałach jest stront. Zaobserwowany został on zarówno w apatycie (8, 11) jak i w innych minerałach, gdzie występuje w postaci domieszek i wtrąceń lub własnych faz tworzących tlenki. W apatycie obok strontu stosunkowo często pojawia się też chlor oraz fluor (ryc. 8). Prócz strontu pojawiają się też domieszki Pm, Nb. Często też w sąsiedztwie tego minerału znajduje się baryt.

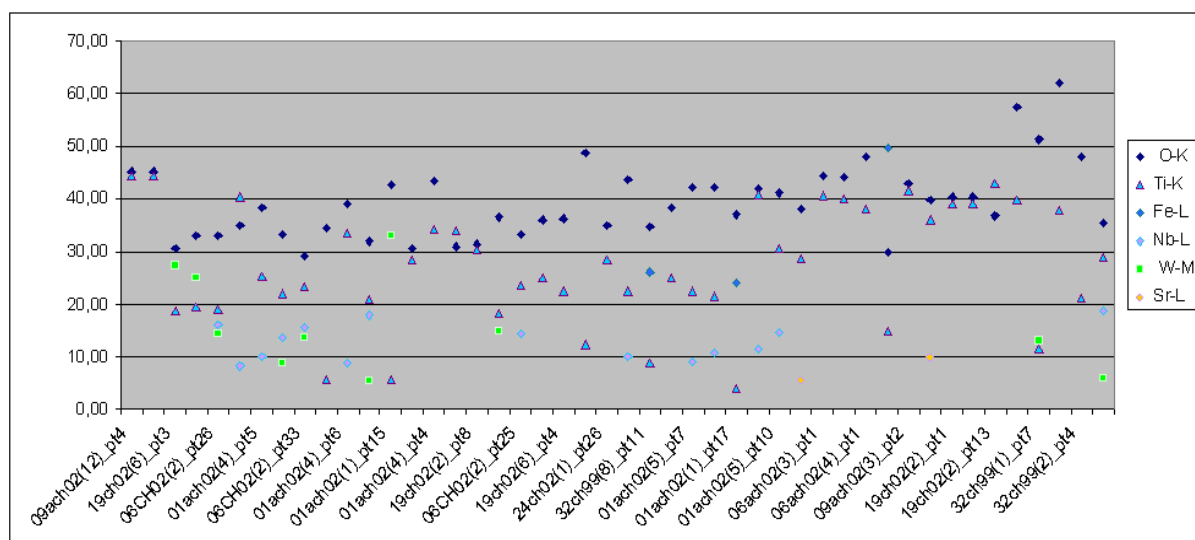
Zaobserwowano także stosunkowo dużą ilość minerałów rudnych posiadających liczne domieszki pierwiastków rzadkich (ryc. 9). Najczęściej występują one w tytanicie (ryc. 10) i rutylu (4). W mniejszym stopniu występują one także w magnetycie (ryc. 5) i ilmenicie (ryc. 6). W rutylu najczęściej pojawia się Sr, Nb, W (ryc. 4) w tytanicie z kolei Nb, Ta, W, Sr, Nb (fig 10). Magnetyt posiada domieszki Tl, Nb (ryc. 5) a ilmenit V, Zn, W, oraz Ta, Nb (ryc. 6). Liczne pierwiastki metali kolorowych oraz rzadkie występują w postaci wprysnięć i inkluzji w różnych minerałach (ryc. 7). W barycie stwierdzono domieszki tlenków uranu, oraz lantanu i ceru, w węglanach stwierdzono Mn, Fe, Zn. W piroksenach zaś Cd, As, Ag, oraz Nb, Nd, Sr, U (ryc. 7).

7.4. Dyskusja

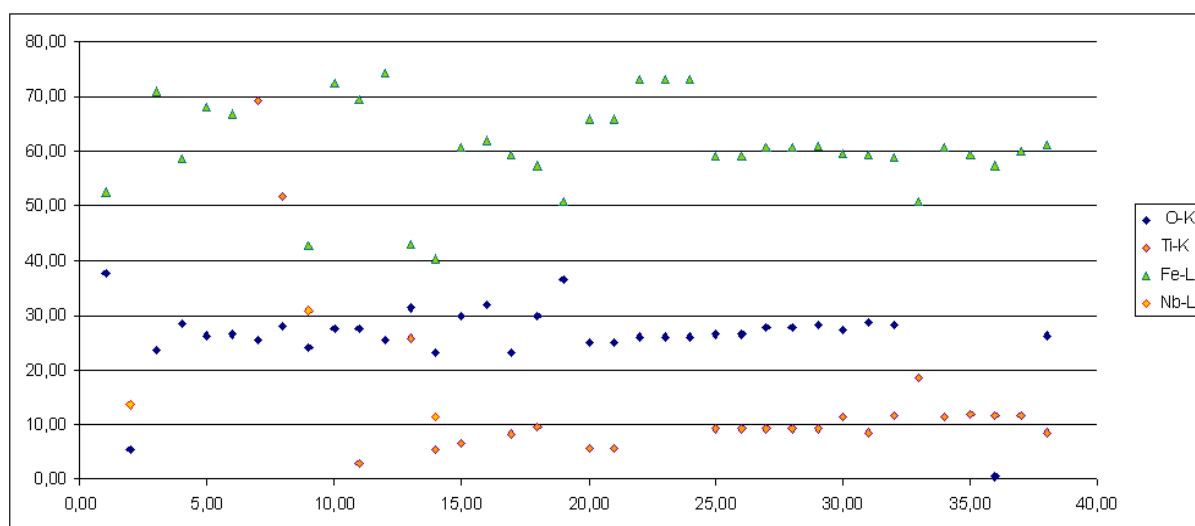
W zbadanych skałach Chibin ilość domieszek metali kolorowych i pierwiastków rzadkich jest znacznie mniejsza niż w masywie Lowozierskim. Pierwiastki występujące w analizowanych skałach tworzą różne asocjacje związane zapewne z kolejnymi stadiami krystalizacji. Przykładem są licznie występujące pierwiastki grupy cerowej oraz stront w minerałach skałotwórczych budujących skały w Chibinach. Stosunkowo bogaty nośnikami są zarówno fosforany jak i fazy tytanu (rutyl, ilmenit, tytanit) Tytanit często krystalizuje w tych skałach, jako faza tworząca się pomiędzy innymi minerałami, w końcowym etapie krystalizacji lub towarzysząc procesom rozpadu innych faz. Minerał ten przejmuje zapewne pierwiastki występujące w roztworach resztkowych. Asocjacja metali kolorowych w tym związku uranu prawdopodobnie jest związana z procesami hydrotermalnymi. Najczęściej pierwiastki te towarzyszą siarczkom (piryt, galena, sfaleryt), węglanom (kalcyt, cerusyt) oraz siarczanom (baryt). Minerały te prawdopodobnie tworzyły się w czasie tektogenezy Chibin, w trakcie ich dźwigania oraz procesów krótko po tej fazie. Migracja tych pierwiastków mogła się odbywać w licznych tektonicznych uskokach, rozłamach a nawet spękaniach w skałach, które w tym wypadku stały się nośnikiem tych faz.

7.5. Wnioski

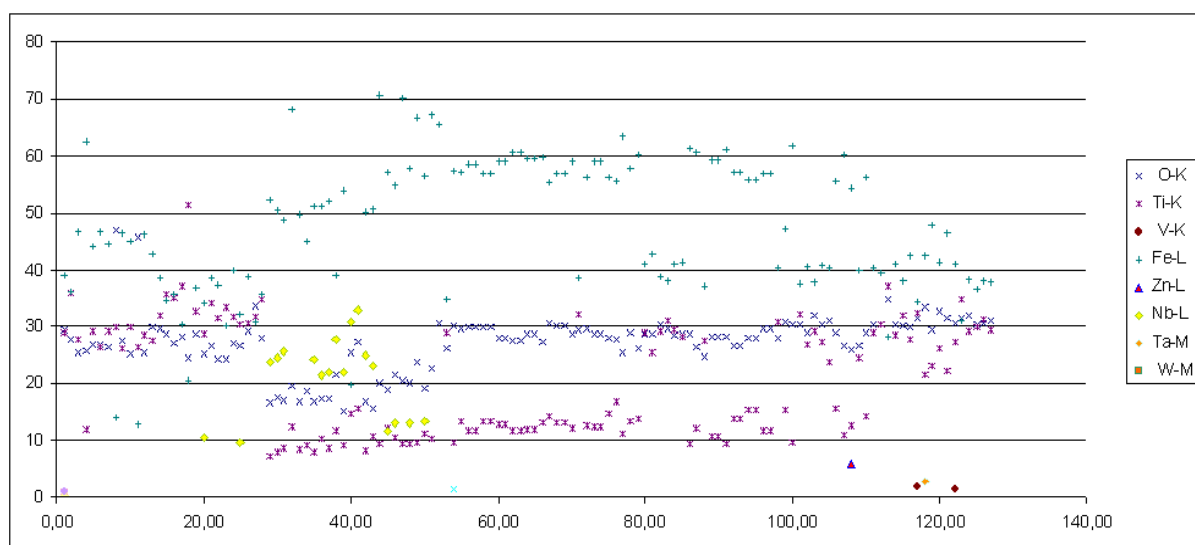
Zbadane skały Chibin wskazują na stosunkowo liczne wzbogacenie pierwiastkami rzadkimi a największe z nich ma znaczenie występowania stronu, który pojawia się w wielu różnych fazach tworząc nagromadzenia o charakterze złożowym. Skały Chibin posiadają kilka typów mineralizacji ulokowanej w minerałach skałotwórczych, krystalizacji magmowej, świadczących o stosunkowo licznych domieszkach tych pierwiastków w stopie, z którego powstały skały Chibin. Kolejnymi asocjacjami są minerały powstające w warunkach krystalizacji resztkowej i hydrotermalnej. Ich skład chemiczny, domieszki oraz asocjacje pozwalają wysunąć hipotezę wiążącą te składniki z fluidami pochodzącymi z wnętrza ziemi, transportowanymi w trakcie tworzenia się alkalicznych intruzji w rejonie Płw. Kola związanymi ściśle z działaniem plamy gorąca, która istniała w późnym paleozoiku pod tarczą bałtycką (Arzamatsev 1994, Kogarko i in 1995, Mitrofanov 2000, Pozhyliencko i in. 2002).



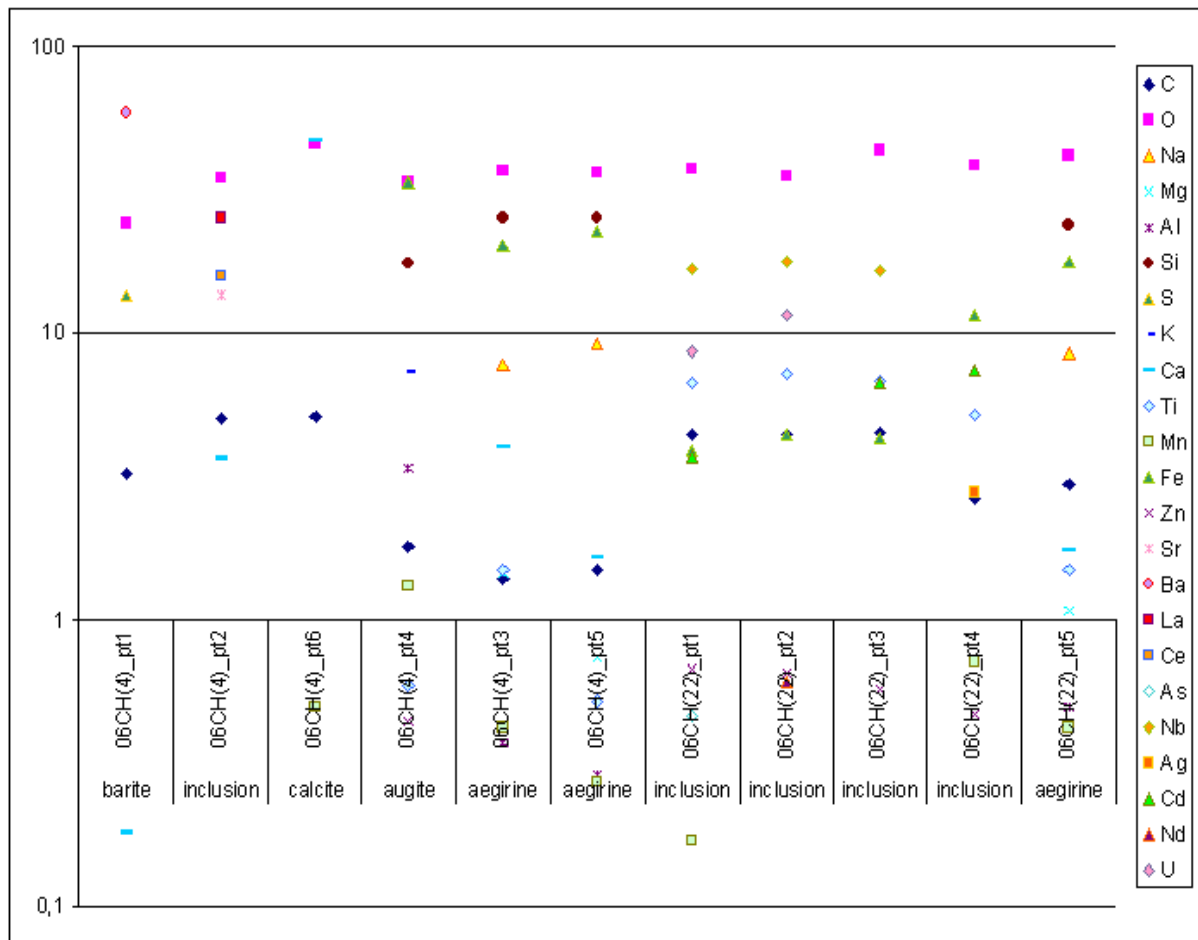
Ryc. 4. Zestawienie wyników analiz rutylu.



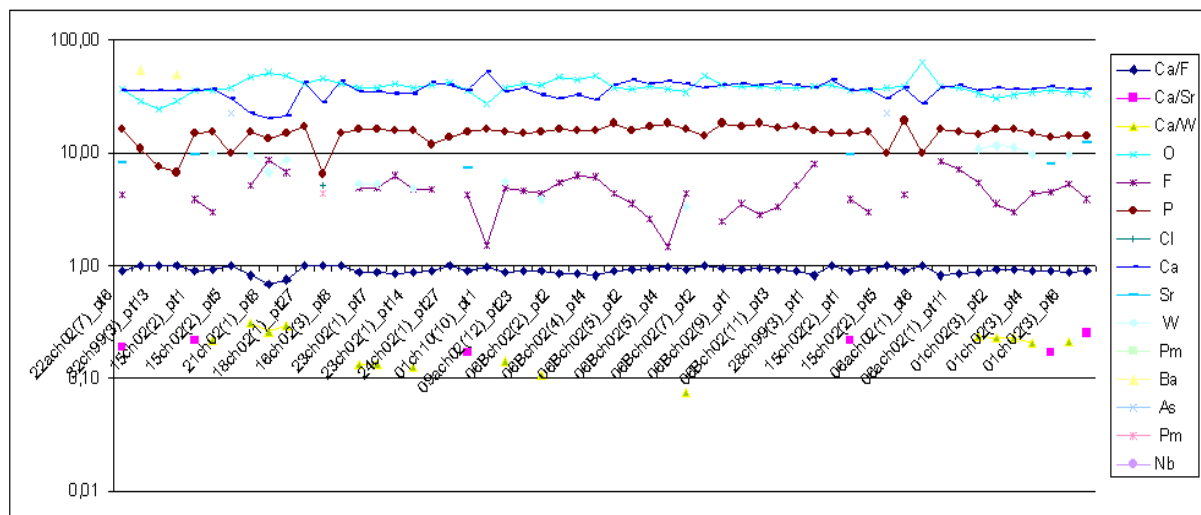
Ryc. 5. Zestawienie wyników analiz magnetytu.



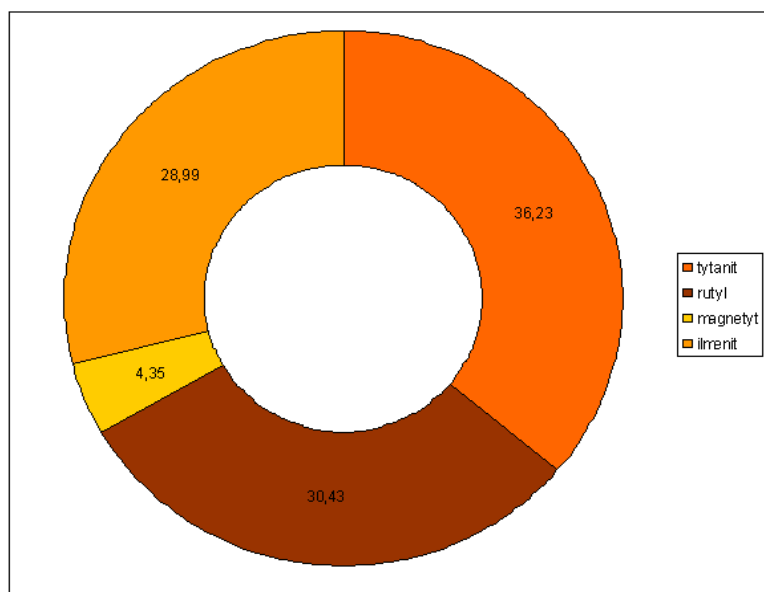
Ryc. 6. Zestawienie wyników analiz ilmenitu.



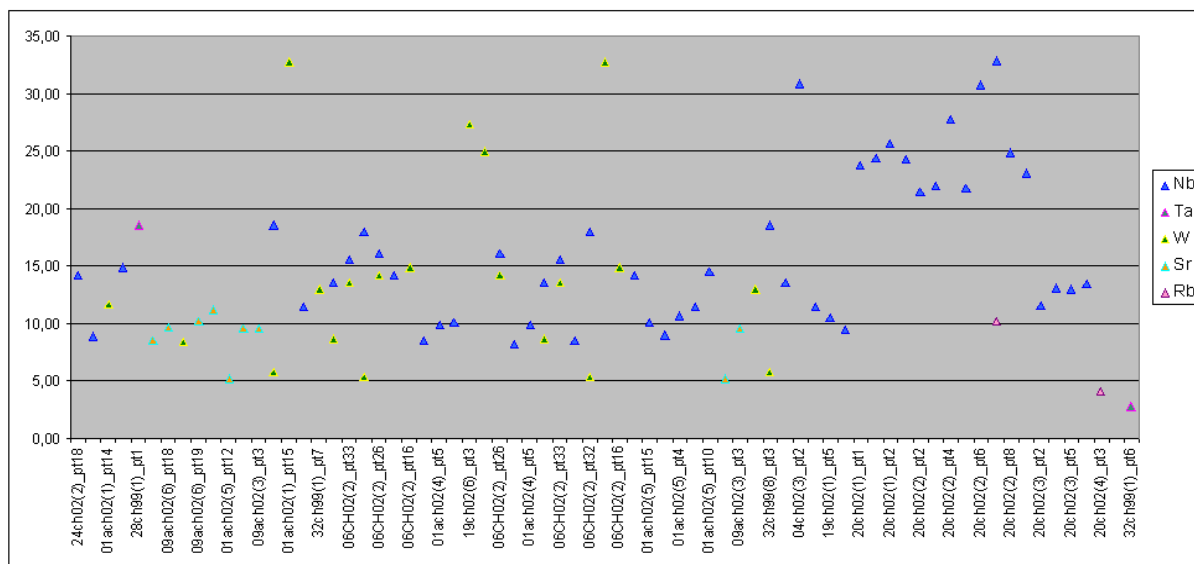
Ryc. 7. Zestawienie wyników analiz inkluzji w różnych minerałach.



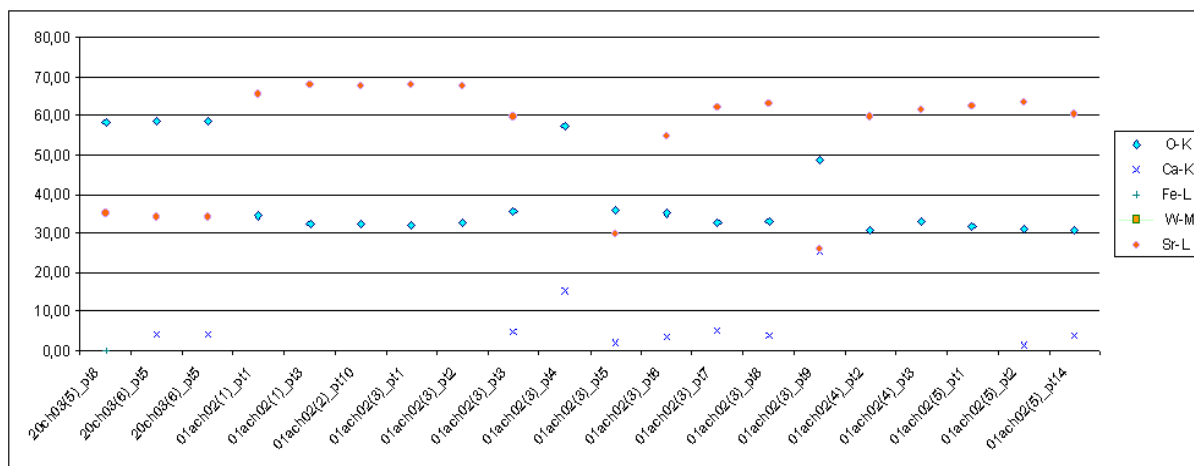
Ryc. 8. Zestawienie wyników analiz apatytu.



Ryc. 9. Zawartość zbadanych minerałów Ti-Fe zawierających domieszki REE.



Ryc. 10. Zestawienie domieszek pierwiastków rzadkich w tytanicie, rutylu, magnetycie i ilmenicie.



Ryc. 11. Zestawienie występowania strontu wraz z pierwiastkami towarzyszącymi.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008; The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995; Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall; pp. 226.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian], wyd. Nauka, pp. 214.
5. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos. 1993; 30: 33-44.
6. Kukhareno AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. Moscow: Nedra; pp. 772.
7. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
8. Pozhylienko WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District [In Russian], Apatity, pp. 360.

8. BADANIA IZOTOPÓW $\delta^{34}\text{S}$ ORAZ MIKROANALIZA SIARCZKÓW Z ALKALICZNYCH MASYWÓW CHIBIN I LOVOZIERA

8.1. Wstęp

Tarcza Bałtycka stanowi fragment Wschodnioeuropejskiego Kratonu (EEC), odsłania się w rejonie Karelii, Finlandii, Szwecji i Płw. Kolskiego. Na Płw. Kolskim odsłaniają się skały zaliczane do najstarszych utworów w obrębie Tarczy Bałtyckiej. Są to skały których wiek datuje się niekiedy nawet na 3,7 Ga i tworzą mozaikę zmigmatyzowanych granitognejsów z licznymi pasami zieleńcowymi oraz szeregiem różnowiekowych intruzji o wieku od 3-2,4 Ga (Mitrofanov i in. 2002, Pozhylienکو i in. 2000). W tarczy bałtyckiej zaznaczyła się też aktywność procesów magmowych, które przyczyniły się do powstania licznych paleozoicznych intruzji głównie o charakterze karbonatytowym i alkalicznym. Intruzje te znajduje się na Płw. Kolskim (Masyw Chibiński, Lowozierski, Kovdor i inne), oraz w rejonie Karelii i Finlandii (np. Sokli; Kukhareńko i in. 1965, Boruckiy 1989, Arzamatssev 1994, Kogarko i in. 1995, Arzamatssev i in. 2008). Zbadane siarczki pochodzące ze skał alkalicznych z masywów Chibińskiego i Lowozierskiego stanowią klucz do zrozumienia procesów etapów rozwoju genezy tych masywów.

8.2. Sposób przygotowania materiału badawczego

Próbki zawierające siarczki zostały starannie wyselekcjonowane. Z Masywu Chibińskiego były to próbki pobrane w okolicach kamieniołomu Centralni Rudnik w strefie występowania rudnych ciał nefelinowo-apatytowych. W rejonie Masywu Lowozierskiego próbki zostały zebrane w zachodnich stokach góry Aluaiv. Próbki te zostały opisane makroskopowo a także z wykorzystaniem metod mikroskopowych za pomocą polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P oraz w mikroobszarze z użyciem skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania te przeprowadzono w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery na Wydziale Nauk o ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS. Analizy izotopów stabilnych siarki $\delta^{34}\text{S}$ zostały wykonane dzięki uprzejmości prof. Stanisława Hałasa w Instytucie Fizyki UMCS za pomocą spektrometru masowego.

8.3. Wyniki

W niniejszym rozdziale zostały przedstawione wyniki wybranych próbek siarczków ze skał alkalicznych, które zostały pobrane w masywie Chibińskim i Lowozierskim. Oba masywy stanowią intruzję centralną, zbudowaną z koncentrycznie ułożonych skał. W

Chibinach występuje strefa zewnętrzna i wewnętrzna zbudowana głównie z masywnych sjenitów (tzw. chibinitów i fojaitów) pomiędzy którymi znajduje się strefa rudna zbudowana głównie z nefelinitów. W tym masywie występują ponadto liczne utwory żyłowe, które zlokalizowane są głównie w strefach tektonicznych. Szczególnie w centralnej części masywu pomiędzy strefą wewnętrzną i zewnętrzną znajdują się liczne żyły w tym melteigity.

Z kolei w masywie lowozierskim występują także koncentrycznie ułożone skały. Są to trachitoidy (znajdujące się w strefie zewnętrznej) oraz lujawryty (w strefie wewnętrznej), którym towarzyszą liczne utwory żyłowe i pegmatyty szczególnie występujące w strefie granicznej, które są bogate w mineralizację zawierającą pierwiastki ziem rzadkich (Huber 2013, 2015a,b,c). W N-E części tego masywu znajduje się odsłonięcie "flora" z utworami, które zostały zmienione w wyniku działania procesów hydrotermalnych i metasomatycznych. Skały tych masywów zostały pokrótce opisane poniżej.

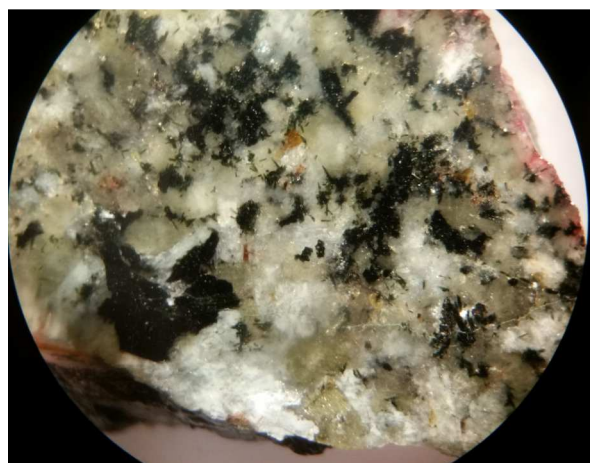


Ryc. 1. Mikrofotografie typowych sjenitów z Chibin: A - chalkopiryt widoczny na tle plagioklazów i ortoklazu oraz egirynu (próbka 01aCH12), B - rutyl oraz piryt z pentlandytem, widoczne na tle egirynu i plagioklazów (próbka 02CH12), C - kryształy siarczków na tle egirynu i nefelinu w sjenicie (próbka 01CH12), D - siarczki na tle egirynu, biotyту, arfvedsonitu i nefelinu (próbka 05CH12), (C-D - światło przechodzące, Nx).

8.3.1. Typowe skały masywu chibińskiego

W masywie chibińskim dominują sjenity, alkaliczne melasjenity, foidowe sjenity. Zwykle mają one strukturę grubokrystaliczną, masywną i nieuporządkowaną teksturę, rzadziej promienistą, kierunkową. Tło masywnych syenitów tworzą automorficzne kryształy ortoklazu, plagioklazów apatyту, wśród których znajdują igielkowe kryształy egirynu-akmitu oraz kseromorficzne kryształy eudialitu. W skałach tych występują także ilmenit, tytanit, magnetyt, arfvedsonit, riebeckite, astrofyllit, enigmatyt, lorenzenit i inne. Skały żyłowe w omawianym masywie to głównie foidowe sjenity, ijolity, melteigity, foidowe trachidoidy piroksenity, mikrosjenity w tym tinguaity oraz melteigity. Tinguaity posiadają zwykle zieloną barwę, fibroblastyczną strukturę radialną, masywną teksturę. Tło w tych skałach zbudowane jest z radialnie ułożonych kryształów egirynu oraz astrofyllit, ortoklazu nefelinu i tytanitu. W skałach tych występują także magnetyt i ilmenit. Melteigity

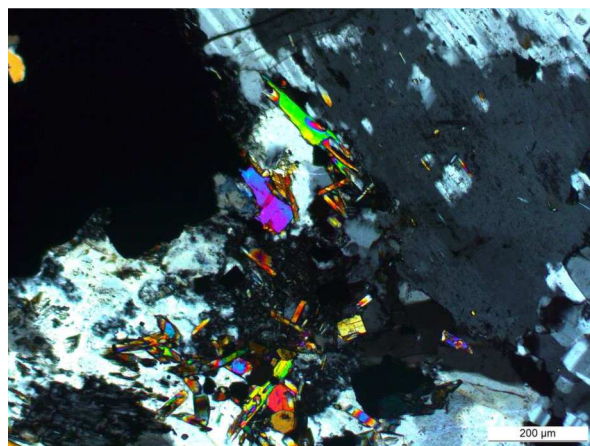
z kolei to skały barwy czarnej, o strukturze grubokrystalicznej, porfirowatej, teksturze zbitej, bezładnej, poikilitowej, zbudowane głównie z piroksenów oraz oliwinów często posiadających obwódki korozyjne. Pomiędzy tymi minerałami znajdują się egiryn, biotyt i flogopit. Łuszczyki szczególnie występują w strefach koron reakcyjnych na około oliwinu i pirokseny. W tle pojawiają się też nefelin, apatyt, ortoklaz i albit a także liczne minerały rudne reprezentowane przez magnetyt, ilmenit a także piryt, chalkopiryt, kubanit. W skałach tych niekiedy pirokseny tworzą formy radialne tzw. augitowe słońca.



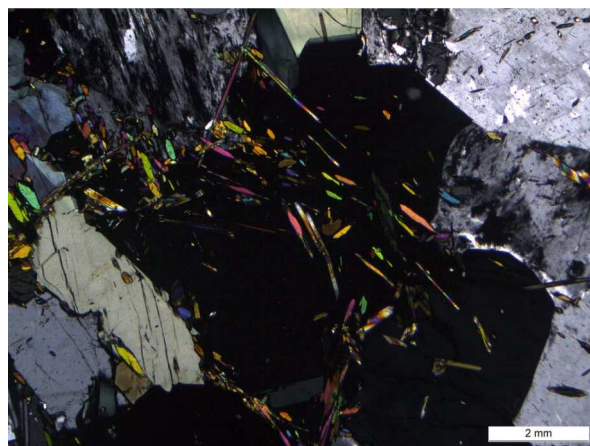
04LV12



06LV12



03LV12



06LV12

Ryc. 2. Mikrofotografie typowych skał z Masywu Lowozierskiego: A - piryt w sąsiedztwie egirynu oraz nefelinu i plagioklazów (próbka 04LV12), B - eudiality oraz egiryn pomiędzy kumulatywnie ułożonymi kryształami plagioklazów oraz nefelinu w lujawrycie (próbka 06LV12), C - piryt w sąsiedztwie ortoklazu, plagioklazów oraz egirynu w fojaicie (próbka 03LV12), D - ilmenit oraz piryt na tle egirynu, plagioklazów oraz nefelinu w lujawrycie (próbka 06LV12).

8.3.2. Typowe skały Masywu Lowozierskiego

Typowe skały masywu Lowozierskiego to lujawryty i fojaity. Egirynowo-eudialitowe lujawryty to skały barwy szaro-zielonej z widocznymi czerwono krwistymi kryształami eudialitu, drobnokrystalicznych skaleni oraz igiełek egirynu. Skały te posiadają

strukturę holokrystaliczną grubokrystaliczną, porfirowatą, teksturę linijną. Tło stanowią kryształy ortoklazu zbliżniaczone wg prawa karlsbadzkiego. Kryształy te często posiadają mocno wydłużoną formę nadając skale struktury linijnej i pseudo ofitowej. Pomiedzy tymi kryształami znajdują się też tabliczki albitu. W interstycjach tych minerałów spotyka się igły egirynu w towarzystwie ilmenitu i tytanomagnetytu oraz pojedyncze ziarna rutylu i tytanitu. Występuje także piryt z chalkopirytem oraz cyrkony Egirynowo-eudialitowe fojaity, z widoczną strukturą drobnokrystaliczną, teksturą linijną. W tle skały występują egiryn i albit, ortoklazu oraz eudialit, nefelin oraz ilmenit, tytanit i rutyl. Spotyka się także niewielkie ilości riebeckitu i cyrkony.

Jowity makroskopowo stanowią zielonkawe skały zbudowane z akmitu z występującymi pojedynczymi kryształami eudialitu, ilmenitu oraz minerałów leukokratycznych. Zwykle posiadają strukturę holokrystaliczną, różnoziarnistą, porfirowatą, teksturę silnie linijną podkreśloną przez licznie występujące kryształy egirynu-akmitu z plagioklazami oraz eudialitem, nefelinem i ilmenitem, rutylem. Metasomatyczne skały z odsłonięcia „Flora” posiadają tło zbudowane z nefelinu i skaleni z widocznym fenokryształami K-skaleń oraz idiomorficznych ciemnych minerałów, które zwykle wykształcone są w formie szkieletowej. Pomiedzy tymi minerałami widoczne są nefelin i apatyt. Obok ortoklazu, mikroklinu pojawia się albit, któremu towarzyszą kryształy egirynu a także liczne minerały akcesoryczne takie jak astrofyllit, lorenzenit oraz eudialit. Często im towarzyszą rzadkie minerały takie jak murmanit, łoparyt, narsarsukit, epistolit i inne. Egiryn tworzy często wydłużone agregaty. Eudiality tworzą gniazda, występując też w postaci pojedynczych automorficznych kryształów. Niektóre z nich posiadają strukturę zonalną. Lorenzenit występuje zwykle w formie własnokształtnej. Narsarsukity tworzą zwykle agregaty zbudowane z polisyntetycznie zbliżniaczonych kryształów. Plagioklasy w tle często tworzą strukturę pseudoofitową.

W skałach tych występują liczne minerały siarczkowe, które zostały zbadane za pomocą analiz w mikroobszarze. Minerały te współwystępują zwykle z pozostałymi rudnymi fazami takimi jak magnetyt, ilmenit, tytanit, rutyl. Wśród zbadanych chibińskich minerałów rudnych ilmenit stanowi 57,92% wszystkich zbadanych minerałów rudnych. Tytanit z kolei stanowi 16,34%, magnetyt 10,73%, rutyl 3,63%, piryt 3,96%, chalkopiryt, pentlandyt i arsenopiryt poniżej 1%. Z kolei w masywie Lowozierskim analizy w mikroobszarze wykazały istnienie takich minerałów jak ilmenit (3%), tytanit (12%), rutyl (6%), magnetyt (11%) oraz siarczki (20%).

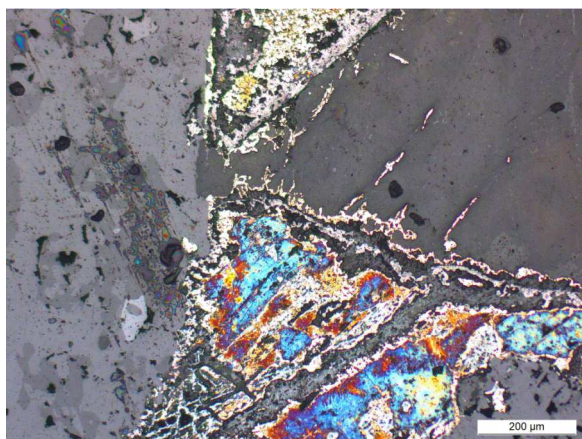
Porównanie zawartości stwierdzonych minerałów rudnych z Masywu Chibińskiego mikroobszarze Lowozierskiego znajduje się na ryc. 4. Analiza tych diagramów wykazuje pewne podobieństwa. W obu masywach stosunkowo znaczącą pozycją są minerały (tlenki i krzemiany) tytanu. W Masywie Lowozierskim dodatkowo tlenki te są wzbogacone w liczne inkluzje metaliczne. Ponadto w obu przypadkach stwierdza się też fazy związane z żelazem (głównie tlenki oraz siarczki). Ponadto w obu przypadkach znajdowane SA minerały metali związanych geochemicznie ze skałami alkalicznymi w tym inkluzji REE.



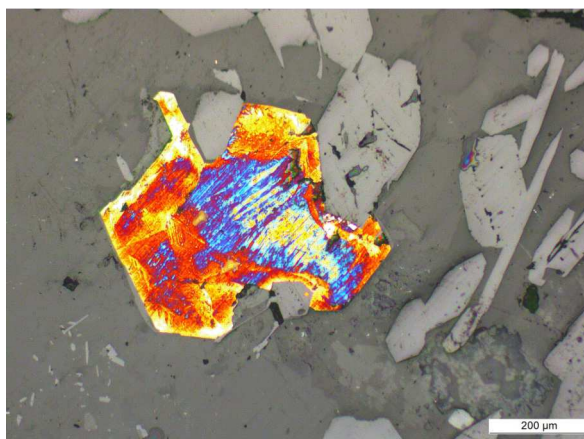
10aCH12



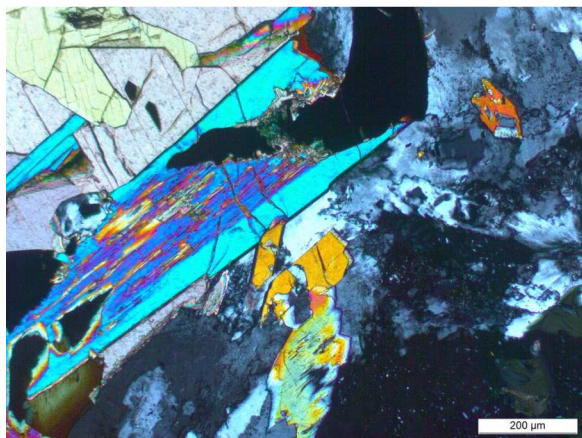
1bLV12



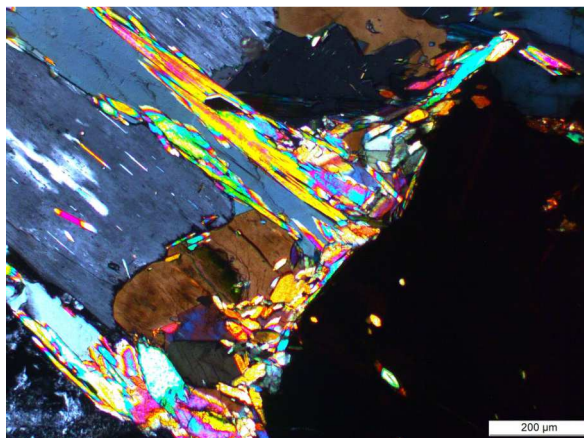
03aCH12



04LV12



10CH12



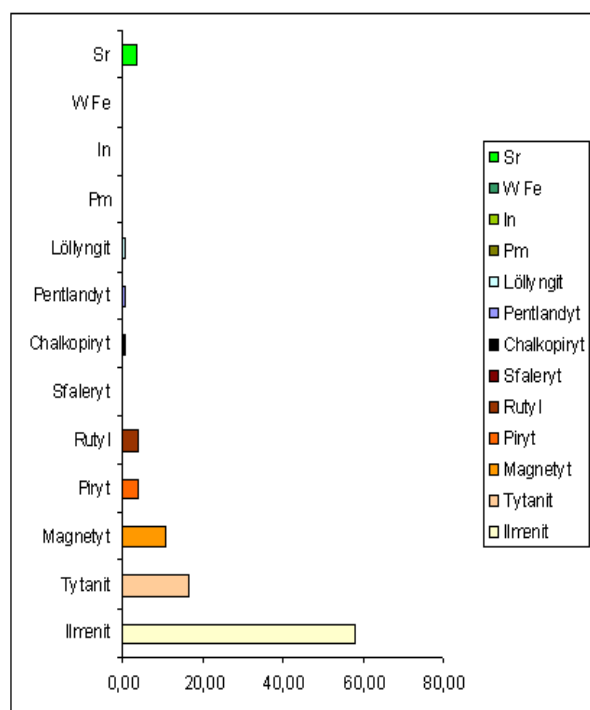
06LV12

Ryc. 3. Siarczki w analizowanych skałach. A - makrofotografia typowego sjenitu z widocznymi egirynami, apatytem, nefelinem oraz siarczkami (próbka 10aCH12), B - siarczki znajdujące się pomiędzy kryształami egirynu, eudialitu, nefelinu i apatytu w fojaicie (próbka 1bLV12), C - piryt, chalkopiryt i ilmenit znajdujące się w sjenicie z Chibin (próbka 03aCH12), D - euhedralny kryształ chalkopiryt znajdujący się w fojaicie z masywu Lowozierskiego (próbka 04LV12). (A, B - makrofotografie, C-D mikrofotografie w świetle odbitym, E-F w świetle przechodzącym, spolaryzowanym).

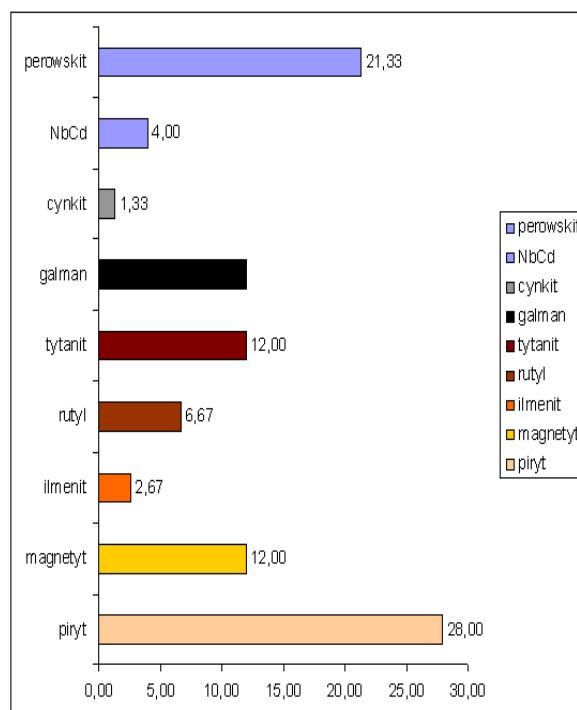
8.3.3. Badania w mikroobszarze siarczków

Badania w mikroobszarze wykazały, iż niektóre fazy tytanowe (tytanity oraz rutyle) zawierają stosunkowo dużą liczbę inkluzji takich pierwiastków jak Nb, Ce, Sr, a nawet U. W skałach Chibin stwierdzono także arseniany (löllingit) a w skałach masywu Lowozierskiego - perowskit. Prócz tych minerałów stosunkowo często spotyka się różnego rodzaju siarczki takie jak piryt 3,96%, chalkopiryt, pentlandyt i arsenopiryt, występują one w skałach w ilości poniżej 1% (ryc. 26). W niektórych próbkach dostrzeżono też chalcokozyn, galenę i sfaleryt. Minerałom tym towarzyszą często także tlenki Zn i Pb oraz baryt, a także niekiedy węglany. W siarczkach tych lub ich sąsiedztwie stwierdzono inkluzje Rh, Nb, Cd, Ag (zwykle na poziomie kilku procent wag.).

Minerały rudne z Chibin



Minerały rudne z Masywu Lowozierskiego



Ryc. 4. Diagramy charakterystyki minerałów rudnych.

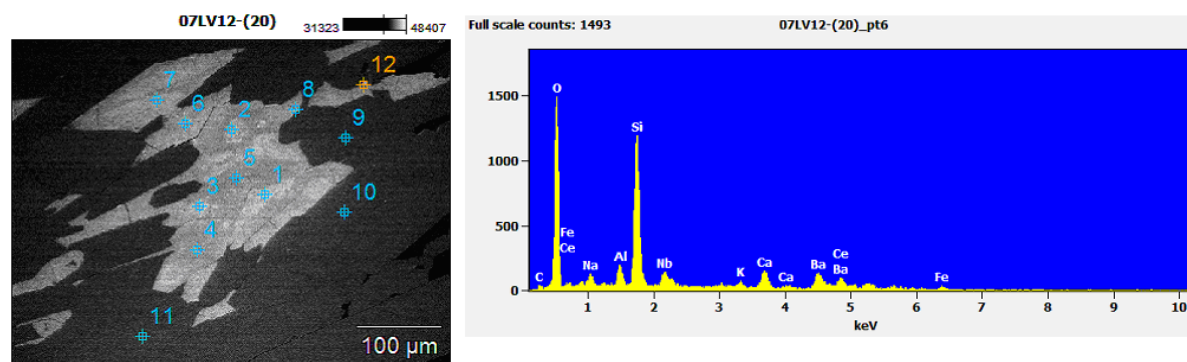
Minerałom rudnym towarzyszą licznie inkluzje pierwiastków REE. Zwykle są to lantanowce. Występują one często zarówno w związkach tytanu (ilmenit, rutyl) oraz fosforanom (apatyt). Omawiane siarczki w skałach z Chibin minerałami Lowoziera występują głównie w formie rozproszonej, często towarzysząc minerałom femicznym. Zdarza się, iż siarczki te towarzyszą także ilmenitowi, magnetytowi oraz tytanitowi. W towarzystwie tych minerałów najczęściej spotyka się piryt lub pirotyn. W formie rozproszonej także najczęściej występuje piryt. Niekiedy spotyka się także chalkopiryt minerałami lub pentlandyt. Minerały te mogą tworzyć w omawianych skałach zrosty często współwystępując razem z pozostałymi fazami rudnymi. W strefach mikrouskoków oraz wypięń żyłowych spotyka się siarczki wzbogacone Zn, Pb, niekiedy as, Ag, Cu.

Reprezentowane są one przez galenę, sfaleryt, cynkit, chalkopiryt, tetraedryt, chalkopiryt, kubanit. W takich miejscach spotyka się też siarczany takie jak baryt (ryc. 5) a w ich towarzystwie często występują licznie inkluzje zawierające stosunkowo wysokie stężenie pierwiastków grupy lantanowców.

Pierwiastkom grupy lantanowców (Lc, Pr, Ce) towarzyszą też inne takie jak Sr. Z kolei inkluzje zawierające uran posiadają też domieszki Nb, Cd a także Ti Fe, Zn (ryc. 28). Wzbogacenie w pierwiastki grupy lantanowców jest stosunkowo częste w omawianych skałach, choć wydaje się, iż częściej spotyka się go w skałach masywu Lowozierskiego. Lantanowce towarzyszą siarczanom oraz fosforanom a także tlenkom Ti, Nb, Sr towarzysząc tym fazom.

Tabela 1. Wyniki analiz w mikroobszarze faz na ryc. 5.

Próbka	O	Si	K	Ca	Ti	Fe	Nb	Ba	Ce
07LV12-(20)_pt1	42.30	19.04	0.99	3.73		2.38	5.82	12.86	6.61
07LV12-(20)_pt2	48.11	15.92	0.91	3.56	7.52	2.08	4.39		11.13
07LV12-(20)_pt3	50.78	18.01	1.18	3.62	7.16	2.33	4.30		6.46
07LV12-(20)_pt5	47.69	18.96	1.51	3.31	6.11	3.39	4.33		7.11
07LV12-(20)_pt6	44.40	19.48	0.96	4.64		2.74	4.95	9.74	6.77
07LV12-(20)_pt7	45.00	18.96	0.66	3.86		2.87	4.33	11.66	6.92
07LV12-(20)_pt12	48.10	16.74	1.12	5.65	4.29	3.27	6.65		5.33



Ryc. 5. inkluzje barytu zawierające pierwiastki grupy lantanowców.

8.3.4. Analiza izotopów stabilnych

Wybrane siarczki ze skał alkalicznych obu masywów zostały poddane analizie izotopów stabilnych $\delta^{34}\text{S}$ [VCDT‰] za pomocą spektrometru masowego (tab. 2). Siarczki te wykazały generalnie dwie grupy wartości odpowiadających generacjom wytworzenia się tych minerałów. Siarczki z zawartością izotopową wariującą w bliskich wartościach zera charakterystyczne są dla magm pierwotnych, z których mogły krystalizować. Z kolei wartości siarczków na poziomie +4, +6 są związane ze skałami o charakterze magmowym alkalicznym, gdy w trakcie krystalizacji siarczków doszło do kontaminacji izotopów pochodzenia suprakrustalnego.

8.4. Dyskusja

Zbadane skały pochodzące z Masywu Chibińskiego charakteryzują się głównie masywnymi strukturami, obecnością typowych minerałów związanych z asocjacją alkalicznych skał, którym towarzyszą minerały akcesoryczne takie jak nefelin, apatyt, eudialit, tytanit, lorenzenit, ilmenit itp. Skały Chibin wytworzyły kilka stref krystalizacji, dwie z nich są związane z fazą magmową trzecia rudna prawdopodobnie powstała w wyniku procesów likwacji i dyferencjacji w ognisku magmowym i jest zdecydowanie bogatsza w minerały femiczne. Pomiedzy tymi strefami w głębokich starych rozłamach pojawiają się skały żyłowe reprezentowane przez tinguaity oraz melteigity zawierające w sobie pierwotną magmową asocjację (opx-cpx-ol) silnie skorodowaną w wyniku zmieszania się ze składnikami alkalicznymi. Z kolei w Masywie Lowozierskim dominują skały o strukturach linijnych, krystalizujące prawdopodobnie na mniejszej głębokości. Wytworzyły one dwie strefy skał trachitoidowych oraz łujawrytowych. Skały te są bogate w asocjację mineralną charakterystyczną dla sjenitów będąc jednocześnie wzbogaconymi w liczne minerały akcesoryczne takie jak nefelin, apatyt, a także rzadkie takie jak eudialit, lorenzenit, murmanit, łoparyt narsarsukit itp. Pomiedzy nimi obecne są także liczne skały żyłowe oraz pegmatyty zawierające bardzo rzadkie minerały (np. villaumit, czałowit itp.) niekiedy występujące lub odkryte jedynie w tym regionie.

Konstrukcją masywów oraz asocjacją mineralną skał odpowiadają minerały rudne oraz siarczki. Wyróżnia się siarczki związane prawdopodobnie z krystalizacją pierwotną - magmową takie jak piryty, pentlandyt, chalkopiryt a także towarzyszące im kubanit, ilmenit, magnetyt, tytanit. Kolejna faza siarczków jest związana już z procesami o charakterze krystalizacji resztkowej i hydrotermalnej. Tymi siarczkami są piryty, chalkopiryt, galena sfaleryt, cynkit, kubanit, tetradryt, arsenopiryt. Generacje te odpowiadają wykonanym badaniom izotopowym, które wskazują na magmowy i hydrotermalny charakter. Charakter izotopowy siarczków wykazuje w tych skałach pewną inwersję. Starsza generacja siarczków o charakterze typowo magmowym, związana jest prawdopodobnie ze skałami sjenitowymi i posiada wartości izotopowe w granicach 4-6. Siarczki, które towarzyszą utworom żyłowym, związanym z asocjacją hydrotermalną a także występowaniem licznych inkluzji pierwiastków REE w tym grupy cerowej posiadają wartości izotopowe zbliżone do zera. Prawdopodobnie związane jest to z oddziaływaniem w tym regionie plamy gorąca, która przyczyniła się do powstania szeregu intruzji alkalicznych i karbonatytowych na Półw. Kolskim mikroobszarze całej tarczy bałtyckiej. Plama ta przyczyniła się także do powstania licznych utworów żyłowych obecnych w starszych skałach archaicznego otoczenia intruzji (np. żyły karbonatytowe Laplandzkiego Pasa Granulitowego Kola).

8.5. Konkluzje

Omawiane masywy skał alkalicznych stanowią bardzo ciekawy przykład dużych intruzji tego typu skał bogatych w liczne minerały rzadkie takie jak eudialit, lorenzenit oraz liczne inkluzje metali kolorowych i z grupy cerowej. Analizowane siarczki z tych skał wykazują dwie generacje ich krystalizacji, związane z pierwotną magmą oraz typowo

hydrotermalną. Towarzyszą im liczne minerały rudne. W przypadku asocjacji magmowej są to magnetyt, ilmenit, tytanit, piryt, chalkopiryt, pentlandyt, w przypadku asocjacji hydrotermalnej piryt, galena, arsenopiryt i tetraedryt, sfaleryt, löllingit a także cynkit i baryt.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. pp. 226, London, Chapman & Hall
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian]. pp. 214, Nauka Publ.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. *J. Biol. Earth Sci.* 3(1): E1-E11.
6. Huber M. 2015. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
7. Huber M. 2015. Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. *J. Biol. Earth Sci.* 5(1): 82-99.
8. Huber M. 2015. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. *J. Biol. Earth Sci.* 5(1): 74-81.
9. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. *Lithos.* 1993; 30: 33-44.
10. Kukharensky AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. p. 772. Moscow, Nedra Publ.
11. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
12. Pozhylienka WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmansk District [In Russian]. pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

CZĘŚĆ II. MASYW LOWOZIERSKI

9. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA MASYWU LOWOZIERSKIEGO

9.1. Wstęp

Na Półwyspie Kolskim, około 20 km na wschód od Chibin znajduje się Masyw Lowozierski. Jest to masyw pod wieloma względami bliźniaczy, choć też posiada istotne różnice zarówno w rzeźbie, jak i geologii. Położony jest pomiędzy dwoma dużymi jeziorami rynnowymi: Umbozero na zachodzie i Lowozero na wschodzie. Masyw ten zbudowany jest z grzbietu tworzącego kulminacje szczytowe o charakterze rozrogów. We wschodniej części masywu wysokości szczytów gór są znacznie niższe, przykładowo góra Kuyivchorr posiada wysokość 786 m n.p.m., na zachodzie najwyższy szczyt Angvundaschorr 1120 m n.p.m. Orograficznie masyw ten przypomina wygięty półksiężyc, tworząc partie szczytowe w północnej, zachodniej i południowej części. Od wschodu znajduje się jezioro Sieidozero, wpadające do przyległego jeziora rynnowego Lovozero. Masyw ten położony jest w centralnej części Płw. Kolskiego, w partiach szczytowych średnia roczna wynosi -3°C . Roślinność w tym masywie jest bardzo podobna do Chibin i tak samo odznacza się piętrowością. Geologicznie masyw ten zbudowany jest z porfirytów lujawrytów, skał alkalicznych zawierających liczne rzadkie minerały.



Ryc. 1. Pogładowa fotografia Masywu Lowozierskiego.

W trakcie zlodowacenia plejstocenijskiego masyw ten prawdopodobnie stanowił wkłęsły nunatak (podobnie jak Chibiny) a po ustąpieniu lodowca niektóre jego części posiadały własne lodowce górskie, choć znajdują się też liczne doliny, które nie uległy zlodowaceniu. Masyw ten, choć mniejszy (powierzchnia 580 km²) obfituje w szereg ciekawych form, które poniżej zostały opisane.

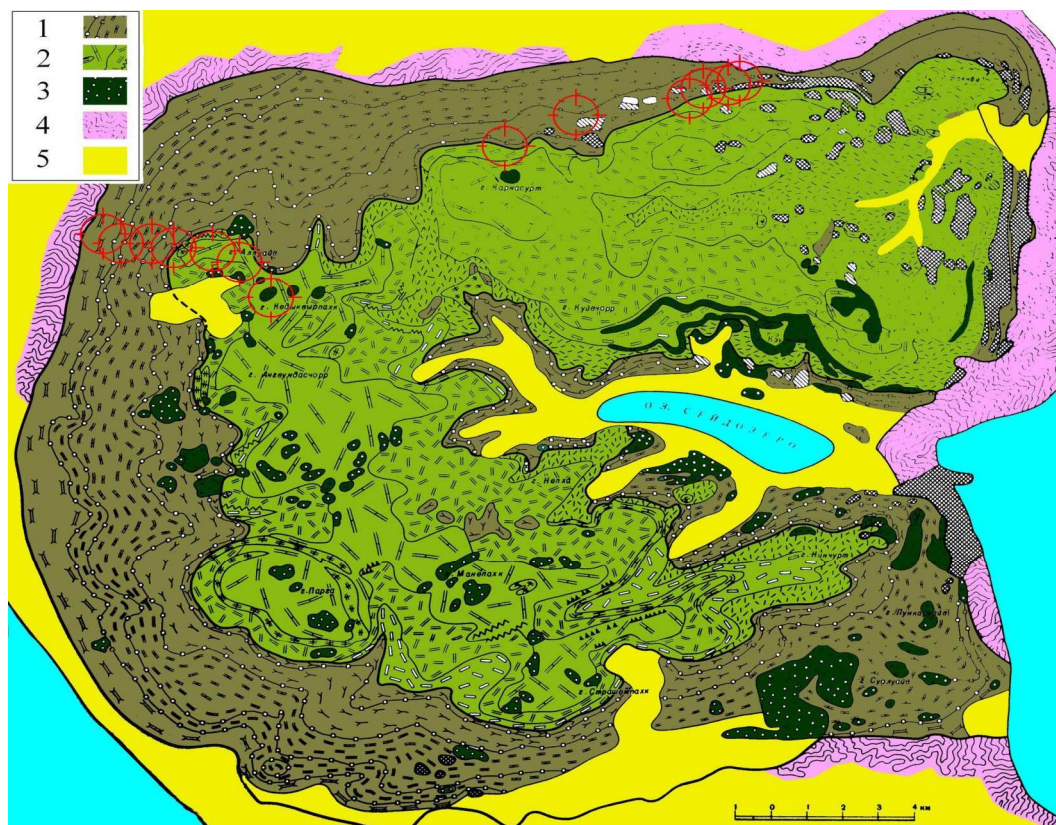
9.2. Uwarunkowania środowiskowe rozwoju rzeźby Masywu Lowozierskiego

9.2.1. Budowa geologiczna

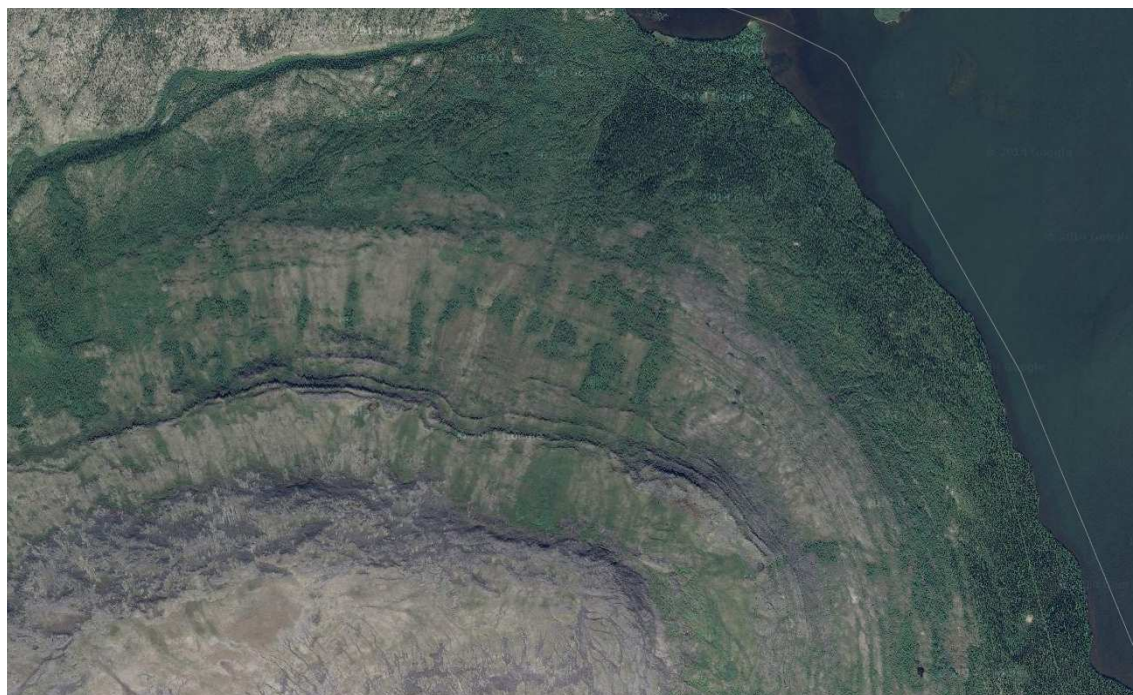
Masyw Lowozierski to wczesnopaleozoiczna intruzja skał wysokoalkalicznych datowanych na wiek ok. 350 mln lat (Boruckij 1989). Od zachodu graniczy z Chibinami, od północy - ze skałami serii kolskiej (głównie migmatyty i pasy zieleńcowe wieku archaicznego), od południa z pasem Imandra-Warzuga (głównie zbudowanym z migmatytów oraz gabroidów proterozoicznych). Na południowym wschodzie znajduje się warstwowa intruzja gabroidowa zwana Fedoro-Panskim Masywem bogata w złoża pierwiastków grupy platynowej, wieku proterozoicznego. Masyw ten wystaje ponad powierzchnię terenu około 600 m. Orograficznie stanowi formę dodatnią z daleka wyróżniająca się w terenie. Jest spłaszczony ze względu na intensywną abrazję w plejstocenie (działalność glacialna), a także posiada liczne głęboko wcięte doliny, ułożone promieniście od wschodniej części masywu ku jego północnym, zachodnim i południowym szczytom oraz pewne doliny i cyrki lodowcowe umieszczone na kraju masywu w szczególności na jego północnej stronie.

Skały budujące masyw Lowozierski zaliczane są do skał alkalicznych, sjenitowych. Są to głównie porfiryty i alkaliczne sjenity posiadające barwę szaro-czarną, zbudowane głównie z nefelinu, apatytu, mikroklinu, plagioklazów oraz egirynu. Często posiadające struktury linijne. Ponad nimi występują lujawryty, skały silnie o silnie linijnej strukturze (przypominającej gnejsowo-oczkową) barwy szarozielonej lub szaroczarnej. Zbudowane są głównie z nefelinu i apatytu oraz mikroklinu i plagioklazów, którym towarzyszą w dużej obfitości egiryn lub akmit a niekiedy też inne pirokseny alkaliczne.

Skały te wykazują stratoidalny charakter, dobrze widoczny zarówno na zdjęciach satelitarnych (ryc. 4), jak i z samych gór (ryc. 5) i z bliska (ryc. 6). Ta stratoidalność nadaje charakter warstwowy tej intruzji, co ma ścisły związek z jej budową geologiczną oraz warunkami krystalizacji. W skałach tych stosunkowo licznie występują minerały akcesoryczne (eudialit, lorenzenit) oraz liczne minerały rzadkie takie jak villaumit, murmanit i inne. W utworach tych znajdują się enklawy skał o charakterze pegmatytów, lujawrytów, sjenitoidów, które zawierają w sobie licznie minerały rzadkie w większym nagromadzeniu. Wyróżnia się zatem lujawryty murmanitowe, sodalitowe, nefelinowo-sodalitowe sjenity oraz liczne pegmatyty i utwory żyłowe. Ich znaczenie jest niewielkie w kontekście nagromadzeń złożowych, ale w zrozumieniu rozwoju geologii tego obszaru duże.



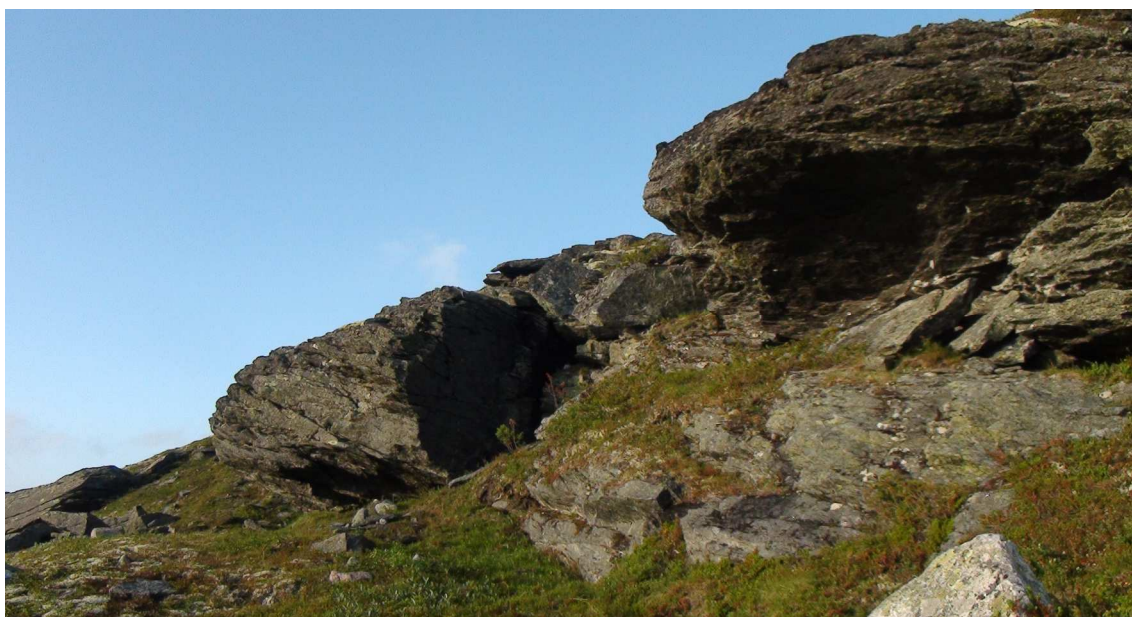
Ryc. 2. Mapa geologiczna Masywu Lowozierskiego wg Boruckiy (1989), zmieniona przez autora. Oznaczenia: 1. porfiryty, 2. lujawryty, 3. inne fojaity, 4. proterozoik, 5. zwietrzelina.



Ryc. 4. Przykład zdjęcia satelitarnego (Google) wzgórza Wawnbed z widocznymi elementami morfostrukturalnymi, po prawej (na wschodzie) jezioro Lowoziero.



Ryc. 5. Widoczne w bliższej perspektywie formy linijne stoku rozrogu (otrog) Parganjun.

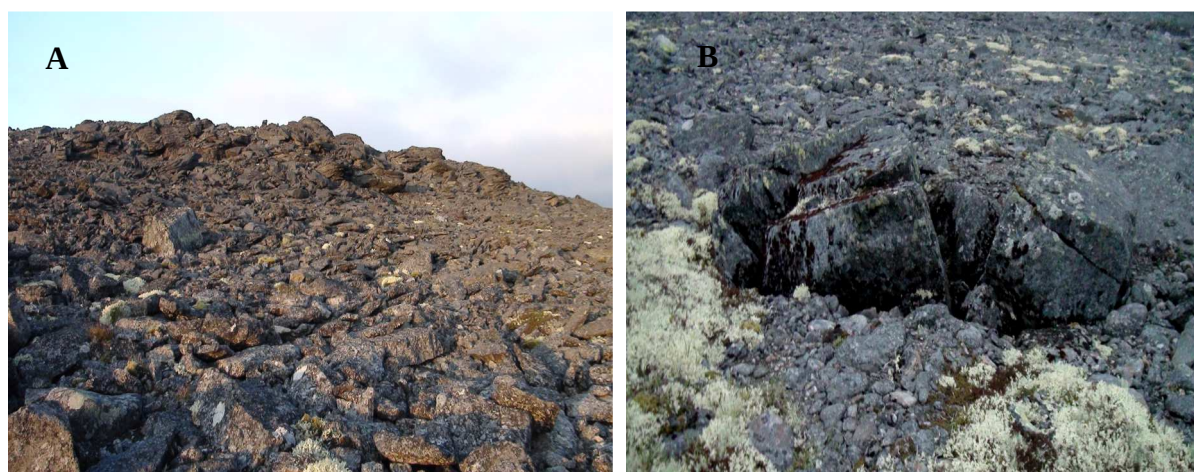


Ryc. 6. struktury linijne związane z występowaniem lujawrytów w stokach Gór Lowozierskich (Aluaw).

9.2.2. Klimat

Płw. Kolski leży w grupie klimatów chłodnych, arktycznych z dominacją atlantycką. W masywie Lowozierskim podobnie jak Chibińskim odczuwa się znacznie podwyższoną ilość opadów szczególnie, iż masywy te stanowią najwyższe wzniesienia na Kola. Średnia temperatura roczna wynosi od 1°C do nawet -3°C dla najwyższych szczytów gór. W masywie Lowozierskim widoczne są szczególnie w cyrkach polodowcowych położonych na północy gór liczne lodowczyki lub częściowo zamrożone jeziora. W całej powierzchni

partii szczytowych gór a także w ich stokach widoczne są liczne gołoborza (ryc. 5, 7) a skały posiadające charakter ostańcowi często noszą ślady silnego wietrzenia fizycznego objawiającego się odspojeniami i szczelinami (ryc. 7). Pomiędzy tymi skałami tworzy się regolit powstały poprzez dezintegrację granularną skał na skutek zamrozu. Niekiedy widoczne są procesy tworzące tzw. Gleby poligonalne, choć w masywie Lowozierskim nie jest on zbyt rozwinięty.

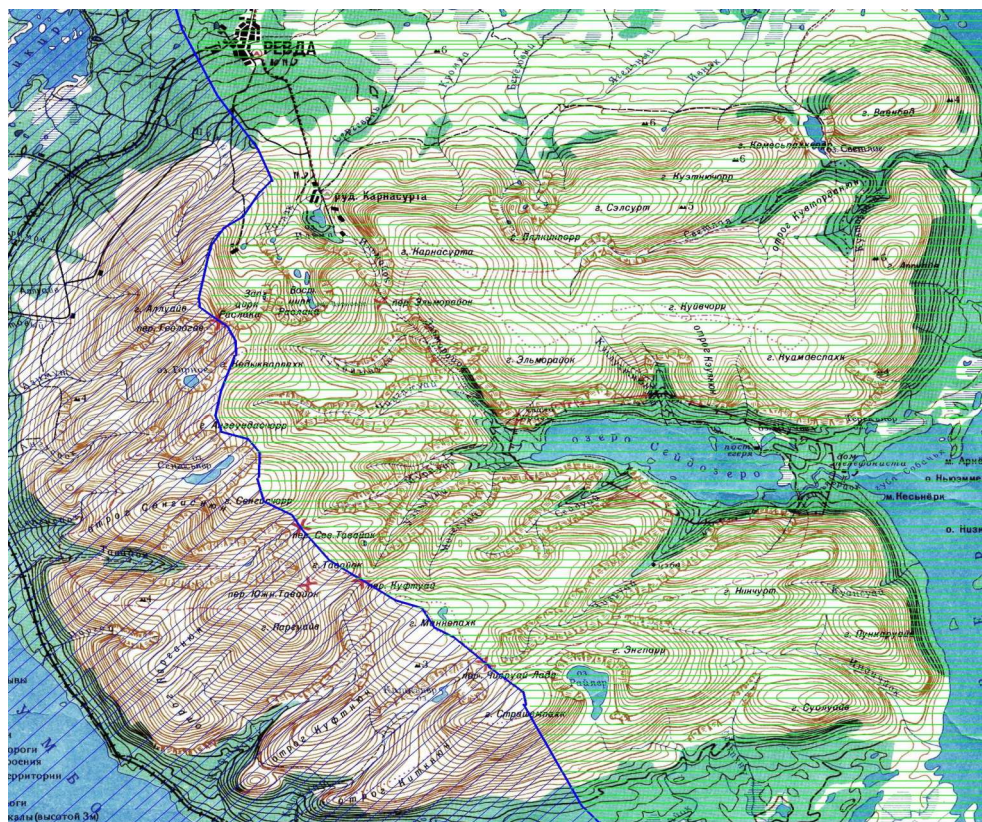


Ryc. 7. Przykłady wietrzenia fizycznego: A - gołoborza, B - odspojenia skał (Aluaiv).

9.2.3. Analiza hydrograficzna

Rzeki w masywie Lowozierskim, podobnie jak w Chibinach charakteryzuje śnieżno-deszczowo-gruntowe zasilanie. Główną rzeką odprowadzającą wody jest rzeka Elmorajok, która przebiega w kierunku z zachodu na wschód. Wpada do jeziora Sieidoziero. Wybrane parametry zlewni: długość rzeki 8 km, przy czym niektóre jej dopływy jak np. Changlusuay posiada 8km co wydłuża dopływy o 4 km. Powierzchnia zlewni około 56 km². Średnie roczne przepływy mierzone są w ilości 0,1 m³/s (orientacyjne dane wyliczone teoretycznie). Pozostałe potoki górskie o znacznym nachyleniu są z mniejszymi przepływami. Zbiorniki podziemne zasilające źródła występujące licznie na terenie badań znajdują się głównie w szczelinowych skałach wieku dewońskiego budującego podłoże geologiczne. Jezioro Siedoziero posiada wielkość około 16 km², jest położone na wysokości 185 m n.p.m. Z trzech stron otoczone jest masywami gór Lowozierskich dochodzących do wysokości 1100 m n.p.m. Wypływa z nich rzeka Sieldyavryok wprost do oddalonego o ok. 2 km jeziora Lowoziero. Jezioro Lowoziero jest położone na wysokości 153 m n.p.m., posiada powierzchnię 200 km², największa głębokość to 115 m a średnio 15 m. Z kolei na zachód od masywu położone jest jezioro Umboziero, które posiada wielkość 422 km². W najgłębszym miejscu osiąga 115 m a średnio 15 m. wysokość lustra wody położona jest na 149 m n.p.m. Jezioro to oddziela masyw Chibin od Lowozierskiego. Od Jeziora Umboziero wypływa rzeka Umba na północ, natomiast z jeziora Lowoziero - rzeka Voronya na południe. Oznacza to, że przez masyw Lowozierski biegnie granica zlewnisk Morza Białego (Umba) i Barentsa

(Voronya), przy czym większość wód odprowadzana jest na północ do Morza Barentsa (ryc. 8).



Ryc. .8. Granica zlewnisk Morza Białego (na niebiesko) i Barentsa (na zielono).

9.2.4. Flora Masywu Lowozierskiego

Roślinność gór Półwyspu Kolskiego tworzy cztery piętra: lasu świerkowego sięgające od 300 do 500 m n.p.m, brzozowych lasów sięgające od 450-600 m n.p.m., alpejskie (tundrowe) sięgające od 600-800 m n.p.m., wysokogórskiej pustyni arktycznej - powyżej 800-900 m n.p.m. Flora Masywu Lowozierskiego jest bardzo zbliżona do Chibin. Wyróżnić tu można około 360 gatunków roślin naczyniowych, gatunki arktyczne, subarktyczne i arktyczno-alpejskie. Roślinność wyższa stosunkowo szybko ustępuje tundrze krzewinkowo-zaroślowej (ryc. 9), w której najczęściej występuje brzoza karłowata (*Betula nana*), skarłowaciaste gatunki wierzby (*Salix nummularia*, *S. polaris*, *S. reticulata*) oraz dębik ośmiopłatkowy (*Dryas octopetala*). Towarzyszą im liczne borówki (*Vaccinium vitis-idaea*, *V. myrtillus*), inne krzewinki (*Empetrum hermaphroditum*, *Phyllodoce coerulea*, *Arctostaphylos uva ursi*), oraz grzyby. W podszycie można spotkać liczne mchy oraz porosty (*Cetraria islandica*, *Cladonia* sp., *Polytrichum* sp., *Mnium* sp., *Schistidium* sp., *Sphagnum* sp.) (Karpiński i Huber 2003).



Ryc. 9. Typowa tundra krzewinkowo-porostowa w zachodnich stokach Aluaiv.

W wyższej partii gór tworzą się gołoborza ze skąpą roślinnością tworzącą maty mszysto-porostowe. Maty te tworzą zwykle ciasno zbite osobniki mchów, pomiędzy którymi znajdują się porosty. Jest to typowa forma roślin chroniących się przed zimnem i wiatrami. W bardziej osłoniętych miejscach z nieco większą ilością ziemi (w południowych stokach) widoczna jest niekiedy skalnica naprzeciwlistna (*Saxifraga oppositifolia*).

Brak zwartej roślinności na stokach podobnie jak w Chibinach powoduje tworzenie się procesów związanych z ruchami masowymi obejmującymi obrywy, osuwiska, spłyzywanie gruntu. W szczytowych partiach gór w lokalnych strefach bezodpływowych opady śniegu przechwytyjąc pył podczas niwacji osadzają go w tych strefach przyczyniając się do powstawania płytkich niewielkich błotnistych miejsc, trzymających wilgoci przyczyniających się do wzmocnienia działania zamrozu, a w czasie suchym stanowiąc naturalne rezerwuary wody. Stosunkowo ciekawym miejscem, cechującym się swoistym mikroklimatem są okolice jeziora Sieidoziera (ryc. 10).



Ryc. 10. Nietypowo wysoka roślinność leśna oraz zarośla bagienne w okolicy jez. Sieidoziera.

W tym miejscu osłoniętym przez wysokie masywy górskie z trzech stron, panuje znacznie łagodniejszy klimat. Powietrze nagrzewa się od działania promieni słonecznych odbijających się od stoków tworząc często termoklinę. Dodatkowo masyw ten jest wyższy od północy niż od południa, co sprzyja dostawom cieplejszego powietrza i pewnego rodzaju ochronie przed zimnymi wiatrami. Dzięki temu w sąsiedztwie jeziora występuje strefa stosunkowo wysokiej roślinności leśno-bagiennej. Rosnące tu świerki osiągają wysokość dochodzącą do 15-20 m, co jest rzadko spotykane w tym rejonie. Ponadto znajduje się tu wiele gatunków roślin niespotykanych w innych miejscach oraz endemitów. Pierwotny (lub zbliżony do pierwotnego) charakter lasów być może też związany jest z trudnodostępnym charakterem tego miejsca. Znajduje się ono bowiem na uboczu ważnych szlaków transportowych i miast, a dodatkowe bliskie sąsiedztwo wysokich gór i jeziora wraz z licznymi zabagnionymi strefami powoduje iż ewentualny transport drzewa z tego miejsca byłby utrudniony lub nieopłacalny. Charakter ten został już dawno dostrzeżony, co przyczyniło się do powstania jeszcze w XX wieku w tym rejonie rezerwatu „Sieidjawr”.

9.3. Analiza morfogenetyczna terenu badań

Masyw Chibiński otoczony jest dwoma jeziorami rynnowymi: Jeziorem Umboziera na Zachodzie i jez. Lovoziro na wschodzie. Masyw ten z kulminacją sięgającą 1120 m n.p.m. (Angbundacchorr) stanowi blisko kilometrowe przewyższenie terenu (wysokość tafli jez. Umboziera wynosi 149 m n.p.m.). Góry te są wyraźnie spłaszczone.

Analiza reliefu masywu wskazuje wyraźnie na kształt przypominający dysproporcjonalnie ułożony obwarzanek. Kulminacja masywu tworzy półkoliste wzniesienie, od którego odchodzą mniejsze granie w formie rozrogów. Najwyższa część kulminacji znajduje się w południowo-zachodniej części masywu ponad 1100 m n.p.m. by w zachodnich częściach ledwo sięgać 700 m n.p.m. W centralnej części (wysuniętej na wschód) znajduje się misa jeziora Sieidoziera. Góry te, podobnie jak Chibiny zostały wydźwignięte w sposób nierównomierny, wskazując wergencję zachodnią. Sama powierzchnia plateau wykazuje wielkopromienne obniżenia oraz strefy kulminacji (np. Aluaiv, Karnasurt, Angbundacchorr, Mannepahk). Pomiędzy którymi znajdują się strefy obniżień. Strefy te nie stanowią jednak tak dużych wcięć jak w masywie Chibin. Obniżenia te wynoszą zwykle 100-200 m względem partii szczytowych a w niektórych miejscach gdzie erozja cyrku lodowcowego nieco bardziej uszkodziła grani główną do 300 m. Takie miejsca można wyróżnić np. w okolicy cyrku Tavajok, pomiędzy szczytem Sienhischorr a Tavajok. Podobna sytuacja wygląda w przełęczy Geologów, gdzie w wyniku erozji glacialnej pomiędzy szczytem Aluaiv i masywem Kedykbarpahk pozostał niewielki przesmyk rzędu 30-40 m. Obserwując Masyw Lowozierski nie zauważa się w nim walnych dolin, które miałyby doprowadzić do rozdzielenia masywu tak jak to ma miejsce w Chibinach. W tym regionie doliny są krótsze i kończą się w miejscu głównej kulminacji. Stosunkowo mocno rozbudowana jest dolina Elmorajok i Ilmajok, które stykają się na przeciw siebie w okolicy przełęczy Elmorajok. Przełęcz ta jednak w odróżnieniu od chibińskich ma charakter siodła i pozwala na stosunkowo łatwe przejście prostopadle do tych dolin wzdłuż grani głównej pomiędzy masywem Rasłaka na zachodzie a Karnasurt na wschodzie. W tym miejscu grani główna

obniża się, ale nie zostaje przerwana. Pierwotny charakter powierzchni w masywie Lowozierskim został znacznie lepiej zachowany niż w Chibinach. Formy tej paleopowierzchni prawdopodobnie mają założenia jeszcze sprzed zlodowacenia i są wyraźnie czytelne. Powierzchnia tych gór jest silnie spłaszczona, co prawdopodobnie wynika z ich wieku i erozji. Intruzja ta ma wiek dewoński a góry te charakter dojrzały.

W trakcie zlodowacenia prawdopodobnie stanowiły one podobnie jak Chibiny wklęsły nunatak. Na ich powierzchni nie zachowały się żadne moreny nie ma też specjalnie widocznych narzutniaków. Jest to ona jednak dość silnie wygładzona i być może, że pewien udział w tym miał lądolód skandynawski. Na pewno w trakcie działania tych procesów powstała dość miększa powierzchnia regolitowa, z której tylko w nielicznych miejscach sterczą ostańcowe formy skalne (ryc. 11) a w niektórych przypadkach widoczny jest bruk denudacyjny, choć w masywie Lowozierskim jest to rzadsze niż w Chibinach zjawisko. Formy ostańcowe zwykle posiadają daleko posuniętą erozję opartą na wietrzeniu fizycznym a niekiedy są rozpadnięte wzdłuż szczelin lub powierzchni strukturalnych (ryc. 7).



Ryc. 11. Gruba pokrywa regolitu oraz bloki o charakterze ostańców erozyjnych w obrębie paleopowierzchni zrównania Masywie Lowozierskim.

Po plejstocenie nastąpił holocen a wraz z nim rozwój lodowców górskich. Wydaje się, że w masywie Lowozierskim było ich znacznie mniej. Najbardziej czytelne są strefy erozji glacialnej wód strony północnej i zachodniej. Od strony wschodniej nie było warunków do tworzenia się lodowców (zbyt niskie wzniesienia) a od południowej była znacznie większa ekspozycja słoneczna, choć występuje tam kilka cyrków, najważniejszy z nich to wypełniony jeziorem Rajawr u podnóża szczytu Engporr. Od wewnętrznej strony gór nie widać cyrków, choć doliny noszą ślady podcięć charakterystycznych dla lodowcowej działalności. Niewykluczone, iż w Manepahk funkcjonował lodowiec typu norweskiego.



Ryc. 12. Struktura blokowa Masywu Lowozierskiego (wg Korsakova i in. 2008), zmieniona przez autora (linie proste - ważniejsze struktury).

Świadczyć może o tym małe jezioro w partii szczytowej tego wzniesienia oraz kilka dolin odchodzących bezpośrednio od tej kulminacji. Być może, że podobna sytuacja miała miejsce masywie pomiędzy Karnasurt i Elmorajok, gdzie widoczne jest stopniowe obniżenie ku wschodowi tego masywu oraz dolina Svetlaya, w górnej części biegu o dość stromych zboczach. W miarę ocieplania się klimatu zanikały złodzenia wierzchowin a lód utrzymywał się w okolicach cyrków (ryc. 13). W tych cyrkach szczególnie na północy masywu do dnia dzisiejszego widoczne są liczne lodowczyki i płyty wieloletniego śniegu. W cyрку Raslaka jeziorka wypełniające misę są częściowo zalodzone nawet latem (ryc. 16). Analizując Masyw Lowozierski można zauważyć, że część dolin mniejszej rangi w ogóle nie nosi śladów zlodowacenia (ryc. 15) zachowując V-kształtny charakter (np. Tulbijuvuayi).

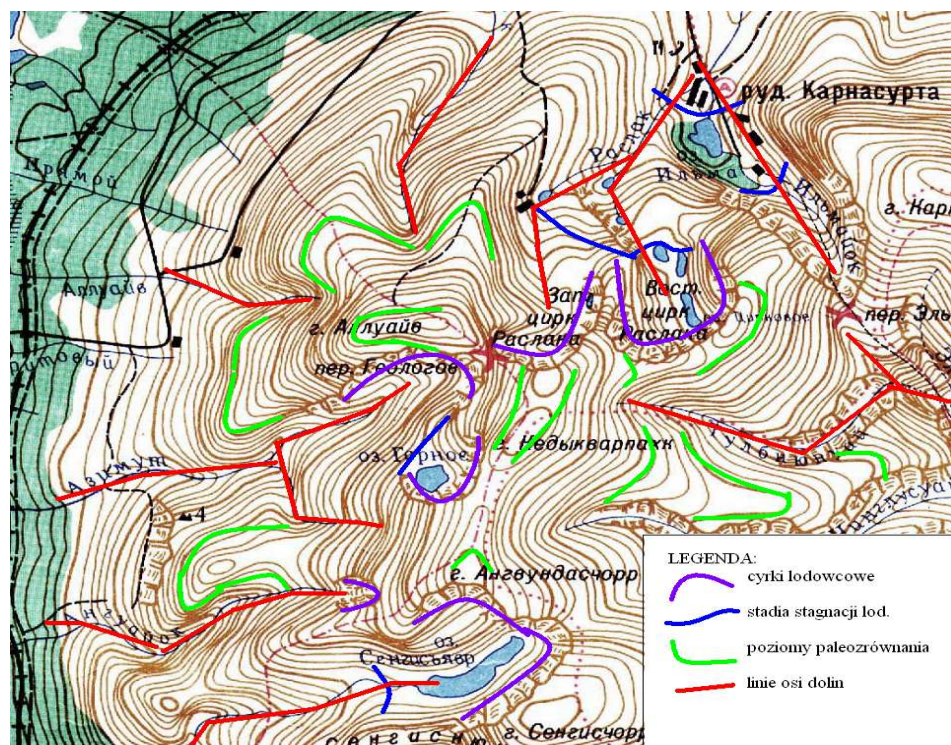
Analizując strukturę blokową masywu Lowozierskiego można dostrzec, iż dominują kierunki radialnie rozchodzących się dolin od centralnej części masywu. Pojawiają się też struktury o kierunkach NW-SE oraz SW-NE a także mniejsze struktury biegnące w kierunkach linii W-E (ryc. 12).

Badając położenie powierzchni zrównań oraz cyrków lodowcowych można stwierdzić iż występuje w masywie Lowozierskim pewna ilość pięter erozji i powierzchni zrównania choć jest ona znacznie uboższa niż w Masywie Chibińskim (ryc. 14). Obserwując okolice północno-zachodnich części gór można stwierdzić iż występują cyrki na poziomie 800, 700, 600, 500 m n.p.m., rozlokowane w różnych częściach masywu. Podobnie powierzchnie zrównania można dostrzec na wysokości ok. 1000, 800, 700 i 600m n.p.m. Większe nagromadzenie postglacjalne widoczne są w ryglach cyrków na północy masywu w

okolicy Karnasurt oraz w niewielkich ilościach w innych miejscach. Podobnie jak w Chibinach w masywie Lowozierskim wietrzenie fizyczne jest nadal aktywne i efekty jego działalności są dalej czytelne. Wiele dolin pozostaje bez znaczącej pokrywy roślinnej po dzisiejszy dzień tworząc krajobraz „księżycowy” (ryc. 15).



Ryc. 13. Powierzchnie zrównania związane z działalnością glacialną w stokach gór wraz z ryglem cyrku lodowcowego w stokach Siengischorr.



Ryc. 14. Mapa północno-zachodniej części Masywu Lowozierskiego z zaznaczonymi wybranymi formami terenu.

Analizując dna dolin takich jak Tulbijuvuayi widoczne są liczne progi skalne a wystające ściany skał posiadają wyraźną liniową strukturę. Być może struktury tych skał oraz ich liniowość przyczyniła się do obecnego charakteru wielu dolin w górach Lowozierskich.

Prawdopodobnie jest to związane z „warstwową” budową geologiczną masywu, choć niewykluczone, iż niektóre załomienia tych załomów mają charakter tektoniczny. Obserwując masywy skalne ścian dolin oraz wierzchołkin gór można zauważyć, iż w wielu miejscach czytelna jest w nich działalność tektoniczna powiązana z budową geologiczną tego rejonu. Niektóre załomy skalne mogą być przyczyną neotektonicznych ruchów związanych z postglacjalnym odprężeniem północnej tarczy bałtyckiej, jednak w ogólnym rozrachunku są one mniej liczne i mniej czytelne niż w masywie Chibińskim. Zaobserwowane wodospady widoczne w masywie lowozierski prawdopodobnie związane są raczej z typowym stylem wykształcenia się lujawrytów w tych górach. Jednak progi występują stosunkowo licznie zwłaszcza u podnóża gór, gdzie znajduje się granica strukturalna masywu oraz jednostek otaczających. Przykładem może być rzeka Siergievan na północ od masywu Lowozierskiego zbierająca wody z licznych północnych jego stoków do Jeziora Lowoziero oraz analogicznie rzeka Sara na południe od tych gór.

Analizując dna dolin rzecznych w Masywie Lowozierskim można stwierdzić, iż posiadają one liczne nagromadzenia obtoczonych skał, typowe dla górskich dolin. Spływające po stokach rzeki posiadają typowy charakter warkoczowi, mocno postrzępiony, wielokorytowy z licznym materiałem klastycznym noszonym z nurtem w dół rzeki. W ich dojrzałym etapie np. przy ujściu do Siedoziero charakter rzek zwykle jest roztokowy niekiedy z dużą ilością zakoli. Bliskie okolice misy jeziora Siedoziero mają charakter mocno spłaszczony a w niektórych miejscach zabagniony (ryc. 10).



Ryc. 15. Rzeźba niezlodowaconej dol V-kształtnej (Tulbijuvuayi).



Ryc. 16. Polodowcowa rzeźba w Zachodnim cyрку Rasklaka.



Ryc. 17. Polodowcowa rzeźba zachodniego stoku góry Rasklaka (fot. z doliny Ilmajok).



Ryc. 18. Polodowcowa rzeźba doliny Ilmajok.



Ryc. 19. Paleopowierzchnie zrównania widoczna rejonie Kedykbarpahk w kierunku Angundacchorr.

Rzeźba Masywu Lowozierskiego wykazuje zatem pewne podobieństwa do Chibin wynikające z faktu iż jest to także intruzja centralna, posiadająca pewną wergencję, widoczne są w niej liczne ślady działalności glacialnej. Na tym jednak podobieństwa się kończą, bowiem szczegółowa analiza wykazuje stosunkowo dużą ilość różnic wynikająca ze specyfiki budowy geologicznej masywu Lowozierskiego oraz wykształcenia i rozmieszczenia form polodowcowej działalności.

9.4. Wnioski

1. Masyw Lowozierski podobnie jak Chibiny stanowi wydźwignięty obszar gór zajmujących centralną część Płw. Kolskiego. Masyw ten podlegał intensywnym procesom wietrznym zarówno w etapie przed zlodowaceniem (są to góry wieku paleozoicznego o dojrzałej rzeźbie) jak i w trakcie tego zlodowacenia, w wyniku którego wiele stoków dolin zaostriżyło się, powstały musy cyrków lodowcowych przyczyniając się do powstania krajobrazu z elementami alpejskimi w wielu miejscach tych gór.
2. Prawdopodobnie najstarszymi czytelnymi formami w terenie są niewielkie ondulacje paleopowierzchni zrównania, która jest widoczna w strefie tzw *plateau* masywu lowozierskiego (ryc. 11, 19). Ondulacje te oraz wergencję stopnia wydźwignięcia masywu mają ścisły związek z procesami tektonicznymi, dźwigającymi masyw co uwidacznia się tak w terenie jak i na mapie geologicznej (Mitrofanov 2000, Boruckiy 1986). Widoczne koncentryczne kręgi różnych typów skał (ryc. 2) można zauważyć, iż są one nierównomierne a niektóre typy skał prawie całkowicie zanikają od strefy wschodniej. Promieniste rozcięcie erozyjne tych gór jest jednak daleko bardziej czytelne niż w masywie Chibińskim, głównie ze względu na charakter dolin oraz sposób wykształcenia strefy kulminacyjnej tych gór.

3. Powierzchnia plateau masywu Lowozierskiego prawdopodobnie była modyfikowana w trakcie zlodowacenia plejstocénskiego, zważywszy, że lądolód zdołał wyrzeźbić jeziora rynnowe (Imandra, Umbozero, Lowozero) otaczające zarówno Masyw Chibiński jak i Lowozierski. Jeziora te są długie na ponad 50km i głębokie do 100metrów, ułożone w osi równoleżnikowej. Jednak w Masywie Lowozierskim prawdopodobnie elementy rzeźby preglacialnej były na tyle wyakcentowane, że zlodowacenie wykorzystało je, ale nie zdołało wytworzyć nowego odrębnego stylu rzeźby tych gór..
4. W Masywie Lowozierskim lodowce górskie mogły mieć dwojaki charakter: mogły być to lodowce typu norweskiego znajdujące się w kilku miejscach kulminacji gór oraz liczne lodowce znajdujące się u podnóża stoków górskich najczęściej od strony zewnętrznej, które tworzyły załomy i cyrki lodowcowe. Lodowce te prawdopodobnie przyczyniły się też do powstania kilku poziomów zrównań oraz kilku poziomów lokacji cyrków. Ilość tych poziomów jest znacznie mniejsza i mniej rozbudowana niż w Chibinach. Pewny wpływ ma na to także fakt, iż intruzja ta jest mniejsza niż Chibiny. Badacze wykazują ośmiokrotne zlodowacenie w rejonie Chibin (Grøsfjeld i in. 2006, Korsakova 2009 Molodkov, Yevzerov 2004, Pękala 1998) i być może, że miało one miejsce także w masywie Lowozierski, znajdującym się niedaleko na wschód choć musiały one wykorzystywać wcześniejsze formy i są mniej czytelne w terenie. Stwierdzone obecnie lodowczyki np. w rejonie cyrku Raslaka mają obecnie marginalny wpływ na rzeźbę masywu (ryc. 16).
5. Po ustąpieniu lodowców uwidoczniła się rzeźbotwórcza działalność rzek, choć wietrzenie fizyczne zwłaszcza w wysokich partiach gór jest nadal głównym czynnikiem nadającym charakter morfogenetyczny tym góróm. W wielu miejscach czytelne są też przejawy ruchów masowych takie jak obrywy, osuwiska, splezywanie. Problematyka ruchów izostatycznych nie jest tak dobrze czytelna w Masywie Lowozierski i pozostaje tematem otwartym.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity, Kola Scientific Centre. pp. 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. In: 33 IGC Excursion Materials. Apatity.
3. Belkina OA, Konstantinova NA, Kostina VA. 1991. Flora of higher plants of Lovozero Mountains (vascular plants and bryophytes). Nauka, Sankt-Petersburg. pp. 208 (in Russian).
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of high-alkaline complexes. Nauka, pp. 214 (in Russian).
5. 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.
6. Huber M, Heflik W, Pattek-Janczyk A, Pitak M, Stadnicka K, Skublov SG. 2012. Investigations of garnets from polymetamorphic rocks of the Lapland Granulite Belt of the Kandalaksha Region. *J. Biol. Earth Sci.* 2(1): E34-E44.
7. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. *J. Biol. Earth Sci.* 3(1): E1-E11.

8. Karpiński TM, Huber M. 2003. Polar Garden, Kola Peninsula, What blooms on the tundra. *Poznaj Świat* 1: 82-86 (in Polish).
9. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall, pp. 226.
10. Konstantinova NA. (Ed.). 1999. Flora and vegetation of Murmansk Region. Kola Science Centre, RAS, Apatity, pp. 175 (in Russian).
11. Konstantinova NA. (Ed.). 2001. Bryophytes and vascular plants of the territory of Polar Alpine Botanical Garden (Khibiny Mountains, Kola Peninsula). Kola Science Centre, RAS, Apatity, pp. 92 (in Russian).
12. Koroleva NE. 1994. Phytosociological survey of the tundra vegetation of the Kola Peninsula. *J. Veget. Sci.* 5: 803-812.
13. Korsakova OP, Kolka WW, Savchenko CN. 2008. Block structure of the Kola Peninsula: Morphotectonic regionalization, geocological stability in the environment-technical conditions (on the example of Khibina and Lovozero Mts). pp. 173-190.
14. Korsakova OP. 2009. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quatern. Int.* 206: 3-15.
15. Kozlov NE, Ivanov AA, Nyerovich LI. 1990. Lapland Granulite Belt, the primitive nature and development. Russian Academy of Science, Apatity Branch Press, pp. 166. (in Russian).
16. 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 1993Ma age range for all magmatism. *Lithos* 30: 33-44.
17. Kukharenskiy AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, Il'inskiy GA, Sergeev AS, Abakumova NB. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia. Moscow, Nedra, pp. 772 (in Russian).
18. Mitrofanov FP. (Ed.). 1995. Geology of the Kola peninsula (Baltic Shield). Apatity, pp. 144.
19. Mitrofanov FP. (Ed.). 1996. Geological map of the Kola region. Scale 1:500000. Apatity.
20. Mitrofanov FP. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
21. Molodkov A, Yevzerov V. 2004. ESR/OSL ages of long-debated subglacial fossilbearing marine deposits from the southern Kola Peninsula: stratigraphic implications. *Boreas* 33, 123-131.
22. Petrova II, Ivanova EE, Sidorova UU. 2004. Botanic excursions in Khibiny and Lovozero Mountains. Kola Science Centre RAN, pp. 121.
23. Pękala K. 1998. Nival moraines and rock glaciers in the Khibiny mts. (the Kola Peninsula). In: *Materiały Zjazdu Geomorfologów Polskich UMCS*, Lublin, 137-142.
24. Pozhyliencko WI. 2002. Geology of ore regions of Murmansk district. Apatity, pp. 360 (in Russian).
25. Лаборатория геологических исследований космическими методами, <http://dynamo.geol.msu.ru/labs/cosmos/science.html>

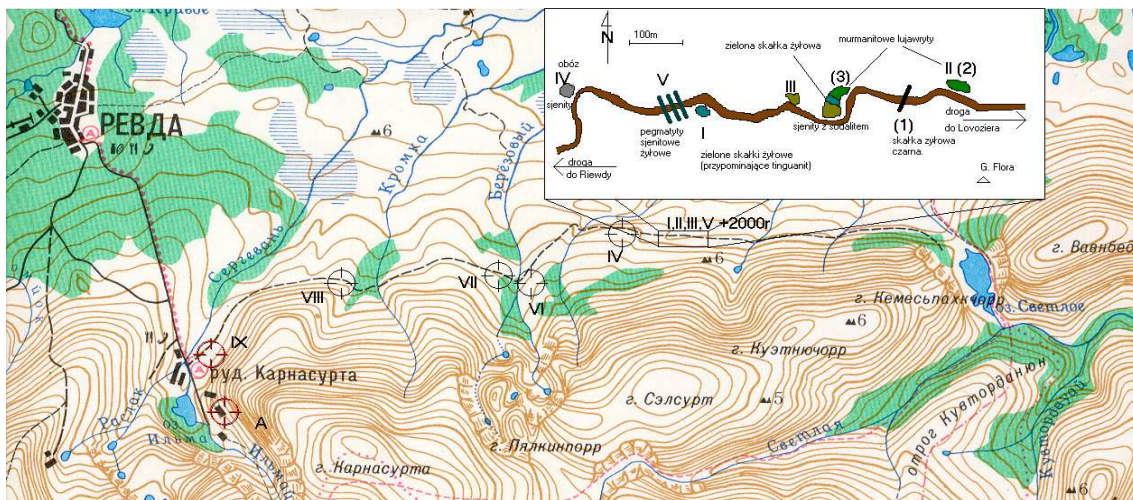
10. PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH TYPÓW SKAŁ MASYWU LOWOZIERSKIEGO

10.1. Wstęp

Masyw Lowozierski stanowi bliźniaczą, centralną intruzję (obok Masywu Chibińskiego) skał wysokoalkalicznych, znajdującą się w centralnej części Płw. Kola. Powierzchnia tej intruzji wynosi około 587 km² (Borucki, 1988, Kukhareno i in. 1965). Otaczają ją archaiczne zmigmatyzowane granitognejsy serii Kolskiej (Mitrofanow 2000, Kramm i in. 1993). Budują go skały zaliczane do sjenitów, urtytów, skał zawierających w swym składzie między innymi apatyt, plagioklasy, eudialit, egiryn, lorenzenit. Skały te najczęściej posiadają struktury kierunkowe. Przedmiotem badań były dwa odsłonięcia: Aluaiv i Flora znajdujące się odpowiednio w zachodniej i północno-wschodniej części masywu (ryc. 1, 2).



Ryc. 1. Schemat poboru prób w stoku góry Aluaiv.



Ryc. 2. Schematyczna mapa odsłonięcia z zanczeniem poboru prób.

Odsłonięcie Aluaiv znajduje się we zachodniej części masywu, i graniczy z jez. Umbozero. U podnóża góry znajduje się nieczynny kamieniołom, w którym odsłaniają się masywne sjenity oraz lujawryty bogate w eudialit oraz liczna mineralizację akcesoryczną zawierającą pierwiastki REE. Wraz z podnoszeniem się ku górze skały przybierają formie lujawrytów o strukturze wyraźnie kierunkowej. Widoczne są lujawryty augitowe oraz egirynowe. Te ostatnie budują partę szczytowe góry Aluaiv. Idąc dalej na wschód ku centralnym wzniesieniom masywu spotyka się skały zielone silnie kierunkowe zbudowane z eudialitu oraz egirynów zaliczane do jowitów.

Z kolei w północno-wschodniej części masywu, na wschód od drogi w kierunku kłm. Karnasurt w kierunku jeziora Lowizero po przejściu ok. 10 km drogą polną odsłania się szereg łomów o nazwie Flora. Odsłonięcie to nosi nazwę pobliskiego szczytu (800 m n.p.m.), na którego północnym stoku jest położone (ryc. 2) Występują tam augitowe porfiryty oraz liczne żyły utworów alkalicznych. W skałach tych dostrzega się bogatą mineralizację automorficznych kryształów akcesorycznych takich jak eudialit, łoparytu, lorenzenit itp.

10.2. Metodyka

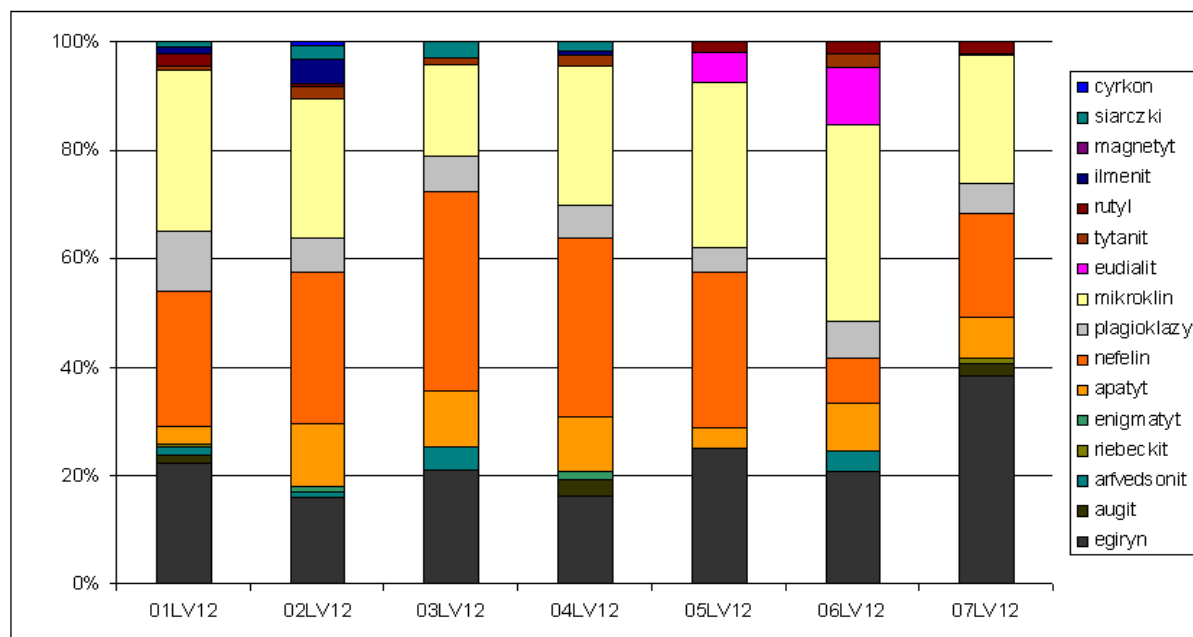
Próbki skał i minerałów zebranych z wyżej omówionych odsłonieć zostały poddane obserwacjom za pomocą optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P w świetle przechodzącym i odbitym. W następnej kolejności wykonano badania za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Badania mikroskopowe przeprowadzone zostały w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS.

10.3. Wyniki

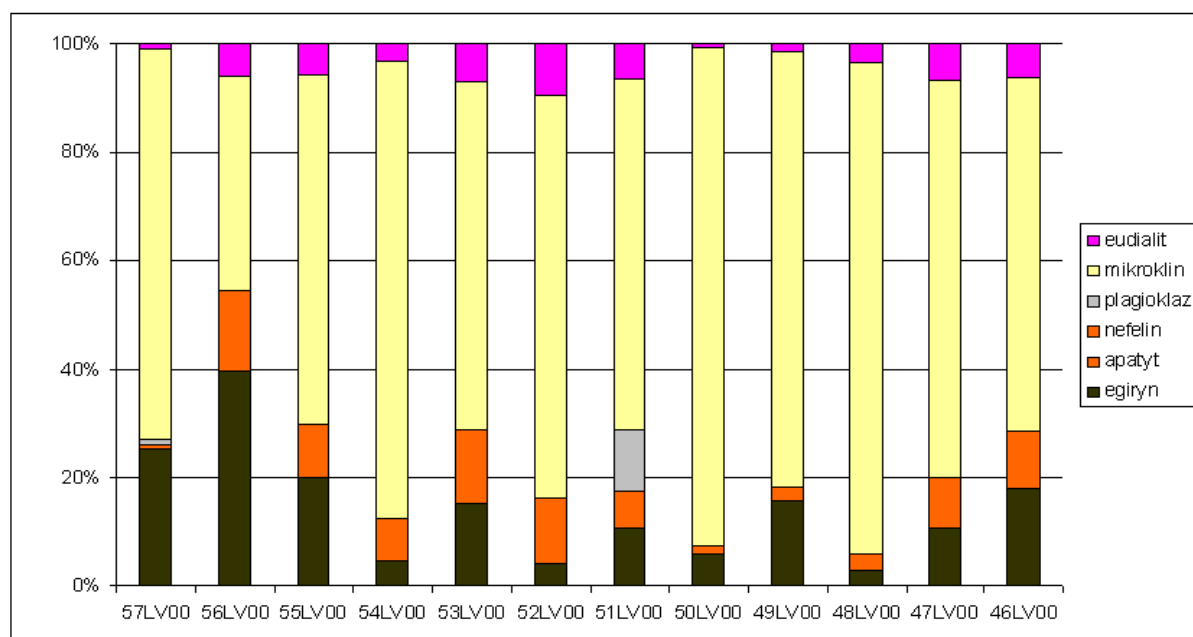
W masywie Lowozierskim dominują różnego rodzaju skały wysokoalkaliczne ułożone w koncentryczne kręgi. Generalnie można wyróżnić dwa typy skał: porfiryty i lujawryty. Skały te różnią się pomiędzy sobą udziałem procentowym minerałów skałotwórczych. Łączy je natomiast struktura silnie kierunkowa oraz występowanie takich faz jak apatyt, nefelin, egiryn lub augit, mikroklin, plagioklasy oraz szereg minerałów akcesorycznych takich jak eudialit, magnetyt, ilmenit, tytanit. Odsłaniające się w stokach góry Aluaiv skały zaliczane są do sjenitów, które przechodzą w lujawryty a dalej w Jowity. W odsłonięciu „Flora” widoczne są porfiryty wykazujące liczne struktury szkieletowe. Skały te objęte są procesami metasomatyizmu. Augitowe porfiryty (trachity, melatrachity i alkaliczne trachity augitowe) spotykane w odsłonięciu Flora posiadają zwykle bogatą mineralizację kryształów akcesorycznych (eudialit, murmanit, epistolit, narsarsukit, łoparyt oraz wiele innych).

Analiza planimetryczna siedmiu próbek skał pochodzących z odsłonieć w okolicy Aluaiv (ryc. 1, 3) wykazuje występowanie zmiennej ilości minerałów ciemnych oraz rudnych. Ilość ta jest związana z typem genetycznym skały. W sjenitach stanowi on mniejszą ilość niż w lujawrytach gdzie dostrzegany jest w znacznym udziale. Podobnie

cyrkon oraz siarczki dostrzegane są przede wszystkim w sjenitach oraz fojaitach. W fojaitach a także Jowitach dominuje nefelin oraz apatyt. We wszystkich typach skał pojawia się mikroklin oraz albit (w znacznie mniejszym udziale). Ponadto w sjenitach i lujawrytach widoczny jest eudialit. Minerale feldspowe reprezentowane są głównie przez egiryn, któremu towarzyszą aenigmatyt, riebeckit, oraz augit. Te ostatnie stanowią jednak domieszki. We wszystkich typach skał występuje tytanit oraz ilmenit a także w mniejszej ilości rutyl i cyrkon.



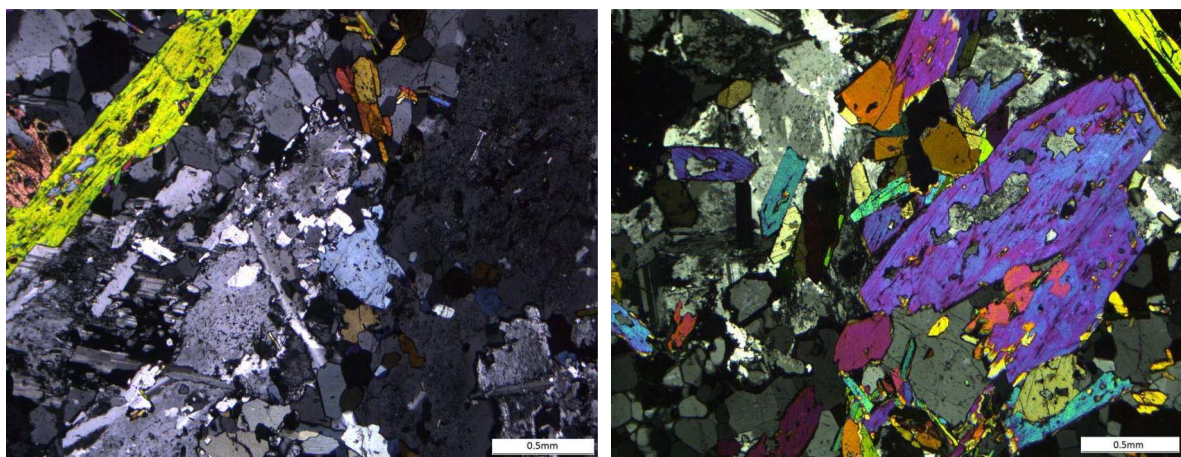
Ryc. 3. Diagramy przedstawiające rezultaty analiz planimetrycznych skał z rejonu Aluaiv.



Ryc. 4. Diagramy przedstawiające rezultaty analiz planimetrycznych skał z rejonu Flora.

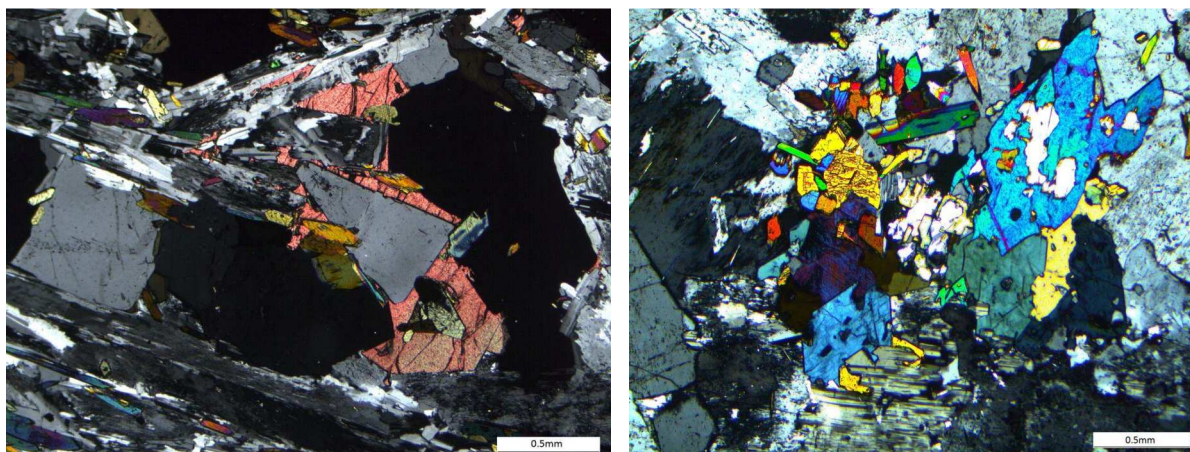
W skałach odsłonięcia Flora ilość minerałów femicznych jest mniejsza, przy znacznie większym udziale mikroklinu. Stosunkowo dużo też jest w tych skałach nefelinu oraz eudialitu. Pozostałe minerały akcesoryczne występują w omawianych skałach w podobnej ilości.

Masywne sjenity to skały barwy szarozielonej, z widocznymi w tle kryształami albitu, mikroklinu oraz apatyty, pomiędzy którymi widoczne są kostkowo wykształcone kryształy nefelinu a także apatyty. Kryształom tym towarzysza egiryn –akmit oraz niekiedy augit często przechodzący w augit egirynowy. Towarzyszą im minerały rudne takie jak tytanit, rutyl oraz ilmenit, pirit a także liczne minerały akcesoryczne takie jak eudialit, ussingit oraz wiele innych. Skały te mają strukturę średniokrystaliczną, teksturę zbity, bezładną. Niekiedy widoczna jest pseudo kierunkowość podkreślona przez kryształy nefelinu tworzące „warstwowe” skupienia oraz igły egirynu. W skałach tych dość często występuje wzbogacenie w pierwiastki rzadkie. Najczęściej dotyczy to apatyty (cero) lub tytanitu i rutylu (wzbogaconego w Nb, Th, Ce).



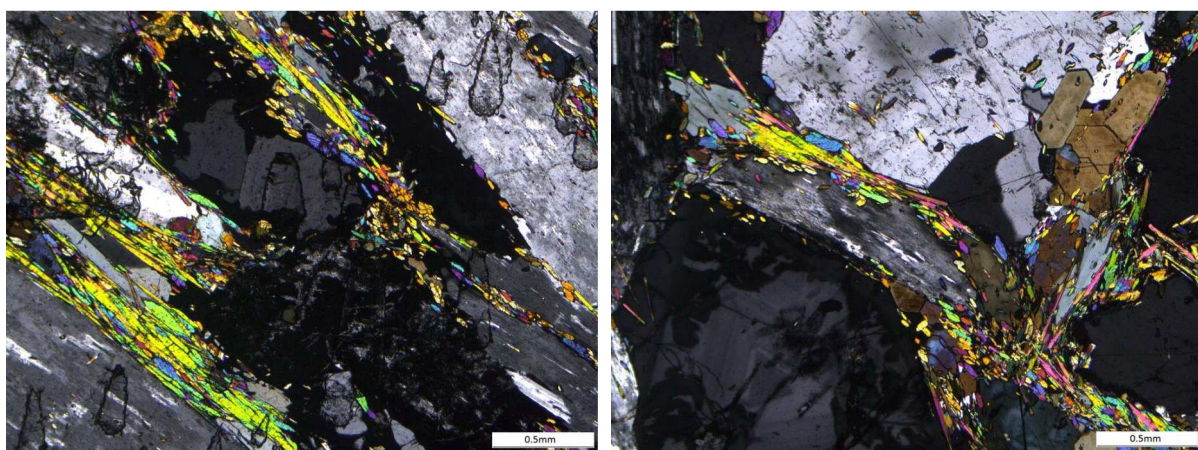
Ryc. 5. Typowe mikrofotografie sjenitów z Masywu Lowozierskiego.

Egirynowo-eudialitowe łujawryty to skały o barwie szarozielonej z widocznymi bardzo ładnie wykształconymi kryształami eudialitu (barwy czerwonej). Skały te posiadają bardzo wyraźne struktury linijne, tekstury średniokrystaliczną, zbite. W obrazie mikroskopowym widoczne są liczne kryształy egirynu-akmitu tworzące tło skały i nadające charakter linijny. Pomiedzy tymi minerałami niekiedy widoczny jest augit oraz aenigmatyt. W interstycjach tych kryształów widoczne są nefelin oraz apatyt wraz z plagioklazami, często zbliżnionymi polisyntetycznie. Plagioklasy tworzą w skale często nagromadzenia pseudo-ofitowe. Prócz albitu i mikroklinu widoczne są liczne minerały rudne (tytanit, rutyl, ilmenit) oraz akcesoryczne (eudialit). Eudialit w płycie ciennej wykazuje często charakter zonalny, „fantomowi” uwidaczniając poszczególne stadia wzrostu. Spośród siarczków występuje pirit z chalkopirytem a także cyrkony.



Ryc. 6. Typowe mikrofotografie lujawrytów z Masywu Lowozierskiego.

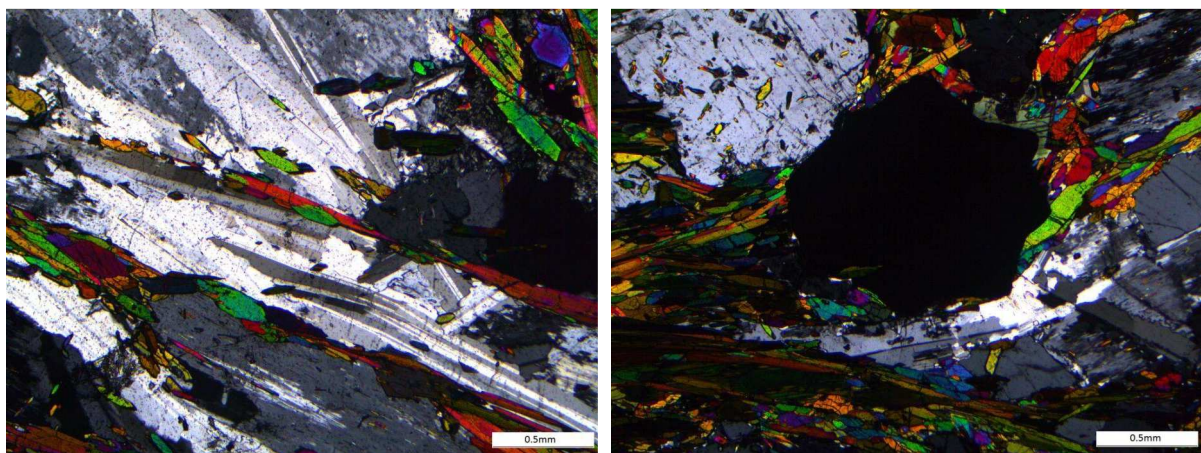
Egirynowo-eudialitowe fojaity, to skały barwy szaroczarnej, o wyraźnie linijnej strukturze. W przekroju wykonanym prostopadle do foliacji skały podkreślonej przez kryształy egirynu widoczne są liczne minerały femiczne oraz leukokratyczne tworzące skupienia pseudołupkowe. W przekroju równoległym do foliacji widoczne są na tle czarnych egirynów bezładnie rozmieszczone kostkowe kryształy nefelinu. Nefelin oraz egiryn tworzą tło skalne, pomiędzy którymi znajdują się inne minerały takie jak apatyt, albit, mikroklin oraz eudiality. Minerałom tym towarzyszą ilmenit oraz rutyl (niekiedy minerałów budowie sektorowej), a także ilmenit oraz w niewielkiej ilości cyrkony. Minerałom femicznym towarzyszą niewielkie ilości riebeckitu.



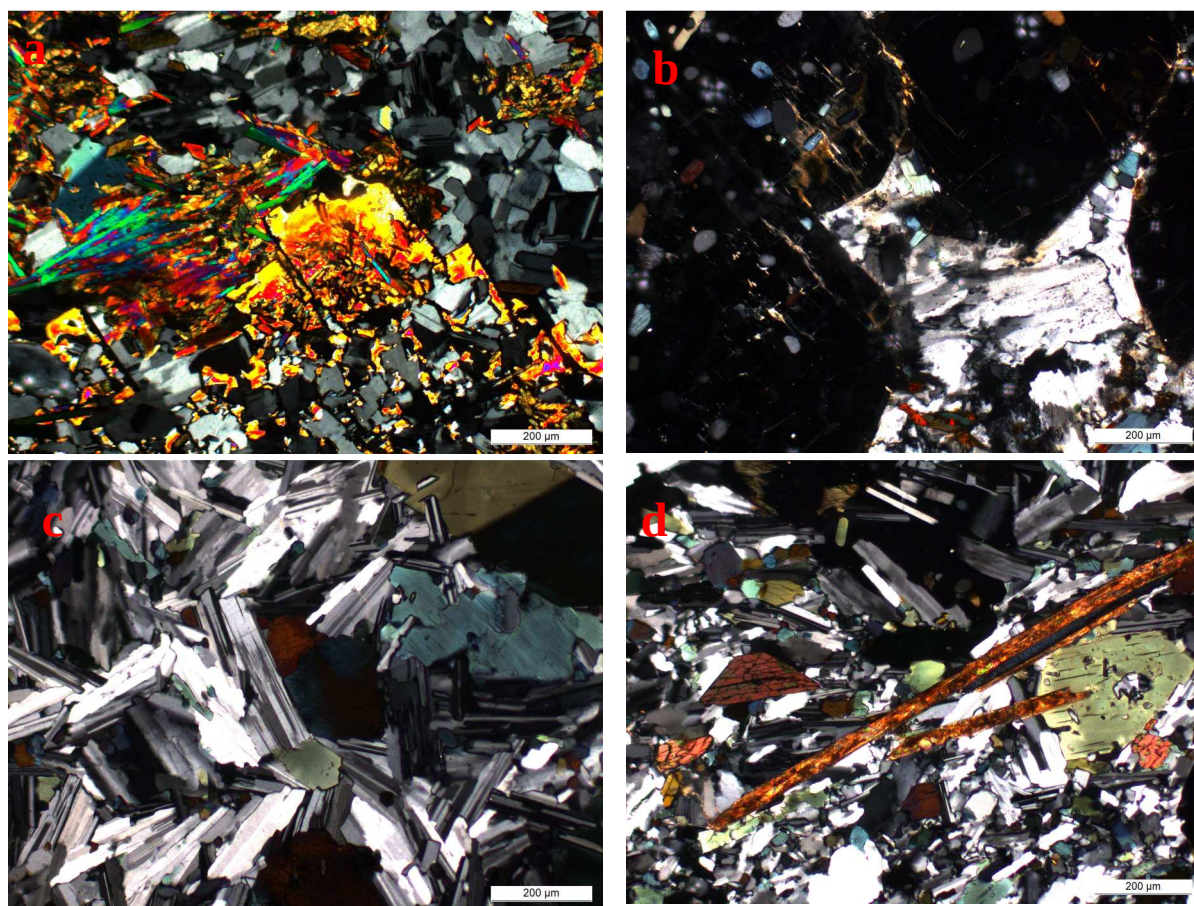
Ryc. 7. Typowe mikrofotografie fojaitów z Masywu Lowozierskiego.

Jowity makroskopowo stanowią zielonkawe skały, w których tle występuje akmit oraz eudialit, ilmenit, nefelin. Skały te posiadają strukturę holokrystaliczną, porfirowatą, teksturę silnie linijną łupkową. Makroskopowo są podobne do fojaitów różnią się barwą dominującego składnika. Pomiędzy akmitem-egirynem występują liczne kryształy mikroklinu oraz w mniejszej ilości albitu, tworzącego polisyntetyczne zbliżniaczenia. Obok kryształów femicznych widoczne są kryształy eudialitu oraz ilmenitu wykształcone w

postaci owalnej. Na tle tych kryształów spotyka się ortoklaz oraz nefelin. Mineralom tym towarzyszą także rutyl oraz tytanit.



Ryc. 8. Typowe mikrofotografie jowitów z Masywu Lowozierskiego.



Ryc. 9. Makrofotografie (a, b) i mikrofotografie augitowych porfirytów (światło przechodzące, spolaryzowane, jeden nikol - c, skrzyżowane nikole - d, e, f). Sfotografowano próbki: a - 45LV00, b - 57LV00, c - 53LV00, d - 53LV00.

Augitowe porfiryty to głównie skały barwy szaro-zielonej z widocznymi fenokryształami licznych minerałów akcesorycznych takich jak eudialit, epistolit, murmanit, narsarsukit, lorenzenit, łoparyt. Obok tych minerałów widoczne jest tło skalne zbudowane głównie z igiełek augitu a także plagioklazów, mikroklinu oraz nefelinu i apatyty. Minerałom femicznym towarzyszy egiryn, oraz astrofyllit. Posiadają one strukturę pseudofluidalną, porfirowatą, teksturę linijną, zbitą choć zdarzają się niekiedy skały z widocznymi niewielkimi pustkami w których znajdują się wykryształizowane automorficznie kryształy wymienionych powyżej minerałów. Egiryn tworzy wydłużone słupki. Astrofyllit makroskopowo odznacza się barwą żółtą lub lekko brązową. Tworzy skupienia promieniste (tzw. astrofyllitowe słońca), rzadziej snopkowe Eudialit tworzy nagromadzenia gniazdowe, oraz pojedyncze, idiomorficznie wykształcone osobniki. Lorenzenit stanowi najczęściej idiomorficznie wykształcone kryształy niekiedy zbliźniaczone. Odznacza się ciemnobrązowym połyskiem metalicznym. Zawiera liczne reliktory plagioklazów. Narsarsukit tworzy nagromadzenia stratoidalne. Wykształcony jest w formie hibautomorficznej lub kseromorficznej. Skały te są bogate w liczne fazy zawierające mineralizację pierwiastków rzadkich w tym z grupy REE. Stosunkowo często spotykane są one w apatycie, ilmenicie, rutylu i tytanicie.

10.4. Dyskusja

Przeanalizowane skały z Masywu Lowozierskiego stanowią materiał zróżnicowany. Wykształcone są w postaci skał łujawrytowych i sjenitowych oraz fojaitowych i trachitoidowych (porfirowatych) z silnie zaznaczona teksturą linijną. Powstawały one prawdopodobnie w fazie krystalizacji stopu, który uległ dyferencjacji. O ile skały strefy zewnętrznej raczej posiadają masywne tekstury świadczące o krystalizacji prawdopodobnie w niżej położonych i mniej zaburzonych warstwach o tyle skały strefy wewnętrznej ze względu na linijny charakter powstawały zapewne w płytszych strefach zbiornika, niewykluczone też, iż linijność ta związana jest z procesami kumulatywnymi (podkreślonymi przez plagioklasy), które spowodowały utworzenie się struktur pseudoofitowych. W trakcie zastygania stopu mogło dochodzić także do iniekcji niewielkich ilości materiału, o czym świadczą procesy metasomatyczne w skałach oraz pomagmowe procesy hydrotermalne przyczyniające się do powstania licznych struktur szkieletowych znanych ze stref zewnętrznych masywu. Generalnie masyw ten różni się od bliźniaczej intruzji Chibińskiej znacznie powszechniejszymi strukturami linijnymi oraz podwyższona zawartością pierwiastków grupy REE (Huber 2015a,b).

10.5. Wnioski

Skały występujące w zachodniej części masywu (w strefie zewnętrznej) charakteryzują się strukturami masywnymi, są najbardziej zbliżone wizualnie do sjenitów Chibin. Powstały one w warunkach bardziej stabilnych i są mocniej homogenizowane. Wśród tych skał widoczne są jednak strefy licznych procesów metasomatycznych i

magmowych, które przyczyniły się do powstania struktur szkieletowych szczególnie wśród rzadkich minerałów. Takie miejsca znane są w odsłonięciu „Flora” (Arzamastsev 1994, Arzamastsev i in. 2008). Skały występujące w odsłonięciu Flora reprezentowane są głównie przez utwory o teksturze kierunkowej. Są to głównie porfiryty, w których występują licznie rzadkie minerały, takie jak eudialit, lorenzenit, narsarsukit, astrofyllit i in. Minerały te są bogate w pierwiastki szlachetne (głównie srebro), oraz z pierwiastki ziem rzadkich (głównie niob) a także w cyrkon, tytan, mangan, wanad, miedź i in. Niektóre z nich posiadają liczne relikty minerałów tła skalnego (plagioklazów i egirynu).

Skały strefy wewnętrznej wykształcone są w postaci trachidoidowych kumulatów z silnie liniową teksturą (Boruckiy 1989, Mitrofanov 2000, Pozhylienکو i in 2002). Powstały one w zdyferencjonowanych strefach zbiornika magmowego i posiadają liczną mineralizację pierwiastków REE szczególnie widoczną w fosforanach i minerałach tytanu (Huber 2015a).

Skały żyłowe są efektem krystalizacji szczątkowej. Skład tych żył niewiele odbiega od składu ijolitów i urtytów Chibińskich. Są one jednak uboższe w porównaniu z Chibińskimi w cyrkonokrzemiany.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes [In Russian]. pp. 214, Nauka Publ.
4. Huber M. 2015a. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
5. Huber M. 2015b. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81.
6. 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. Lithos. 30: 33-44.
7. Kukhareenko AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. p. 772. Moscow, Nedra Publ.
8. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
9. Pozhylienکو WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District [In Russian]. pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

11. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ŻYŁOWYCH I PEGMATYTÓW Z WYBRANYCH ODSŁONIĘĆ W MASYWIE LOWOZIERSKIM

11.1. Wstęp

Masyw Lowozierski stanowi bliźniaczą, centralną intruzję (obok Masywu Chibińskiego) skał wysokoalkalicznych, znajdującą się w centralnej części Płw. Kola wieku paleozoicznego. Powierzchnia tej intruzji wynosi około 587 km² (Borucki, 1989, Kramm i In. 1993, Arzamatshev i in. 2008). Otaczają archaiczne zmigmatyzowane granitognejsy serii Kolskiej (Mitrofanow 2000, Pozhylienکو 2002). Budowa Masywu Lowozierskiego wykazuje prawidłowości, które można określić jako trzy sekwencje skał: dwie z nich wewnętrzna łujawrytowa i zewnętrzna sjenitowo-porfirytowa oraz trzecia przedstawiająca sobą utwory żyłowe, pegmatytowe oraz metadsomatyczne. Skały wchodzące w skład pierwszych dwu sekwencji na ogół posiadają struktury kierunkowe (szczególnie dotyczy to łujawrytów). Utwory żyłowe zwykle są dość zróżnicowane. Występują zarówno masywne pegmatyty zbudowane z wielkich kryształów, często posiadające składniki niedopasowane, oraz skały zbudowane z drobnych i bardzo drobnych kryształów.

11.2. Sposób przygotowania prób

Próbki skał i minerałów zebrane zostały z odsłonięcia „flora” znajdującego się w północno-wschodniej części masywu, zlokalizowanego w obrębie zewnętrznej sekwencji skał. Skały żyłowe zostały poddane obserwacjom za pomocą optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P w świetle przechodzącym i odbitym. W następnej kolejności wykonano badania za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Ponadto wybrane próbki poddano analizie rentgenograficznej. Badania mikroskopowe przeprowadzone zostały w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS.

11.3. Wyniki

W północno-wschodniej części tego masywu, w odsłonięciu „Flora”, znajdują się skały należące do zewnętrznej sekwencji (głównie porfiryty i sjenity, ryc. 1). W skałach tych widoczne są wyraźnie procesy hydrotermalne i metasomatyczne (co było przedmiotem wcześniejszego rozdziału). W tym rejonie zaobserwowano dwie skały żyłowe. Zbadano także próbki pegmatytu „szkatułka” znajdującego się w kopalni Karnasurt w północnej

części masywu. Pegmatyty te posiadają duże bogactwo rzadkich minerałów. W odsłonięciu „Flora” występują głównie skały o charakterze mikrosjenitowym i mikrourtytowym.



Ryc. 1. Odsłonięcie „Flora” z typowymi skałami (fot. P. Kramarz).

11.3.1. Skały żyłowe odsłonięcia „Flora”

W odsłonięciu „Flora” dostrzeżono liczne procesy metasomatyczne i hydrotermalne (o czym była mowa we wcześniejszych rozdziałach). Skały otaczające niniejsze żyły posiadają struktury porfirowatą i zbudowane są z automorficznych kryształów szkieletowych. Żyły tnące te skały posiadają miąższość dochodzącą do 2 m. Przedstawiają one sobą dwa typy skał, jaśniejsze nefelinowo-apatytowe urtyty oraz ciemniejsze biotytowo-augitowe ijolity. Skały te zostały zbadane pod mikroskopem optycznym a wyniki analiz planimetrycznych znajdują się w tabeli 1.

Tabela 1. Wykaz splanimetrowanych próbek skał żyłowych.

Nr próby	Skład określony planimetrycznie [%obj.]					Nazwa skały
	Ne	K-sk	Pl	Ciemne	Inne	
43LV00	57	10	5	17	11(ap)	Mikrurtyt
44LV00	19	10	4	52	14(ap)	Mikroijolit

Pierwszy typ (nefelinowo-apatytowy mikrourtyt, próbka 43LV00) to skała, która makroskopowo posiada barwę zielonkawo-niebieską, strukturę, bardzo drobnokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną (ryc. 2). Tworzą one często formę dodatnią w terenie, wyróżniając się na tle skał otoczenia. Skały te posiadają liczne spękania, dobrze widoczne w terenie,

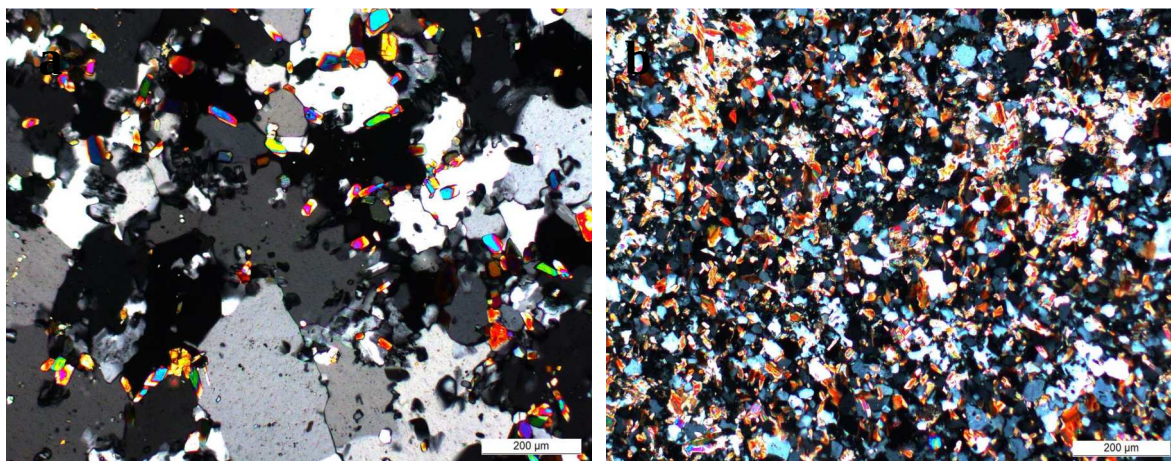
powodujące odspajanie się bloków różnej wielkości. W strefie odspojen widoczne są procesy wtórne odznaczające się barwą ciemnoszarą.



Ryc. 2. Makrofotografia nefelinowo-apatytowego urtytu.

W obrazie mikroskopowym skały te posiadają tło zbudowane z kryształów nefelinu, mikroklinu oraz apatytu. Towarzyszą im drobnokrystaliczne igiełki augitu, egirynu (ryc. 3a). Przeprowadzone analizy planimetryczne wykazały iż nefelin stanowi 57% objętości skały i razem z apatytem, ich ilość dochodzi do 68% obj. Z kolei występujący mikroklin stanowi 10% a albit 5% objętości. Minerale femiczne zaś występują w ilości nieprzekraczającej 20% obj (tab. 1).

Drugi typ to biotytowo-augitowy ijolit. Są to skały barwy brązowo-szarej o strukturze skryto- i drobnokrystalicznej, teksturze zbitej, bezładnej. Tło skały budują nefelin i apatyt wykształcone kseromorficznie a także kryształy ortoklazu i kwaśnego plagioklazu. W skale tej widoczne są także licznie występujące kryształy egirynu, biotytu (widoczny pleochroizm w barwach brązowo-rdzawych), flogopitu oraz riebeckitu (ryc. 3b). Zbadany w tej próbce biotyt zwykle posiada dość spore domieszki tytanu. Analizy planimetryczne wykazały, iż ilość minerałów femicznych w omawianym typie skał dochodzi do 52% objętości. Minerale leukokratyczne stanowią 47% objętości. Najwięcej występuje nefelinu (19%) oraz apatytu (14%), a także ortoklazu (10). Albit występuje w ilości 4% objętości skały.



Ryc. 3. Mikrofotografie: A - mikrourtytu (próbka 43LV00) oraz B - mikroijolitu (próbka 44LV00) w świetle przechodzącym, spolaryzowanym, przy nikolach skrzyżowanych.

Tabela 2. Wyniki analiz w mikroobszarze johnsenitu

Próbka	C	O	F	Na	Mg	Al	Si	P	Cl	K	Ca	Ag	Fe	Ce	W
43LV00-(16)_pt1	2,25	44,5	2,07	1,43	0,76	1,47	16,57	7,82	1,18	3,78		3,26			14,07
43LV00-(4)_pt2	2,73	40,91	2,85	2,37	0,51	0,39	11,6	8,69	0,62	0,28	4,49			7,77	16,78
43LV00-(12)_pt2	1,65	38,16	2,02	3,43	0,41	0,75	11,7	8,7	0,26	0,75	1,34		2,47	6,5	21,86

Tabela 3. Wyniki analiz w mikroobszarze garnierytu.

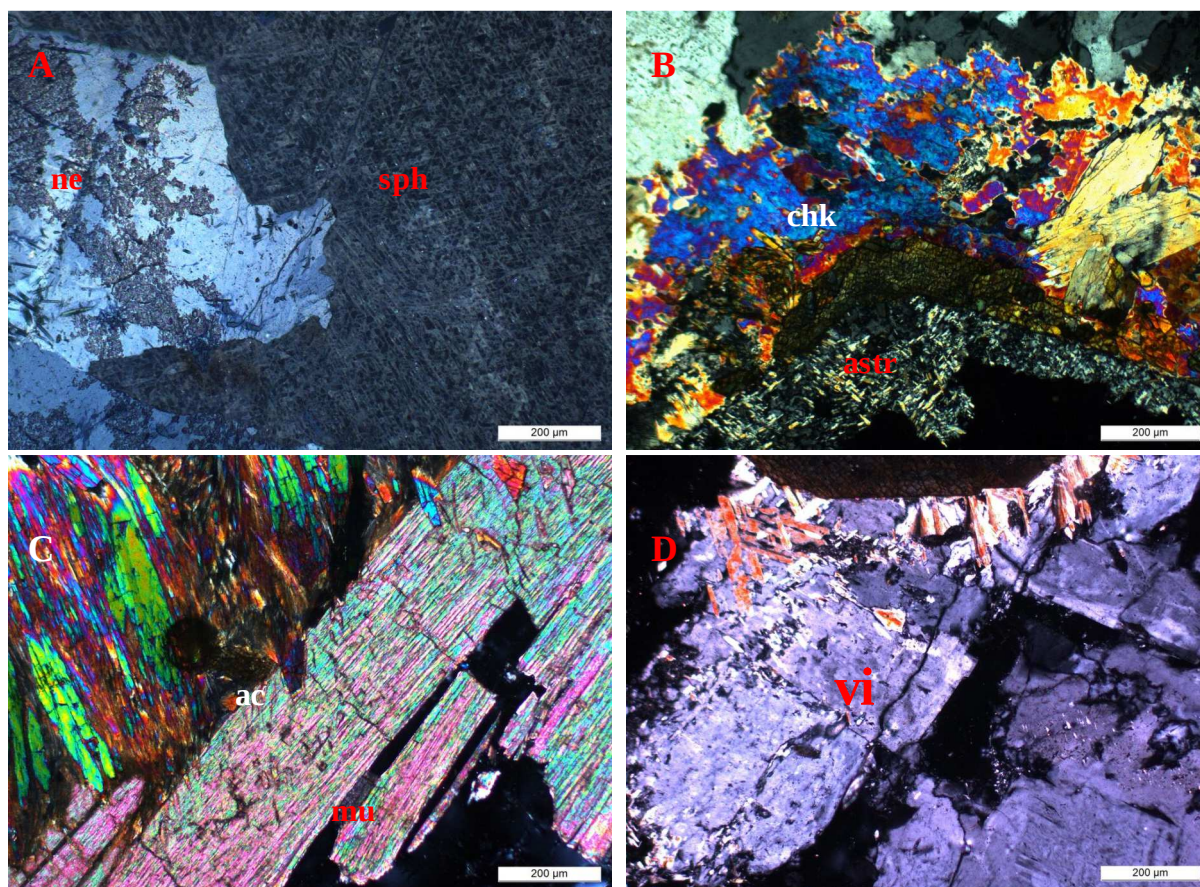
Próbka	C	O	Mg	Al	Si	P	Ni
43LV00-(8)_pt1	1,35	16,79	0,28	0,48	16,22	6,44	58,44

Badania w mikroobszarze wykazały iż apatyt wchodzący w skład mikrourtytu jest najczęściej węglanowo-chlorowy z domieszką fluoru (ryc. 5). Mineral ten jest też nosicielem licznych pierwiastków rzadkich takich jak lantan, cer, thor. W sąsiedztwie apatytu został też stwierdzony prawdopodobnie johnsenit (tab. 2). Oprócz nefelinu (ryc. 9) badaniami w mikroobszarze stwierdzono także występowanie mikroklinu (ryc. 10) oraz egirynu i ferroaktynolitu (ryc. 6, 8). Obok tych minerałów występuje także cyrkon (ryc. 11) oraz garnieryt (tab. 3).

Stwierdzono także występowanie krzemionki (ryc. 7). Analizy w mikroobszarze potwierdzają wykonane wcześniej badania planimetryczne (ryc. 12). Ukazany diagram częstości badanych minerałów wskazuje iż dominującą fazą jest apatyt, nefelin, egiryn. Pozostałe minerały mają znaczenie drugorzędne. Zbadane w mikroobszarze próbki ijolitu wykazały przede wszystkim obecność plagioklazów, flogopitu i egirynu (ryc. 13-15). Mineralom tym towarzyszą także kryształy eudialitu oraz ferroaktynolitu.

11.3.2. Pegmatyt „szkatułka”

Pegmatyty odsłaniające się w kamieniołomie Karnasurt noszą nazwę „szkatułka”. Są to skały o bardzo dużych kryształach, teksturze bezładnej. Zbudowane są z wielkich kryształów typowych dla sjenitów takich jak plagioklasy, ortoklaz, apatyt, nefelin, którym towarzyszą aegiryn-akmit, ilmenit, magnetyt oraz sfaleryt. Wśród tych minerałów występują licznie też rzadkie fazy takie jak czkałowit, murmanit, willaumit i wiele innych (ryc. 4). Minerale te w wielu przypadkach zostały odkryte właśnie w tym miejscu i niektóre z nich znane są tylko z tego wystąpienia. Z tego tytułu wystąpienie to jest wyjątkowe.



Ryc. 4. Przykłady typowych i rzadkich minerałów z pegmatytu „szkatułka”. A - Sfaleryt na tle nefelinu, B - Czkałowit w sąsiedztwie astrofyllitu, C - Murmanit w sąsiedztwie egirynu-akmitu, D - Villaumit (NaF), mikrofotografie przy nikolach skrzyżowanych. A - światło odbite, B-D - przechodzące. Oznaczenia: sph-sfaleryt, ne-nefelin, chk-chkałowit, astr-astrofyllit, mu-murmanit, ac-akmit, vi-villaumit.

11.4. Dyskusja

Żyłowe urtyty oraz ijolity są skałami o zbliżonym składzie mineralnym do skał otoczenia. Ich zasadnicze cechy pozwalają na wysunięcie pewnych podobieństw do sjenitów. Obecność melteigitów występujących w masywie Chibińskim. Zasadnicza różnica polega na szybszym ich stygnięciu, o czym świadczą struktury mikro-drobnokrystaliczne. Zbadane

ijolity stanowią materiał znacznie bardziej homogenizowany, w porównaniu z melteigitami. Nie występują tu korony reakcyjne ani fazy, które ulegają korozji. Być może, iż wpływ na ten fakt ma znacznie drobniejsze wykształcenie kryształów, co mogło w szybszy sposób doprowadzić do zmian w tej skale. Fakt iż szczególnie w urtycie występują pierwiastki grupy cerowej wskazuje na duże analogie do skał żyłowych Chibin oraz ich konotacji z pierwotnym materiałem pochodzącym z głębokich warstw ziemi (Huber 2015a,b).

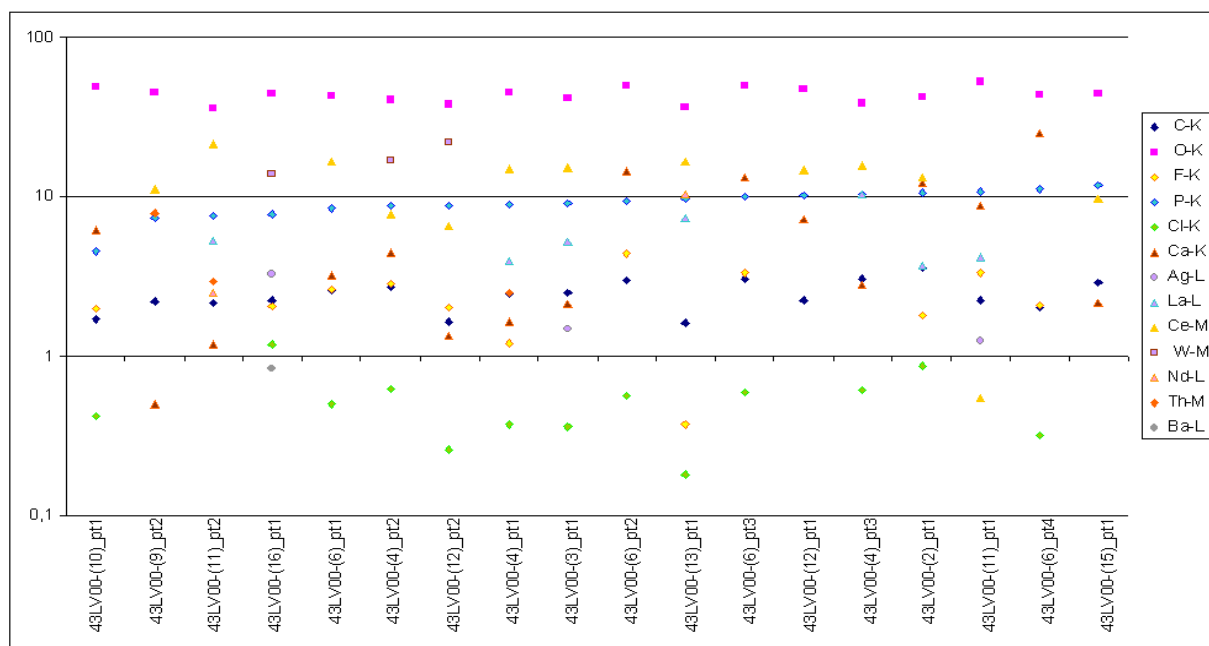
Odnalezione fazy amfibolit oraz garnierytu charakterystyczne dla procesów serpentynizacji wskazują, iż w żyłach tych tak samo obecne są procesy metasomatozy oraz hydrotermalnych oddziaływań. Oznacza to, iż procesy te zachodziły znacznie później w stosunku zarówno do skał otoczenia jak Obecność omawianych żył. Być może wiązały się one z ruchami tektonicznymi dźwigającymi masyw ku powierzchni Ziemi.

Obecność w pegmatycie „szkatułka” siarczków Zn oraz takich faz jak fluorek litu wskazuje jednoznacznie, iż pegmatyty te powstały w fazie krystalizacji resztkowej przechłodzonych stopów zawierających pierwiastki niedopasowane, prawdopodobnie otoczonych zastygającym batolitem sjenitowo-trachitoidowym. Być może, iż w formowaniu się tego pegmatytu miały wpływ procesy hydrotermalne.

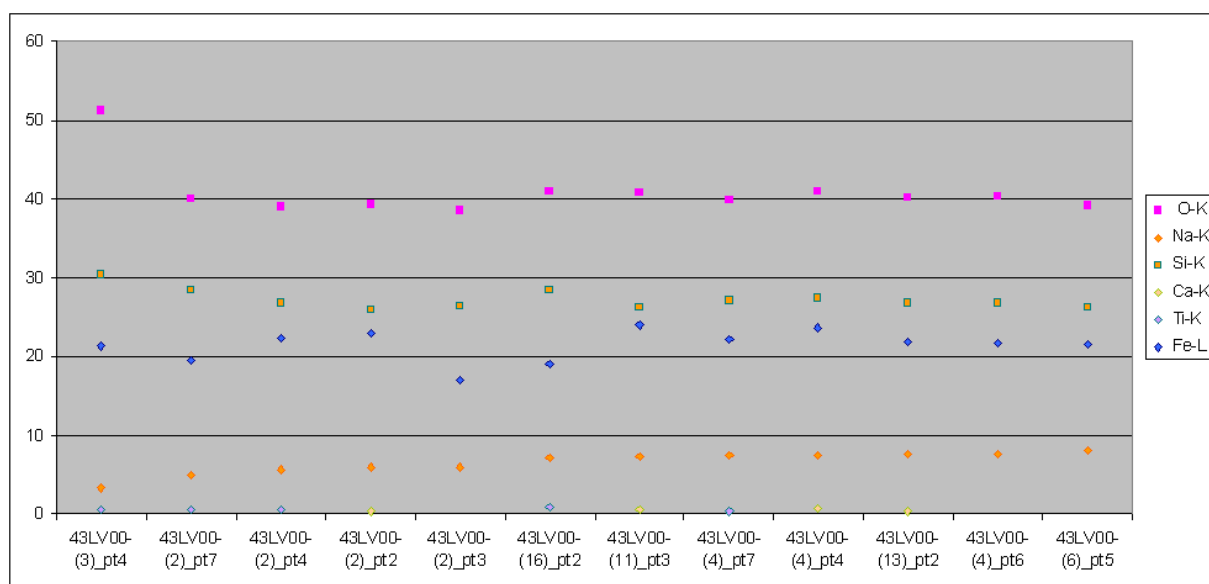
11.5. Wnioski

Podobnie jak w Chibinach melteigity i sjenity, tak w Masywie Lowozierskim ijolity i urtyty stanowią klucz do zrozumienia rozwoju geologii tej intruzji. Analogie są bardzo dobrze czytelne (Huber 2015a). Podobny skład mineralny, podobne procesy tworzące te utwory oraz analogiczny do otoczenia sposób ich krystalizacji oraz oddziaływania procesów wtórnych. Wszystko to świadczy o tym, iż urtyty oraz ijolity powstały jako produkty wypełnienia starszych tektonicznych rozłamów iniekcją pierwotnej magmy pochodzącej ze zbiornika znajdującego się w sąsiedztwie intruzji. Specyfika Masywu Lowozierskiego spowodowała większą homogenizację tych skał. Ich skład mineralny oraz widoczne procesy wtórne związane są ściśle z petrogenezą i ektogenezą Masywu Lowozierskiego (Boruckiy 1989, Arzamatshev 1994).

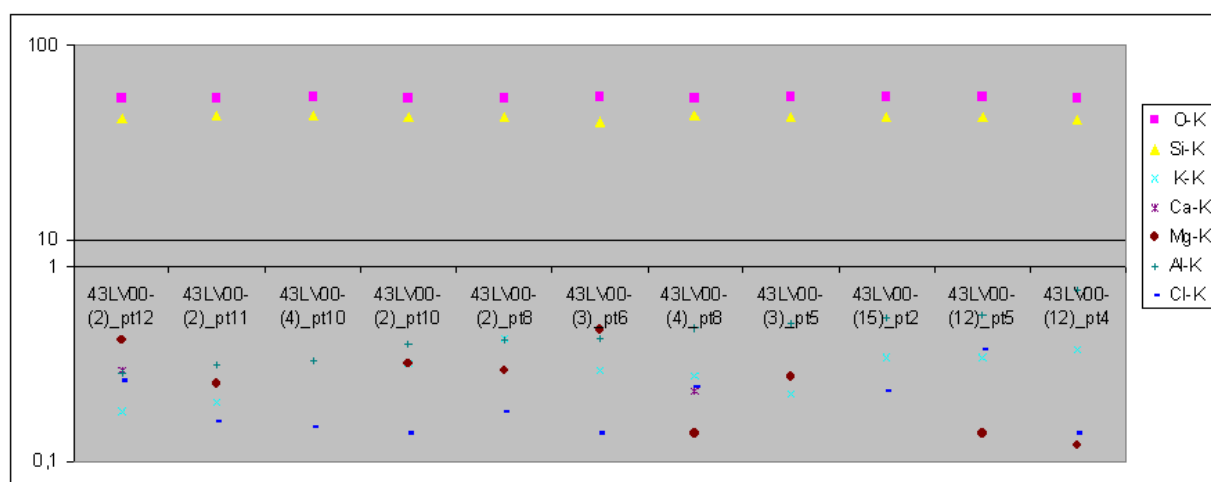
Załącznik graficzny



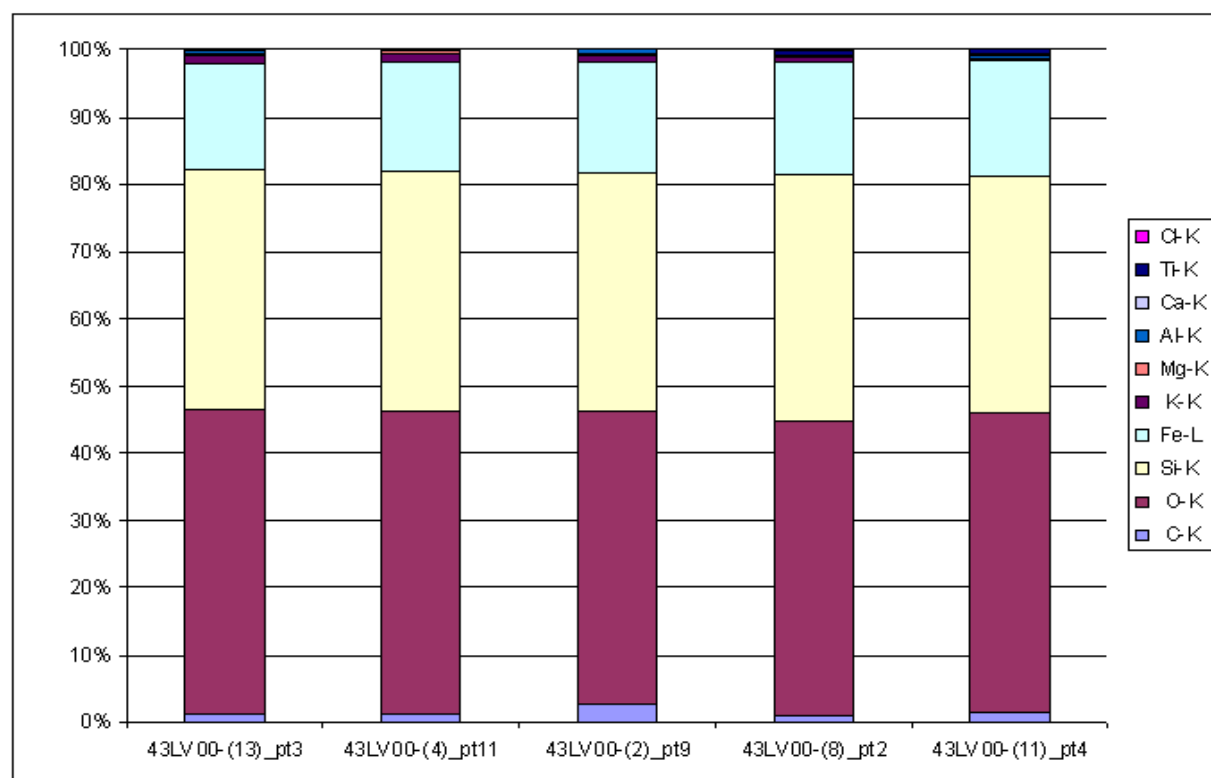
Ryc. 5. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla apatytu w urtycie (43LV00).



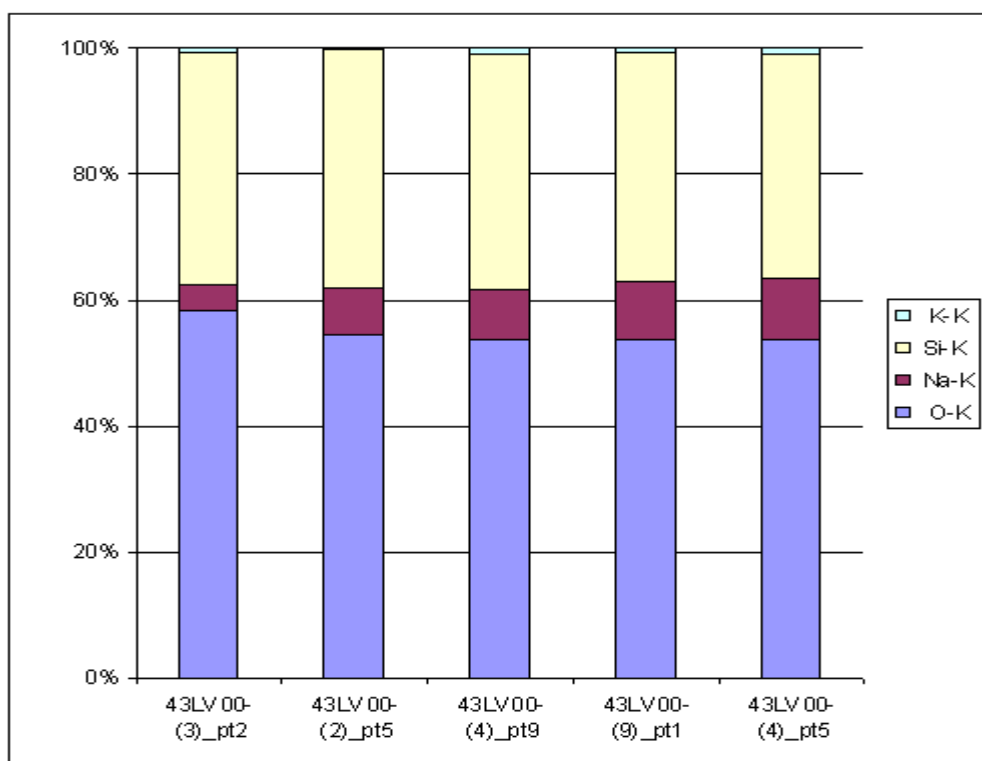
Ryc. 6. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla eirynytu w urtycie (43LV00).



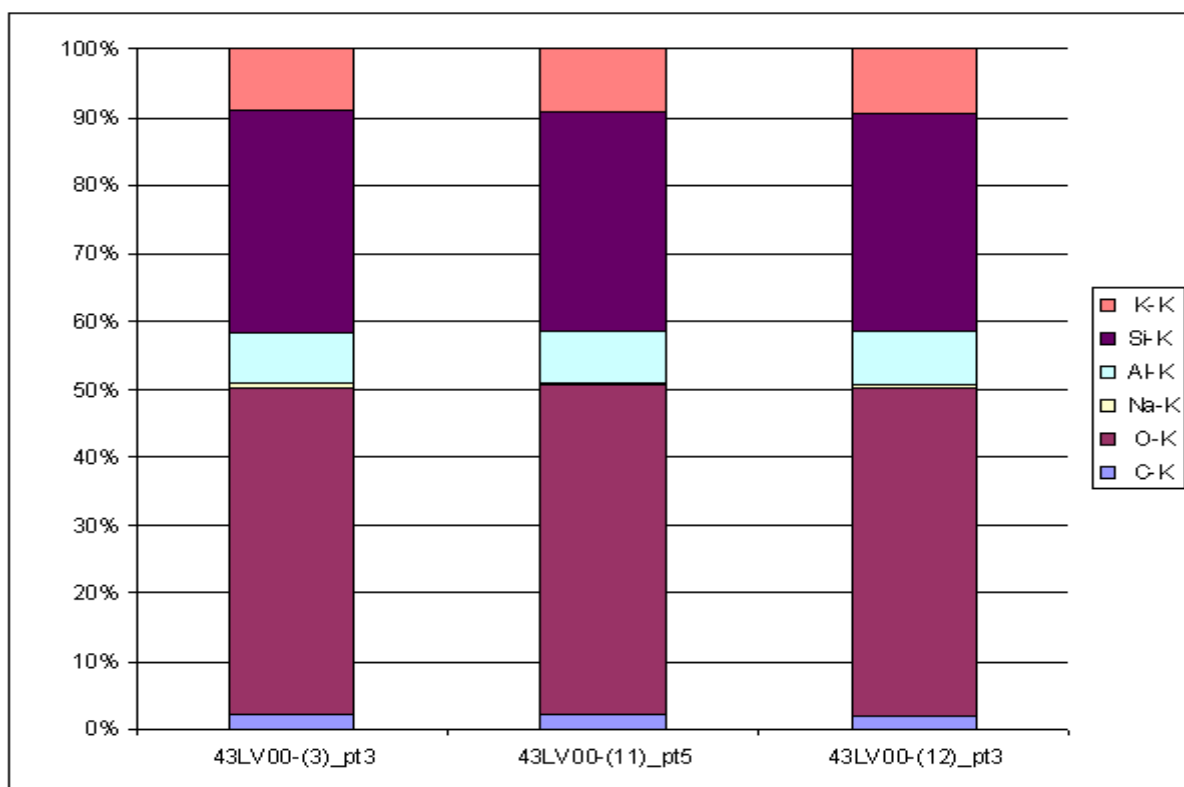
Ryc. 7. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla krzemionki w urtycie (43LV00).



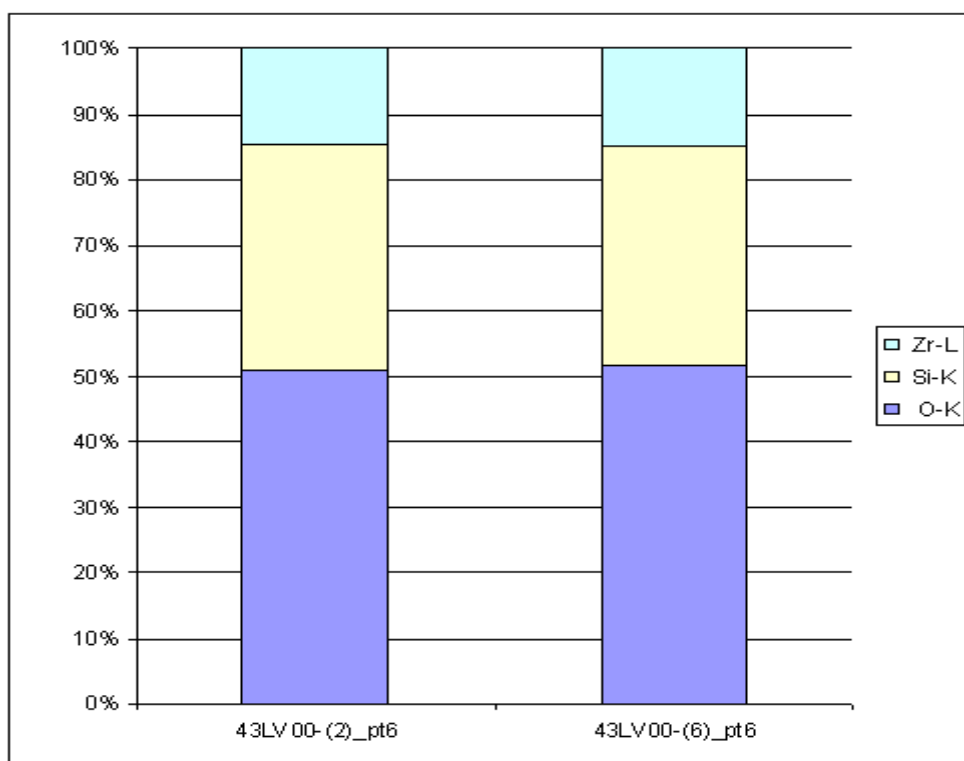
Ryc. 8. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla ferroaktynowitu w urtycie.



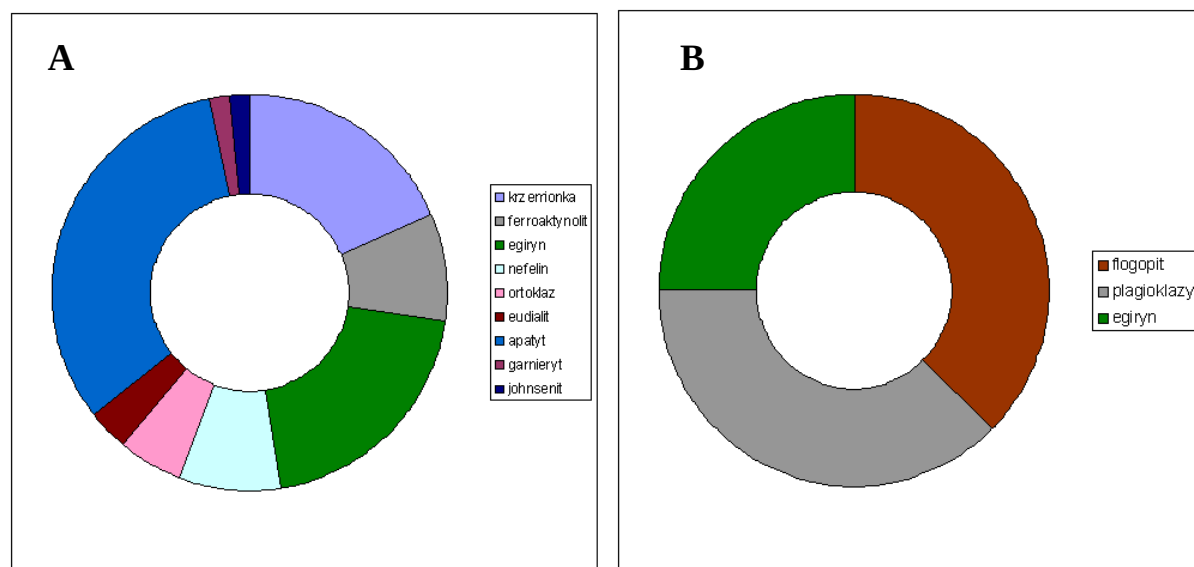
Ryc. 9. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla nefelinu w urtycie (43LV00).



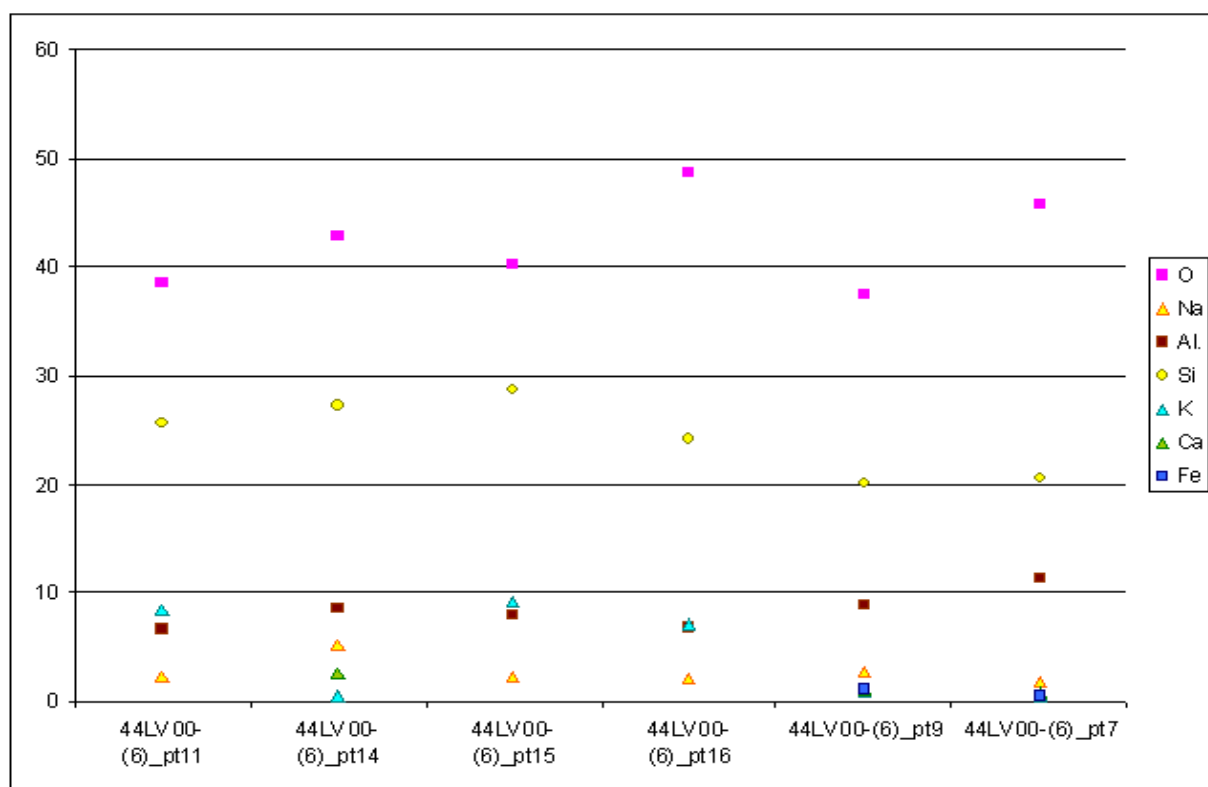
Ryc. 10. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla mikroklinu w urtycie (43LV00).



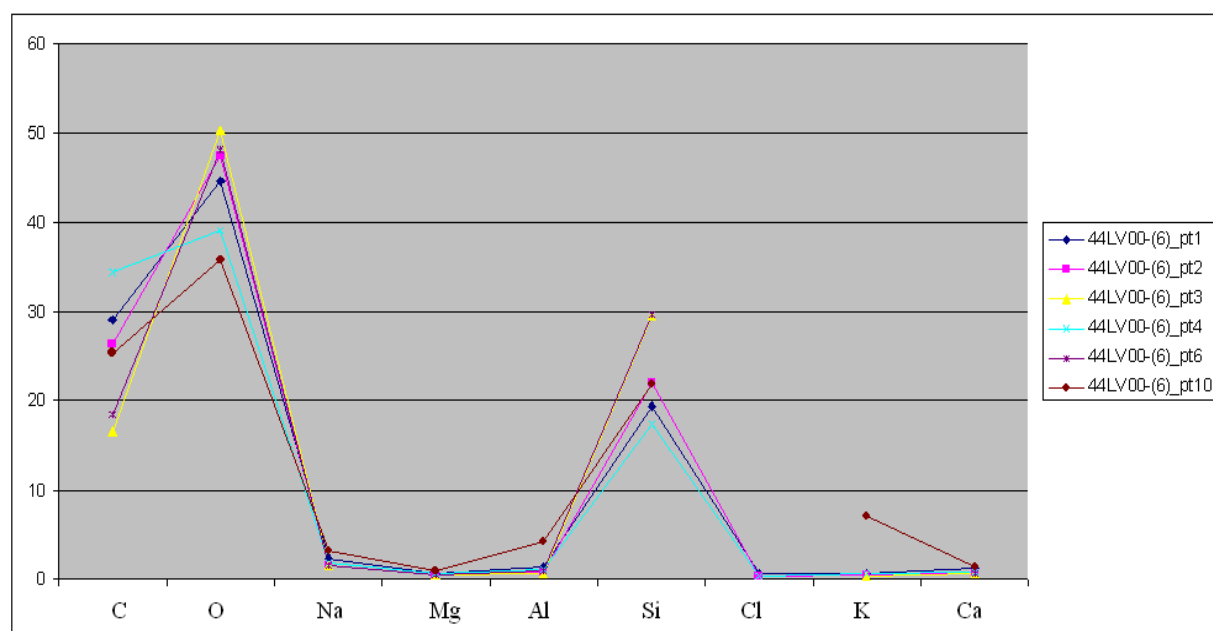
Ryc. 11. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla cyrkonu w urtycie (43LV00).



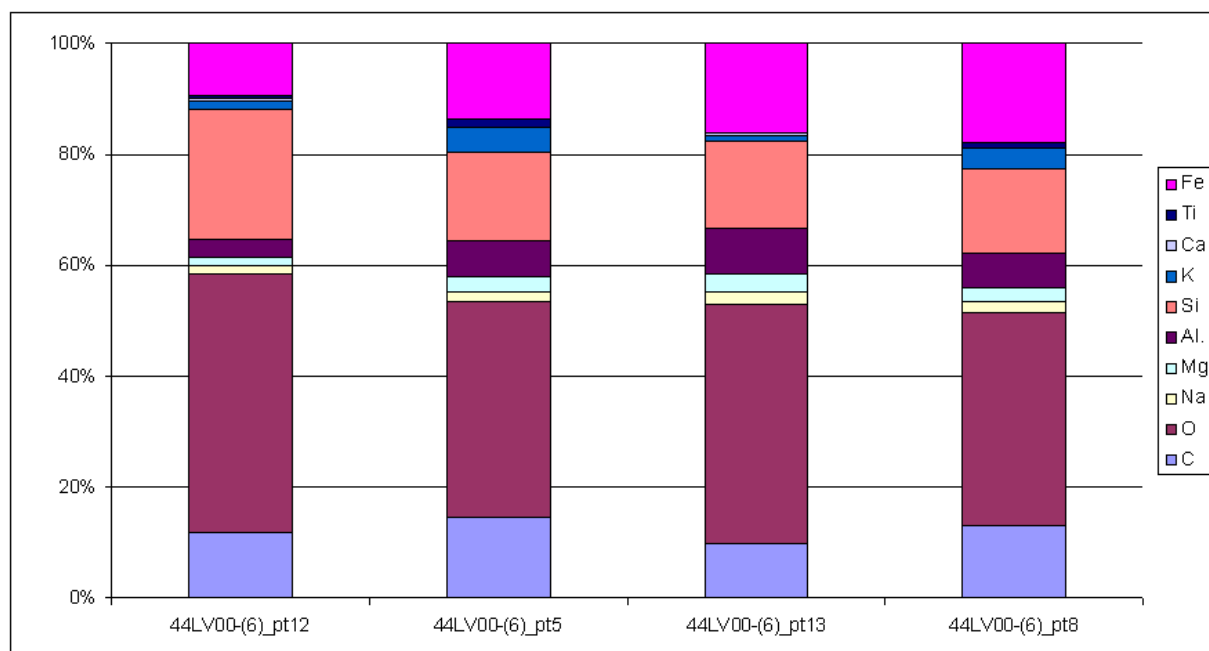
Ryc. 12. Częstość analiz minerałów w mikroobszarze w urtycie (a) i ijolicie (b).



Ryc. 13. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla plagioklazów w ijolicie (44LV00).



Ryc. 14. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla flogopitu w ijolicie (44LV00).



Ryc. 15. Diagram analiz w mikroobszarze przeprowadzonych dla egirynu w ijolicie (44LV00).

LITERATURA

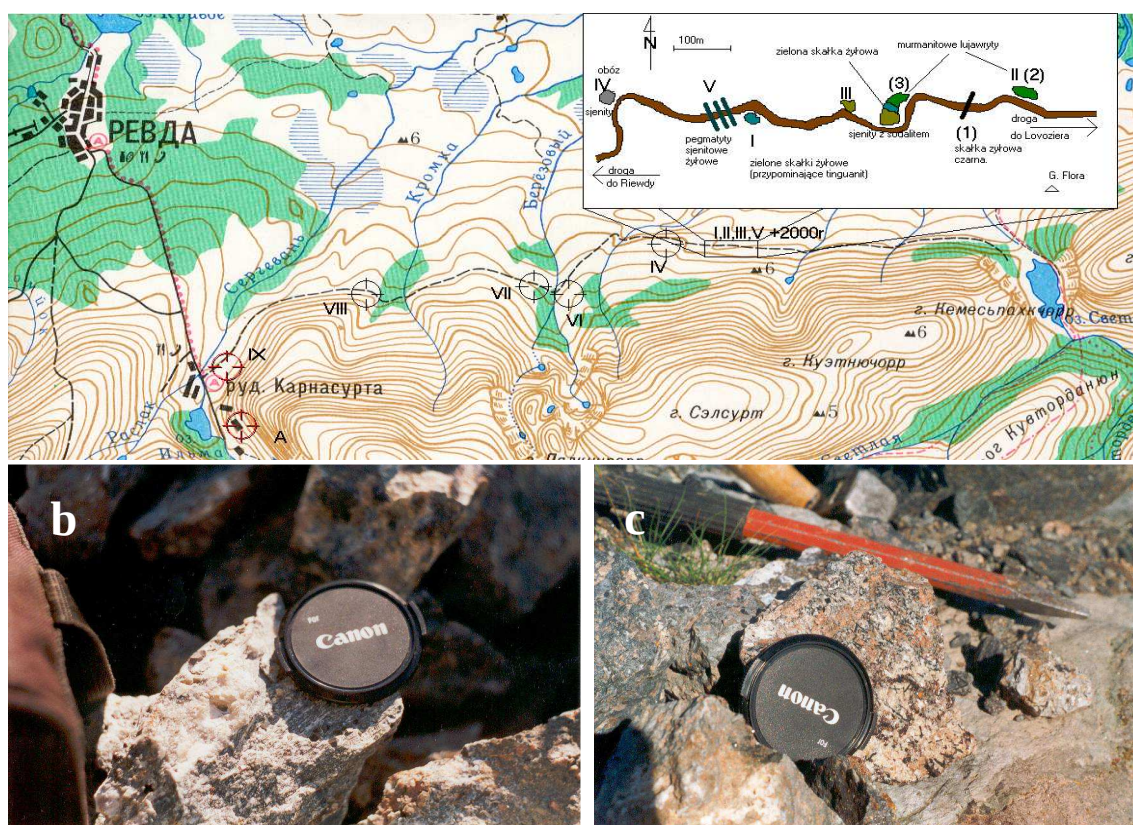
1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes. [In Russian], wyd. Nauka, pp. 214.
4. Huber M. 2015a. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. J. Biol. Earth Sci. 5(1): 74-81.
5. Huber M. 2015b. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
6. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos. 1993; 30: 33-44.
7. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
8. Pozhylienکو WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District. [In Russian], Apatity, pp. 360.

12. MINERALOGICZNA CHARAKTERYSTYKA PORFIRYTÓW Z ODSŁONIĘCIA „FLORA”

12.1. Wstęp

Masyw Lowozierski stanowi bliźniaczą, centralną intruzję (obok Masywu Chibińskiego) skał wysokoalkalicznych, znajdującą się w centralnej części Płw. Kola. Powierzchnia tej intruzji wynosi około 587 km² (Arzamatssev 1994, Boruckiy 1989, Mitrofanov 2000, Pozhylienکو 2002). Otaczają archaiczne zmigmatyzowane granitognejsy serii Kolskiej (Arzamatssev i in. 1993, Kogarko i in. 1995, Kramm i in. 1993, Kukharenko i in. 1965, Huber 2013). Budują go skały zaliczane do sjenitów, urtytów, skał zawierających w swym składzie między innymi apatyt, plagioklasy, eudialit, egiryn, lorenzenit. Skały te najczęściej posiadają struktury kierunkowe (Huber 2013, 2015).

Na wschód od drogi w kierunku kłm. Umba w kierunku jeziora Lowoziero po przejściu ok. 10 km drogą polną odsłania się szereg kopanek o nazwie Flora. Odsłonięcie to nosi nazwę pobliskiego szczytu (800 m n.p.m.), na którego północnym stoku jest położone (ryc. 1.) Występują tam augitowe porfiryty oraz liczne żyły utworów alkalicznych.



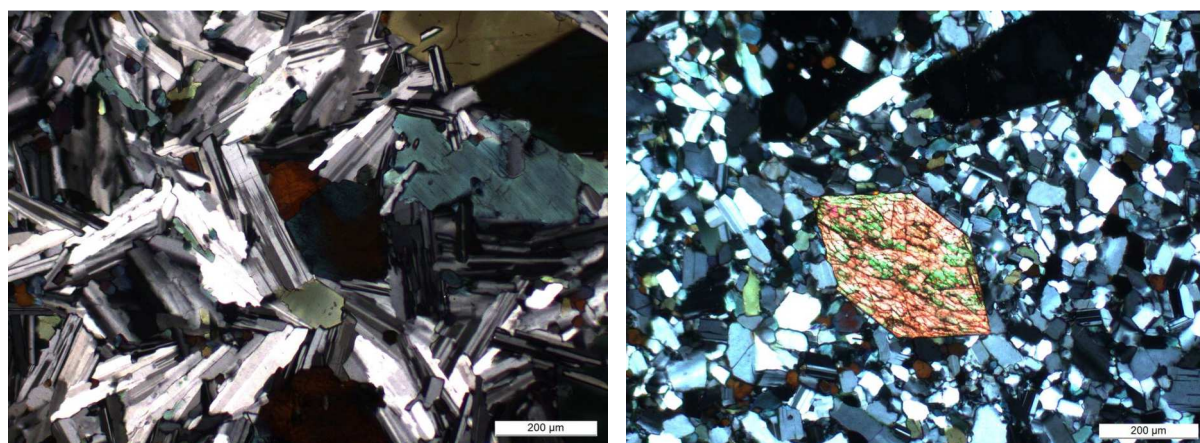
Ryc. 1. Schematyczna mapa odsłonięcia z zaznaczeniem poboru prób (a), makrofotografie trachitów (b, c).

12.2. Sposób przygotowania próbek

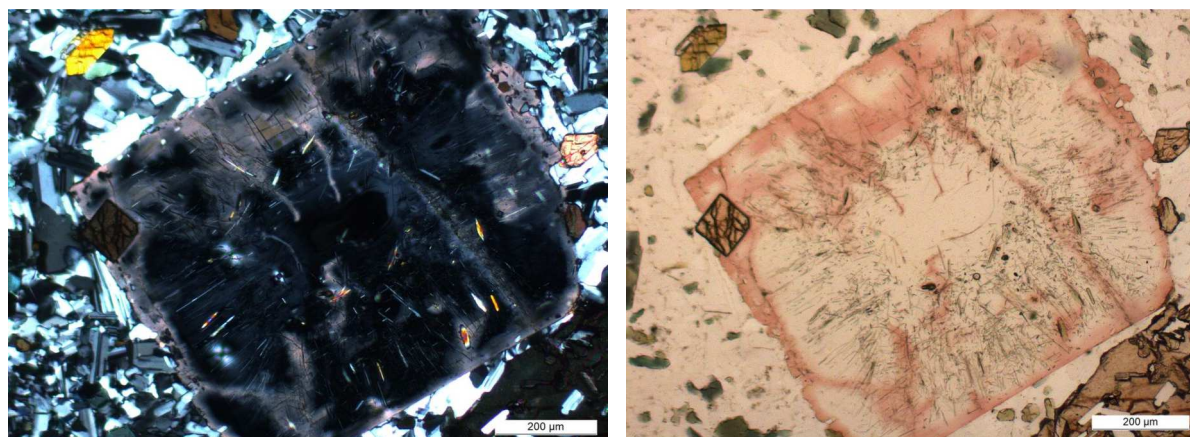
Próbki skał i minerałów zebranych z wyżej omówionych odsłonięć zostały poddane obserwacjom za pomocą optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P w świetle przechodzącym i odbitym. W następnej kolejności wykonano badania za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS. Ponadto wybrane próbki poddano analizie rentgenograficznej. Badania mikroskopowe przeprowadzone zostały w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS, natomiast analizy XRD w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii AGH.

12.3. Wyniki

Augitowe porfiryty - są to skały barwy ciemnoszarej o strukturze porfirowatej, teksturze bezładnej lub kierunkowej (pseudofluidalnej). Na tle masy skalnej wyróżniają się fenokryształy szkieletowe eudialitów, lorenzenitu, murmanitu, epistolitu, narsarsukitu (ryc. 1, 2).



Ryc. 2. Mikrofotografie typowego porfiryty (53LV00, 48LV00).



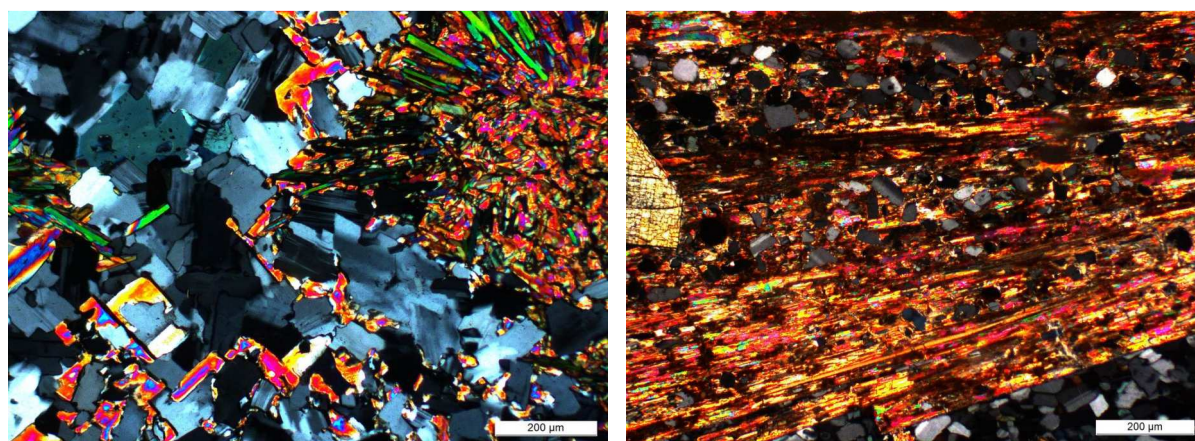
Ryc. 3. Kryształy eudialitu z typową budowa sektorowa (47LV00).

W płycie cienkiej widoczne są kryształy egirynu tworzące igielkowe formy pomiędzy którymi znajdują się plagioklasy, mikroklin, nefelin i apatyt. Minerale te tworzą tło skały. Skały też znajdują się w sąsiedztwie urtytów i lujawrytów lowozierskich, tworząc nieostre przejścia. Minerale tworzące fenokryształy w omawianych skałach zostały poddane szczegółowej analizie mikroobszarze z udziałem badań rentgenograficznych (XRD) oraz w podczerwieni. Poniżej przedstawiono ich charakterystykę.

Eudialit $(\text{Na,Ca,Fe})_6\text{Zr}[(\text{OH,Cl})(\text{Si}_3)_9]_2$ w tych skałach to minerał zwykle zabarwiony na różowo lub pomarańczowo. W omawianym odsłonięciu tworzy nagromadzenia gniazdowe, oraz pojedyncze, idiomorficznie wykształcone osobniki. W świetle przechodzącym wykazują niekiedy słaby pleochroizm w zakresie barwy różowej. Badania w mikroobszarze wykazały, że w mineralu tym nieznacznie domieszkę stanowi tytan oraz miedź i mangan. Ilości tych domieszek wahają się w granicach kilku procent. Niektóre kryształy tego minerału wykazują budowę strefową.

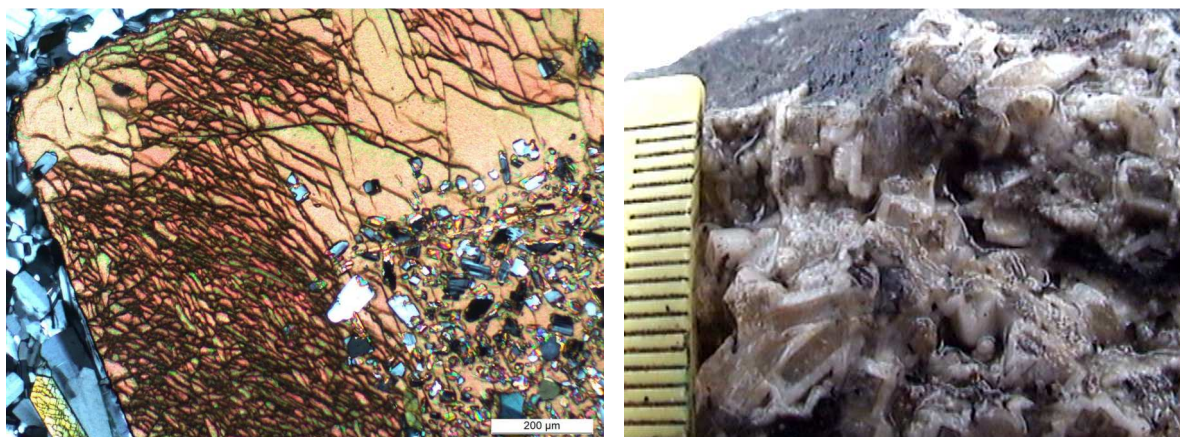
Narsarsukit $\text{Na}_4\text{Ti}_2[\text{O}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}]$ tworzy nagromadzenia stratoidalne. Wykształcony jest w formie hibautomorficznej lub ksenomorficznej. Kryształy tego minerału wykazują słaby pleochroizm w zakresie barwy zielonej. W wyniku badań w mikroobszarze stwierdzono w nich zawartość tytanu i domieszkę żelaza.

Epistolit $\text{Na}_2(\text{Nb,Ti})_2\text{Si}_2\text{O}_9\text{nH}_2\text{O}$, makroskopowo minerał ten jest barwy szaroróżowej, tworzy izometryczne blaszkowate skupienia. W obrazie mikroskopowym posiada silny pleochroizm w barwach różowo-brązowych, a przy nikolach skrzyżowanych posiada barwę żółto-pomarańczowo-brązowa. Badania w mikroobszarze wykazała, iż minerał ten prócz Nb posiada często w swoim składzie domieszki Ag.

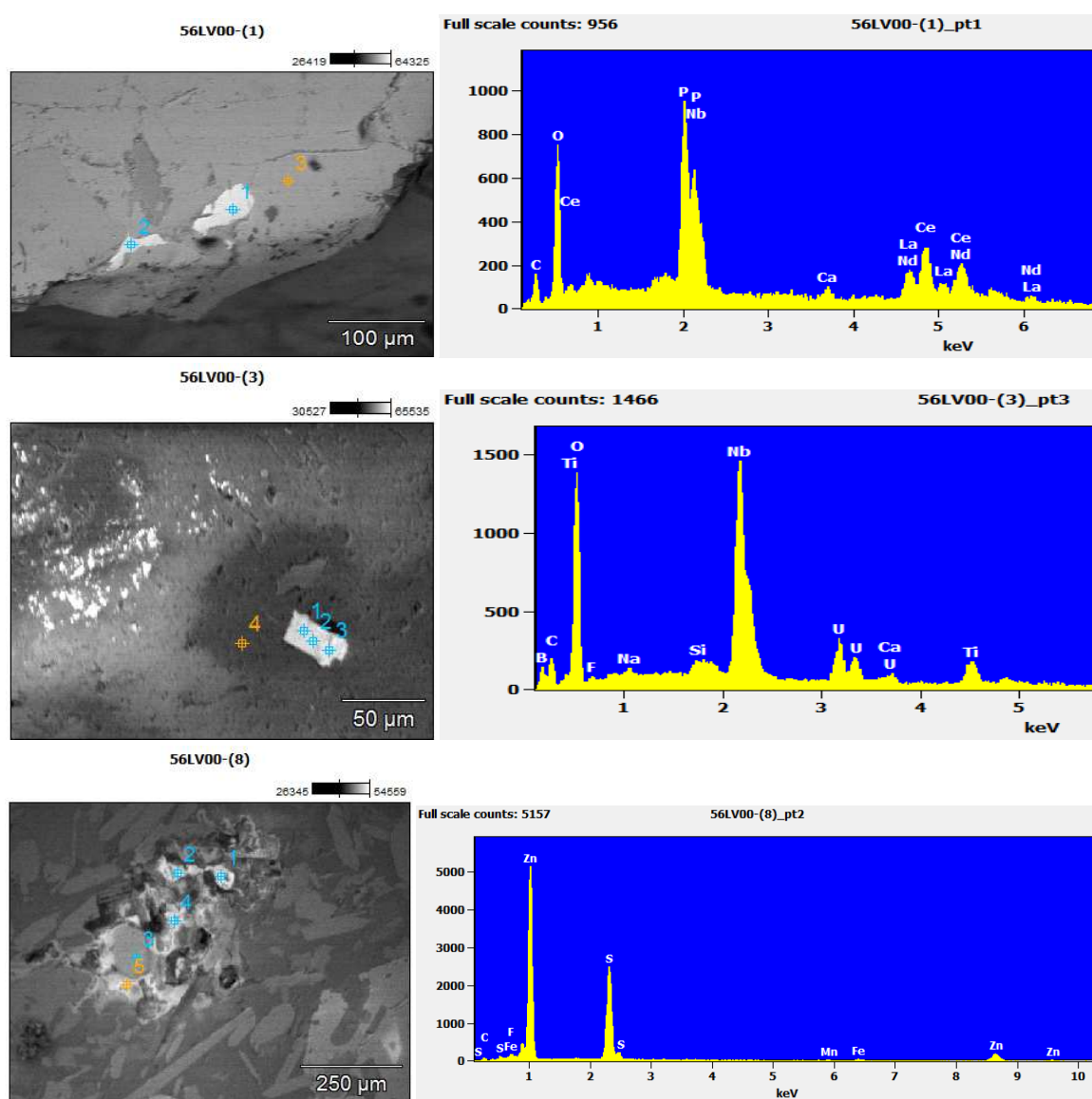


Ryc. 4. Kryształy narsarsukitu i epistolitu (45, 46LV00).

Lorenzenit $\text{Na}_2\text{O}_2(\text{TiZr})_2\cdot 2\text{SiO}_2$ stanowi najczęściej idiomorficznie wykształcone kryształy. Odnacza się ciemnobrązowym połyskiem metalicznym. Zawiera liczne relikty plagioklazów. Wykazuje słaby pleochroizm w zakresie barwy jasnobrązowej. W świetle przechodzącym przy nikolach skrzyżowanych ściemnia światło w sposób prosty i wykazuje barwy interferencyjne: brązową i fioletową. W wyniku badań w mikroobszarze wykazano w nich zawartość Zr, Ti a także domieszkę Fe, oraz V i Nb.



Ryc. 5. Kryształy lorenzenitu i łoparytu (50, 05LV03 - łoparyt).



Ryc. 6. Przykładowe widma uzyskane podczas analiz w mikroobszarze apatytu, łoparytu oraz sfalerytu.

Łoparyt $(\text{Na,Ce,Ca})_2(\text{Nb,Ti})_2\text{O}_6$ to minerał makroskopowo barwy jasnobieżowej, tworzący skupiska o charakterze izometrycznym. Jest on spotykany często w skałach masywu Lowozierskiego, nie tylko w odsłonięciu Flora. Kryształy łoparytu wykazują pewną zmienność ze względu na różny udział pierwiastków tworzących roztwór stały. W odsłonięciu flora z reguły na powierzchni są mlecznobiałe by w środku być bezbarwnymi, tworzą polisyntetyczne skupienia w skałach tego odsłonięcia.

Egiryń $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ tworzy wydłużone słupki. Wykazuje pleochroizm w zakresie barwy niebieskozielonej. W wyniku badań w mikroobszarze stwierdzono w nim zawartość żelaza, krzemu i sodu.

Astrofyllit $(\text{K,Na})_3(\text{Fe,Mn})_7(\text{Ti,Zr})_2[\text{Si}_8(\text{O, OH})_{31}]$ makroskopowo odznacza się barwą żółtą lub lekko brązową. Tworzy skupienia promieniste (tzw. astrofyllitowe słońca), rzadziej snopkowe. Wykazuje pleochroizm w zakresie barwy żółtej. W badaniach w mikroobszarze stwierdzono w nim zawartość żelaza, tytanu, manganu oraz domieszkę sodu i niobu. Pomiędzy tymi minerałami znajdują się także inne fazy takie jak apatyt zawierający liczne inkluzje ziem rzadkich z grupy cerowej, łoparytu (omawiany powyżej) oraz tlenki i siarczki Zr, Pb (ryc. 6).

Analiza tych inkluzji oraz faz zawierających ziemie rzadkie wskazuje częste wzbogacenie różnych minerałów w Sr, Nb, Ce, La, Nd oraz związki uranu. Minerałom tym towarzyszą inkluzje zawierające uran. O ile apatyt znajduje się często w towarzystwie minerałów femicznych, o tyle inkluzje zawierające związki uranu spotyka się często w towarzystwie plagioklazów. W interstycjach tych minerałów spotyka się zaś inkluzje siarczków i tlenków Zr, Pb.

12.4. Dyskusja

Zbadane minerały cechują się posiadaniem form własnokształtnych, co w przypadku niektórych kryształów jest bardzo cenne gdyż w innych miejscach taka forma ich wykształcenia stanowi rzadkość. Dodatkowym atutem minerałów pochodzących z odsłonięcia „Flora” jest ich stosunkowo duża wielkości dochodzącą do 3cm. W obrazie mikroskopowym ujawnia się ich struktura wewnętrzna. Są to minerały o charakterze szkieletowym, posiadające wypełnienia wnętrza materiałem identycznym jak otaczające tło skalne. Jest to dowód na późniejsze zapewne hydrotermalne lub metasomatyczne pochodzenie tych minerałów. Tworzyły się one w fazie pomagmowej krystalizacji w części granicznej Masywu Lowozierskiego ze skałami otoczenia zaliczanymi do tzw. serii Kolskiej.

12.5. Wnioski

Skały występujące w odsłonięciu Flora reprezentowane są głównie przez utwory o teksturze kierunkowej. Są to głównie porfiryty kontaktujące ze sjenitami, w których występują licznie rzadkie minerały, takie jak eudialit, lorenzenit, narsarsukit, astrofyllit i in. Minerały te są bogate w pierwiastki szlachetne (głównie srebro), oraz z pierwiastki ziem rzadkich (głównie niob) a także w cyrkon, tytan, mangan, wanad, siarczki i tlenki Zr, Pb.

Większość z nich posiadają liczne relikty minerałów tła skalnego (plagioklazów i egirynu). Skały te powstały w intruzji Masywu Lowozierskiego, jako fazy krystalizacji pomagmowej, gdy większość skał została już uformowana. Świadczą o tym struktury minerałów (szkieletowe wykształcenie) jak i obecność tlenków i siarczków Zn, Pb. Minerały te stanowią źródło wielu pierwiastków rzadkich oraz grupy cerowej. Ich występowanie w skałach odsłonięcia „Flora” stanowi cenne z punktu widzenia mineralogii odsłonięcie, ze względu na formę własnokształtną, jaką one przyjmują.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. London: Chapman & Hall; p. 226.
4. Boruckiy BE. 1989; Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes. [In Russian], Nauka, pp. 214.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. J. Biol. Earth Sci. 3(1): E1-E11.
6. Huber M. 2015. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
7. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos. 1993; 30: 33-44.
8. Kukhareno AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. Moscow: Nedra; p. 772.
9. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
10. Pozhylienکو WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District. [In Russian], Apatity, pp. 360.

13. CHARAKTERYSTYKA SKAŁ Z MASYWU LOWOZIERSKIEGO Z UŻYCIEM BADAŃ W MIKROOBSZARZE

13.1. Wstęp

Masyw Lowozierski stanowi bliźniaczą, centralną intruzję (obok Masywu Chibińskiego) skał wysokoalkalicznych, znajdującą się w środkowo-wschodniej części Płw. Kola. Powierzchnia tej intruzji wynosi około 587 km² (Arzamatsev 1994, Boruckiy 1989, Mitrofanov 2000). Intruzja Lowozierska znajduje się zaledwie kilkanaście km na wschód od Masywu Chibińskiego, w otoczeniu archaicznych zmigmatyzowanych granitognejsów serii Kolskiej (F. P. Mitrofanov, 2000, Kukharenko i in. 1965, Kramm i in. 1993,), oraz starą intruzją gabroidową, zaliczaną do typu warstwowanego zawierającą siarczki z platynowcami nazywaną Fiodoro-Panskim masywem, znajdującą się na południowym wschodzie od w/w masywu Lowozierskiego a należąca już do pasa Imandra Warzuga (Mitrofanov 2000, Pozhyliencko i in. 2002). Masyw ten zbudowany jest, podobnie jak sąsiedni Chibiński, z koncentrycznie ułożonych skał alkalicznych i tak samo jak w Chibinach w tym masywie też znaleziono karbonatyty w centralnej jego części (Huber 2013, 2015a-c). W intruzji tej występują skały zaliczane do sjenitów, urtytów. Spotyka się tam bliźniacze z Masywem Chibińskim sjenity z plagioklazami, apatytem oraz egirynem-akmitem w tle, wraz z cyrkonokrzemianami reprezentowanymi przez eudialit, lorenzonit a także niekiedy murmanit oraz innymi rzadkimi minerałami (Arzamatsev i in. 2008, Huber 2015c, Kogarko i in. 1995). Skały dominujące w masywie Lowozierskim posiadają wyraźną foliację, mają typowe porfirowate struktury oraz licznie w nich występują minerały o charakterze szkieletowym (świadczącym o metasomatycznych konotacjach). W skałach tych występuje też znacznie lepiej czytelna mineralizacja cyrkonokrzemianów oraz minerałów będących nośnikami pierwiastków śladowych i rzadkich, w tym także Ce, Nb, oraz domieszki Ag. Zewnętrzną strefę omawianego masywu stanowią łujawryty, wewnętrzną zaś urtyty i ijolity. W masywie tym nie zaznacza się tak silnie pas przejściowy, choć występują tu też licznie skały żyłowe i pegmatyty (Arzamatsev 1994, Huber 2015c).

13.2. Metodyka badań

Zostały wykonane liczne badania terenowe w wybranych odsłonięciach w zachodniej, północnej, środkowej i wschodniej części masywu. Próbkę te zostały pobrane w terenie a następnie poddane opisowi makroskopowemu i dokumentacji fotograficznej. Po przywiezieniu do Polski zostały wykonane zglądy oraz płytki cienkie polerowane, odkryte, które zbadano za pomocą optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P w

światle przechodzącym i odbitym, a następnie zostały wykonane badania w mikroobszarze z wykorzystaniem skaningowego mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 z przystawką EDS (wykonano w sumie 1208 punktowych analiz w 78 obszarach). Wszystkie te badania przeprowadzono w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery, na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS w Lublinie.

13.3. Wyniki

Masyw Lowozierski jest intruzją bliźniaczą do Masywu Chibińskiego i wykazuje wiele podobieństw zarówno w rzeźbie terenu a także ze względów strukturalnych. Idąc od jez. Umbozero, oddzielającego oba masywy, będącego naturalną zachodnią granicą Masywu Lowozierskiego w okolicy nieistniejącej już miejscowości Aluaiv znajduje się nieczynny kamieniołom z alkalicznymi masywnymi sjenitami. Wspinając się w kierunku szczytu Aluaiv nieco ponad kamieniołomem widoczne były już typowe dla masywu Lowozierskiego - lujawryty o charakterystycznych liniowych strukturach, wyżej w partii szczytowej wzniesienia występowały typowe akmitowo-ilmenitowo-eudialitowe utwory niekiedy z towarzyszącym im skalaniem oraz apatytem. Z kolei w północnych stokach masywu w rejonie wzniesienia Karnasurt widoczne są podobne masywne drobnokrystaliczne sjenity przechodzące znowu w silnie stekstrowane lujawryty. Idąc w kierunku wschodnim u podnóża gór do wzniesienia zwanego Flora spotyka się skały ilmenitowo-eudialitowych z akmitem, a dalej na wschód widoczne są silnie zmienione metasomatycznie skały bogate w euhedralne kryształy eudialitu, murmanitu i lorenzenitu oraz astrofyllitu. Ponadto widoczne są liczne żyły kwarcytowe i mikrosjenitowe. W opisanych powyżej miejscach pobrano liczne próbki, które w ilości około 100 egzemplarzy przywieziono do Polski.

13.3.1. Skały odsłonięcia Aluaiv

W zachodnim stoku góry Aluaiv znajdują się liczne odsłonięcia masywnych sjenitów, lujawrytów, fojaitów, a także eudialitowych lujawrytów jowitów i kakortokitów. Skały te zostały opróbowane i zbadane mikroskopowo. Poniżej zamieszczono wyniki dotyczące planimetrii analizowanych próbek skał (ryc. 1.). Analizując niniejsze próbki należy stwierdzić iż próbka 01LV12 została zakwalifikowana jako Melasjenity, próbki 02, 03 i 04LV12 jako lujawryty, próbka 05 i 06LV12 jako fojait, a próbka 07LV12 jako Jowit.

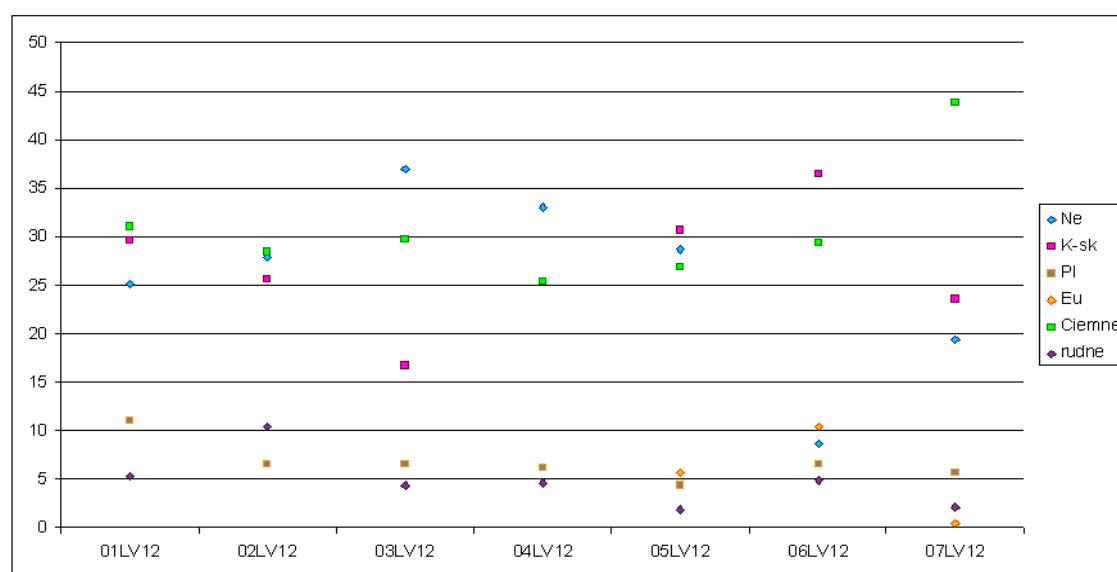
Masywne sjenity to skały barwy ciemnoszarej, z widocznymi w tle kryształami plagioklazów pomiędzy którymi znajdują się apatyt, nefelin a także kryształy aegirynu którym towarzyszą tytanit oraz eudialitu (ryc. 2a, 3b). Skały te mają strukturę średniokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną. Widoczny jest w nich albit i ortoklaz, któremu towarzyszą kryształy apatyty oraz egiirynu z akmitem. Pomiędzy minerałami ciemnymi licznie występują tytanit z ilmenitem. Pirokseny wraz z minerałami rudnymi tworzą też liczne inkluzje stałe w ortoklazie, apatycie oraz eudialicie. Egirynowo-eudialitowe lujawryty to skały o barwie szarzielonej z widocznymi czerwono krwistymi kryształami eudialitu, w tym miejscu bardzo ładnie wykształconymi, zwykle przezroczystymi nazywanymi potocznie

„łoparską krwią” (ryc. 2b, 3a). Skały te składają się głównie z drobnokrystalicznych skaleń oraz igiełek egirynu, pomiędzy którymi znajdują się pojedyncze kryształy eudialitu. W płycie ciennej tło skały stanowią ortoklasy zbliżone wg prawa karlsbadzkiego, pomiędzy którymi znajduje się też tabliczki albitu. W interstycjach tych minerałów spotyka się igły egirynu o typowym pleochroizmie w barwach zielonych. W towarzystwie ilmenitu pojawiają się także pojedyncze kryształy riebeckitu. W skale widoczne też są kryształy apatytu i nefelinu. Obok ilmenitu pojawiają się tytanomagnetyt oraz pojedyncze ziarna rutylu i tytanitu. Występuje także pirit z chalkopirytem oraz cyrkony.

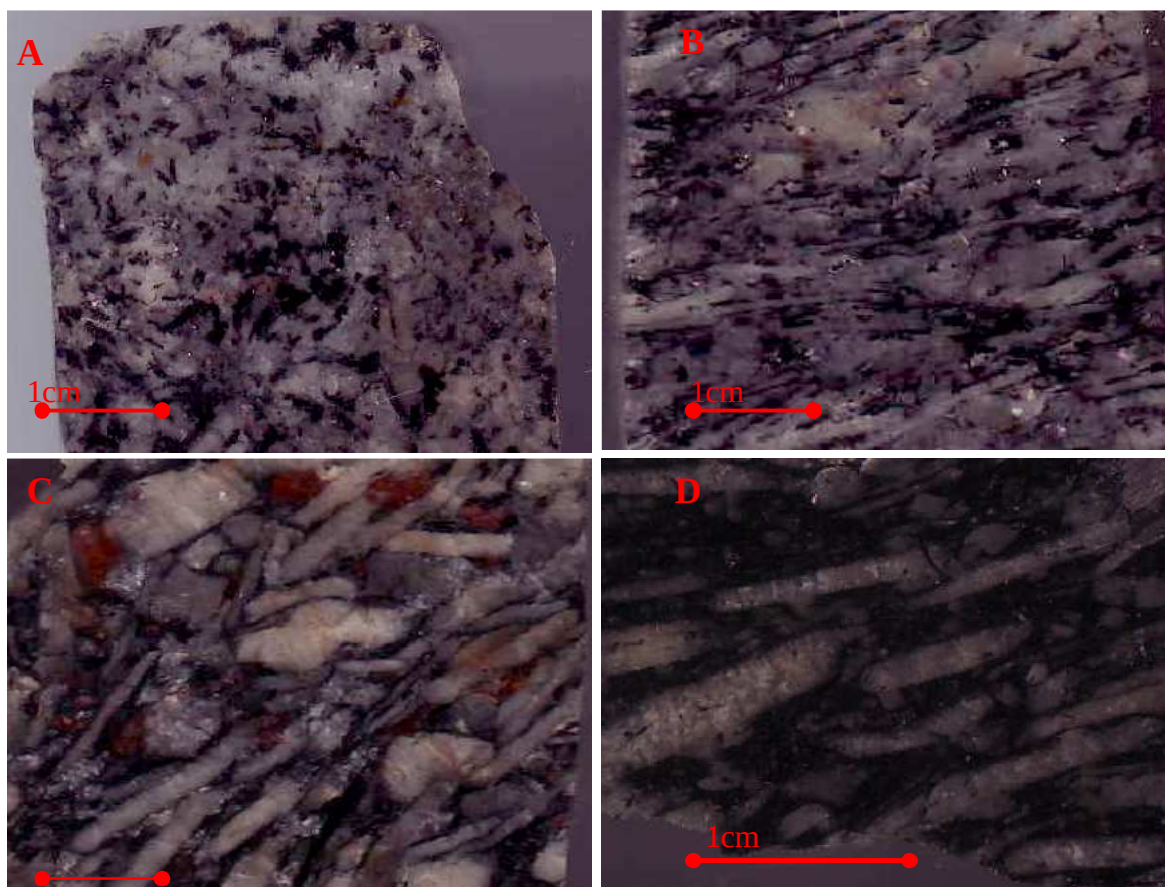
Egirynowo-eudialitowe fojaity, to skały barwy szarej z widoczną strukturą drobnokrystaliczną, teksturą liniową podkreśloną przez liczne kryształy egirynu (ryc. 2c, 3d,f). W tle skały prócz egirynu i skaleń występują także eudiality. W płycie ciennej widoczne są licznie występujące egiryny i augity Egirynowe o zaznaczającej się niekiedy tonalności i budowie klepsydrowej, dobrze widocznej w świetle spolaryzowanym. Egiryn niekiedy tworzy skupienia igielkowe zwane akmitem. Obok tych minerałów spotyka się duże ziarna ortoklazu oraz nefelinu występujące licznie w skale. Na tle tych minerałów występują kryształy eudialitu, występujące w skale w postaci subautomorficznej.

Obok tych minerałów widoczne są kulisto wykształcone kryształy ilmenitu oraz tytanit i rutyl. Spotyka się także niewielkie ilości riebeckitu i cyrkony.

Jowity makroskopowo stanowią zielonkawe skały zbudowane z akmitu z występującymi pojedynczymi kryształami eudialitu, ilmenitu oraz minerałów leukokratycznych (ryc. 2d, 3e). Zwykle posiadają strukturę holokrystaliczną, różnoziarnistą, porfirowatą, teksturę silnie liniową łupkową. W płycie ciennej występują kryształy egirynu-akmitu stanowiące tło skały, będące często skierowane wzdłuż płaszczyzn foliacji. Obok tych kryształów znajdują się pojedyncze owalnie wykształcone kryształy eudialitu oraz ilmenitu. Na tle tych kryształów spotyka się pojedyncze kryształy ortoklazu oraz nefelinu. Obok ilmenitu występują niekiedy pojedyncze drobne kryształy rutylu.



Ryc. 1. Wyniki analizy planimetrycznej badanych skał.

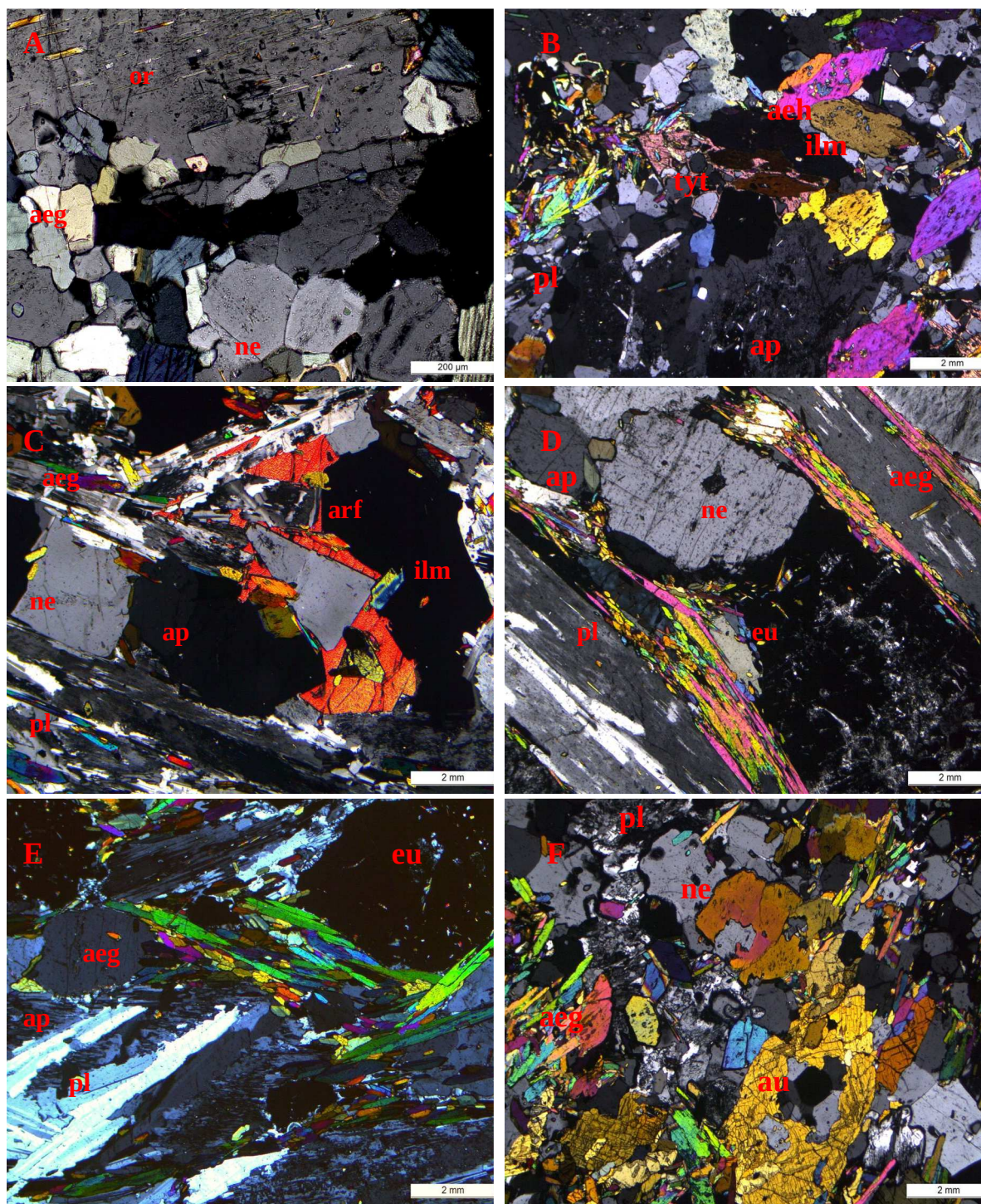


Ryc. 2. Fotografie typowych skał z okolicy Aluaiv: A. kryształy egirynu oraz plagioklasy widoczne w sjenicie, B. widoczne kryształy eudialitu na tle egirynu i apatyty, w lujawrycie C. przykład pegmatytu z gigantycznymi kryształami egirynu, akmitu, eudialitu i plagioklazów, w fojaicie, D. tytanit, siarczek na tle plagioklazów i egirynu, w jowicie.

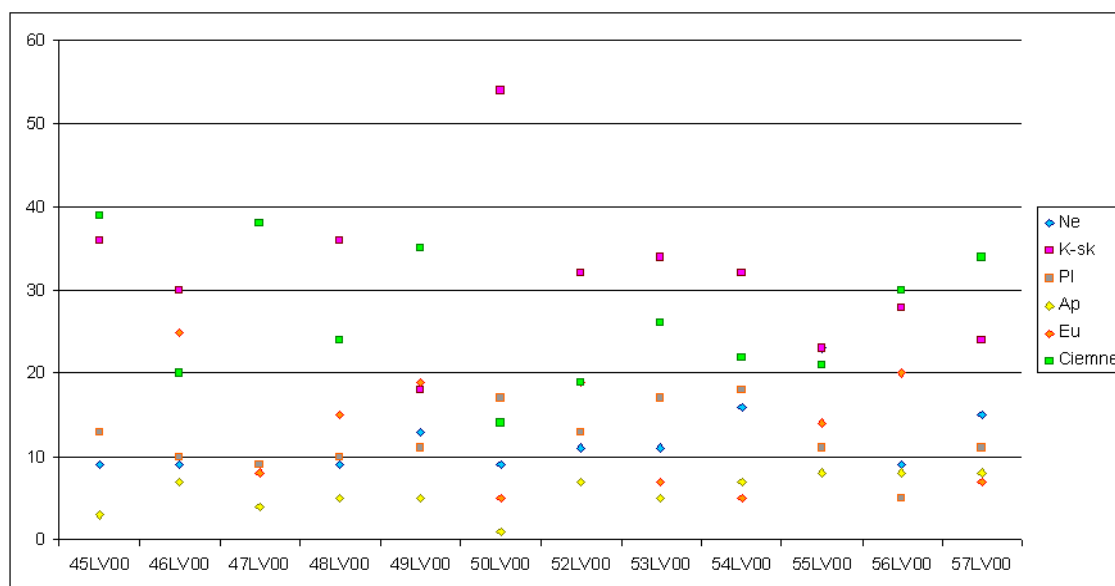
13.3.2. Skały z odsłonięcia “Flora”

W północno-wschodniej części Masywu Lowozierskiego w okolicy wzniesienia zwanego Flora spotyka się skały silnie zmienione metasomatycznie bogate w liczne minerały akcesoryczne takie jak eudialit, murmanit lorenzenit, astrofyllit oraz narsarsukit. Na podstawie analiz mikroskopowych wyróżniono kilka grup skał. Są to augitowe porfiryty (próbki 48i 57LV00) melaporfiryty (próbki 49LV00), alkaliczne augitowe porfiryty (próbka 50LV00), porfiryty augitowo-eudialitowe (próbki 52-56LV00) z bogatą mineralizacją (niekiedy zawierające murmanit - próbka 46LV00), oraz augitowe łupki porfirytowe (próbka 45LV00, ryc. 4).

Augitowe porfiryty - są to głównie sjenity z fenokryształami augitu bogate w plagioklasy, egiryn, oraz astrofyllit. Skały te są wysokozmineralizowane cyrkonio-krzemianami takimi jak: eudialit, lorenzenit, murmanit (ryc. 3 a, b). Odznaczają się one wyraźną strefowością podkreśloną przez udział minerałów ciemnych (ryc. 2c). Skały te posiadają barwę zielono-szarą. Znajdują się w sąsiedztwie sjenitów Lowozierskich, oraz zmienionych tufów, tworząc nieostre przejścia. W skałach dominuje struktura holokrystaliczna, często poikilitowa, szkielekowa, sitowa, (ryc. 4), tekstura bezładna, rzadziej, liniowa.



Ryc. 3. Przykładowe mikrofotografie z skał z Aluaiv. A. nefelin oraz ortoklaz na tle egirynu, (próbka 03LV12-lujawryt), B. kryształy egirynu, tytanitu, ilmenitu, plagioklazów, apatyty (próbka 01LV12-melasjenit), C. kryształy nefelinu, apatyty, oraz arfvedsonitu, egirynu, ilmenitu na tle plagioklazów (porfiryty, próbka 02LV12-lujawryt), D. kryształy nefelinu, apatyty, eudialitu i plagioklazów (próbka 06LV12-fojait), E. eudialit oraz egiryn, apatyt i plagioklasy tworzące strukturę pseudooczkową (próbka 07LV12-jowit), F. kryształy augitu, egirynu oraz nefelinu i plagioklazów (próbka 05LV12-fojait), światło przechodzące, nikole spolaryzowane, oznaczenia: ac-akmit, pl-plagioklasy, eu-eudialit, arv-arfvedsonit, aeg-egiryn, ilm-ilmenit, or-ortoklaz.



Ryc. 4. Wyniki planimetrii skał odsłonięcia Flora.

Na tle nefelinowo-skaleniorowej masy tkwią fenokryształy ortoklazu (do 54% obj., ryc. 2f) oraz automorficzne minerały egirynu (do 39% obj.), który cementuje zamknięte w obwódkach wzrostowych minerały tła (ryc. 2d). W tle widoczne są kryształy nefelinu (do 23% obj) i apatytu (do 7 % obj.). Obok ortoklazu widoczny jest albit (do 17% obj.). W skałach tych pojawiają się też minerały akcesoryczne, takie jak astrofyllit i cyrkonokrzemiany (do 25% obj.). Cyrkonokrzemiany reprezentowane są przez kryształy lorenzonitu, eudialitu. Obok tych minerałów pojawiają się także murmanit, łoparyt, narsarsukit i inne. Egiryn tworzy wydłużone słupki. Astrofyllit makroskopowo odznacza się barwą żółtą lub lekko brązową. Tworzy skupienia promieniste (tzw. astrofyllitowe słońca), rzadziej snopkowe. Eudialit tworzy nagromadzenia gniazdowe, oraz pojedyncze, idiomorficznie wykształcone osobniki. Niektóre kryształy tego minerału wykazują budowę strefową. Lorenzenit stanowi najczęściej idiomorficznie wykształcone kryształy. Odnacza się ciemnobrązowym połyskiem metalicznym. Zawiera liczne relikty plagioklazów.

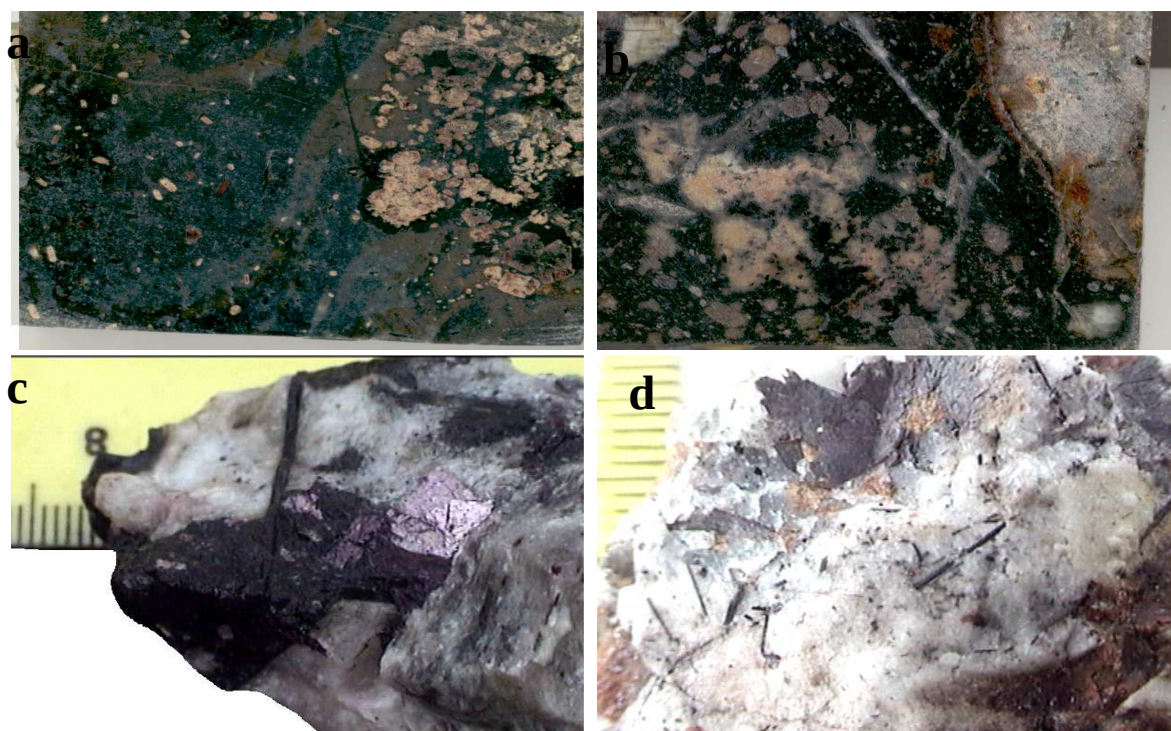
Narsarsukit tworzy nagromadzenia stratoidalne. Wykształcony jest w formie hibautomorficznej lub kseromorficznej. Plagioklasy, zwykle wchodzą w skład form o strukturze ofitowej. Z reguły są to świeże osobniki o budowie pasowej i zbliżeniu albitowemu. W płycie cienkiej plagioklasy często ułożone są w strukturę ofitową tworząc tło skały niekiedy z pojedynczymi kryształami nefelinu i ortoklazu. Pomiędzy tymi kryształami, w interstycjach znajdują się igiełkowo wykształcone kryształy egirynu o charakterystycznym pleochroizmie w barwach słomkowo-zielonych, niekiedy tworzące większe skupiska spільnionych minerałów zwanych akmitem. Niekiedy minerałom tym towarzyszy riebeckit, występując w zrostach z egirynem i tytanitem oraz ilmenitem. Obok tych minerałów można spotkać także astrofyllit, często towarzyszący Egirynowemu, lorenzenitowi najczęściej wykształcony w postaci snopkowej. Na tle tych minerałów widoczne są różne minerały akcesoryczne takie jak eudialit cechujący się niewielkim zabarwieniem różowym w płycie cienkiej (przy świetle niespolaryzowanym) natomiast w świetle spolaryzowanym

wykazujący zonalność. Kryształy te są wykształcone z reguły w sposób automorficzny często w postaci wielokrotnych zrostów, szczotek.

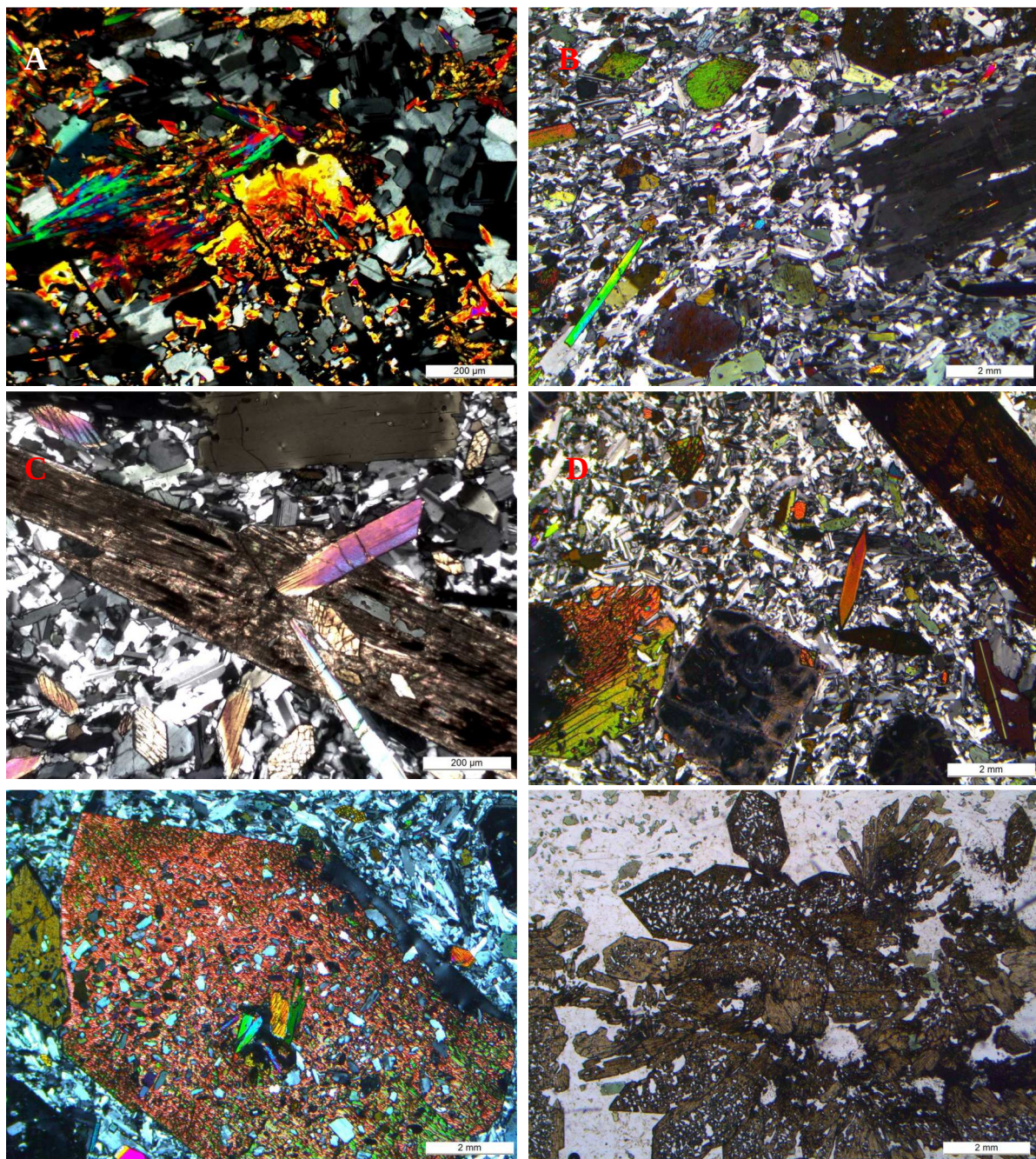
Są to kryształy najczęściej szkieletowe z dobrze wykształconymi ścianami zewnętrznymi i licznymi wrostkami wewnątrz kryształu. Obok eudialitu spotyka się też lorenzenit wykształcony zwykle w postaci automorficznych, szkieletowych kryształów o silnym pleochroizmie i dychroizmie w płytce ciennej zaznaczającym się zmianą barwy w zależności od kąta padania światła na brązowo-zieloną i niebieską. W skałach tych widoczne są też niekiedy pojedyncze kryształy murmanitu, wykształconego w postaci snopków równoległych zrostów kryształów o zaznaczającym się pleochroizmie w barwach zielono-brązowych. Pomiedzy tymi kryształami spotyka się też minerały rudne takie jak ilmenit, oraz piryt i chalkopiryt. Niekiedy w skałach tych dostrzega się mineralizację łoparytową i narsarsukitową. Kryształy łoparytu (bezbarwne, mleczno białe) w płytce ciennej są całkowicie bezbarwne. Z kolei narsarsukit wykazuje w płytce ciennej barwy ciemnoszare, stanowiąc wielokrotnie zrosnięte agregaty o szkieletowym wykształceniu.

13.3.3. Szczegółowe analizy fazowe minerałów pochodzących z badanych skał

Analizując próbki skał z masywu Lowozierskiego skupiono się na obserwacji minerałów skałotwórczych, takich jak skalenie i skaleniwce, pirokseny i amfibole. Zbadano też minerały akcesoryczne takie jak apatyt, nefelin, eudialit, arfvedsonit, riebeckit, enigmatyt, minerały rudne z wyszczególnieniem takich faz jak domieszki i inkluzje zawierające ziemie rzadkie. Zostało wykonanych 1208 analiz w 78 obszarach.



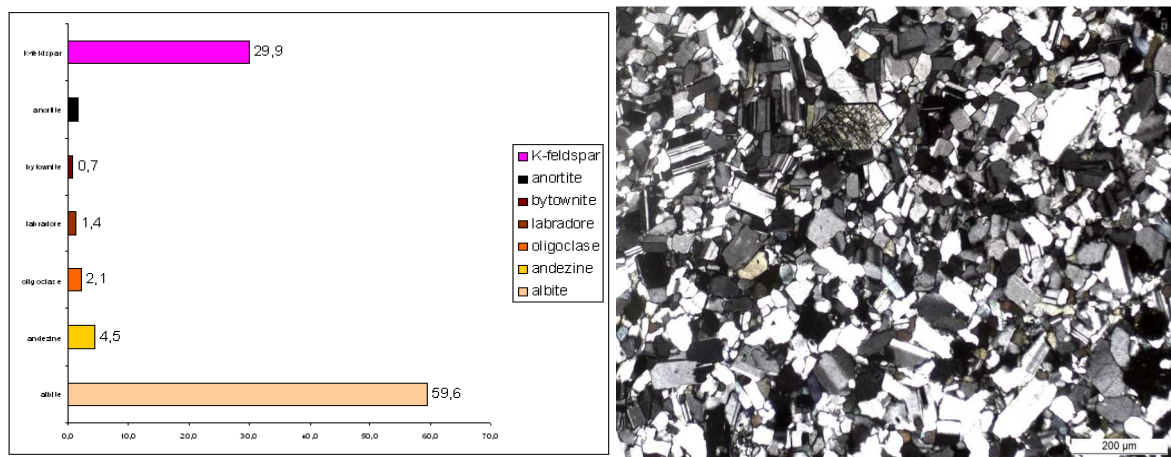
Ryc. 5. Makrofotografie: A - augitowo-eudialitowego porfirytu (próbka 54LV00), B - alkalicznego augitowego melaporfirytu (próbka 47LV00), C - augitowego porfirytu z murmanitem (próbka 06aLV03), D - alkalicznego augitowego porfirytu (próbka 08LV03).



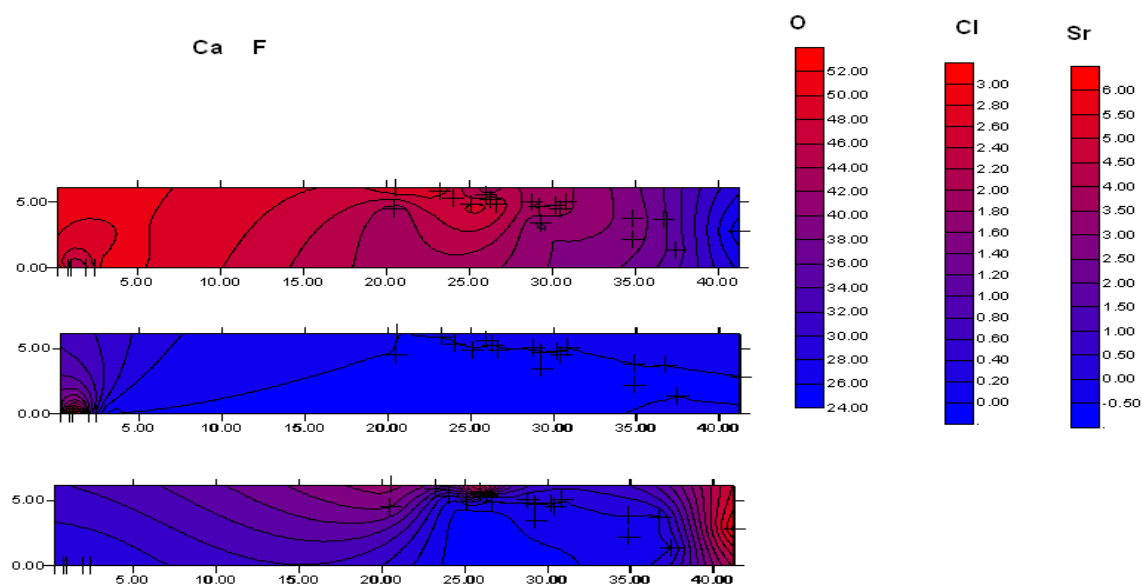
Ryc. 6. Mikrofotografie skał z odsłonięcia “flora”: A - narsarsukit z egirynem (45LV00), B - kryształy enigmatytu w sąsiedztwie egirynu i plagioklazów (54LV00), C - epistolit z egirynem i plagioklazami (53LV00), D - zonalny eudialit, lorenzenit, egiryn, epistolit i plagioklasy (47V00), E - kryształ lorenzenitu wykształcony szkieletowo (próbka 47LV00), F - skupienie kryształów lorenzenit (próbka 47LV00).

Skalenie i skaleniorce.

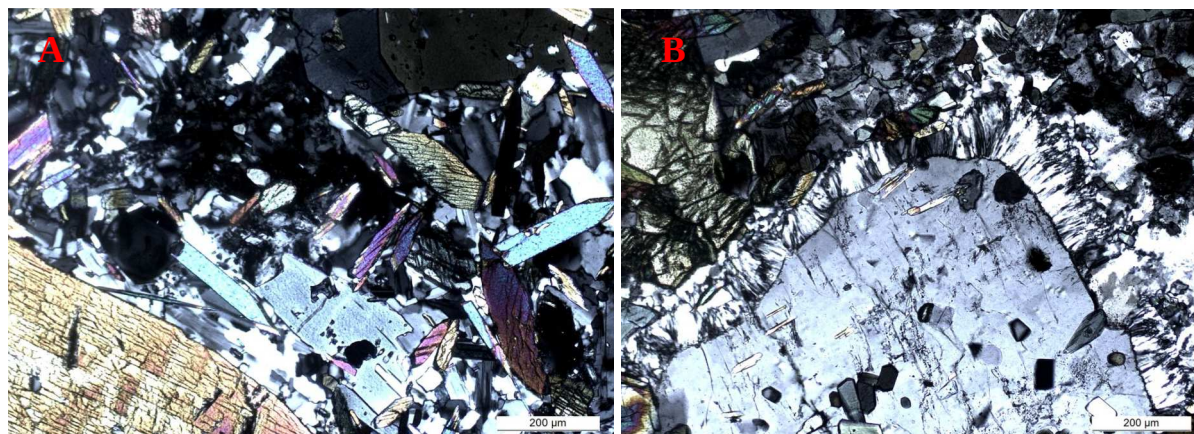
Należące do skał masywu Lowozierskiego skalenie to głównie kwaśne plagioklasy z szeregu albitu, oligoklazu oraz skalenie potasowe takie jak ortoklaz (ryc. 5, 14). Analiza 487 skaleń wykazała, iż 76% stanowią plagioklasy kwaśne, 20% skalenie potasowe a pozostałe 4% to plagioklasy zasadowe. Sumarycznie skalenie stanowią w omawianych skałach 84% zbadanych glinokrzemianów Na, Ca i K.



Ryc. 7. Zestawienie częstości występowanie różnych typów skałeni w badanych skałach z Masywu Lovozińskiego oraz przykładowa mikrofotografia uzyskana w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym ukazująca polisyntetyczne zbliżniaczeni plagioklazów (56LV00).



Ryc. 8. Zestawienie wyników analiz w mikroobszarze kryształów apatytu z skałach Masywu Lovozińskiego.



Ryc. 9. Mikrofotografie apatytu (A, próbka 56LV00) i nefelinu (B, próbka 57 LV00). W strukturze krawędzi nefelinu widoczne odmieszania zwane eleolitem.

Razem ze skaleniami w zbadanych skałach zanotowano występowanie skaleniowców takich jak nefelin, stanowi on 16% zbadanych wszystkich glinokrzemianów Na i K (581 analiz, ryc. 6, 7b, 16). Obok skaleni w omawianych skałach pojawia się apatyt. Jest to na ogół apatyt wapniowy (ryc. 7a, 15), często z domieszką fluoru i chloru. Spośród przeanalizowanych 38 apatytów dostrzeżono także w nich liczne inkluzje strontu oraz W, Nd, Pm (ryc. 15).

Obok tych minerałów w sjenitach licznie występują eudiality (ryc. 4b, 8, 17) oraz lorenzenity (ryc. 4d, 8, 18). Są to minerały o charakterze akcesorycznym, lecz w przypadku skał z Masywu Lowozierskiego często występują w znacznych ilościach w skałach stanowiąc udział ok. 10 i więcej % obj. Eudiality zwykle zabarwiony jest na czerwono lub wiśniowo. Intensywnie czerwone odmiany noszą nazwę „łoparska krew”. W omawianych skałach tworzy często kryształy własnokształtne, niekiedy bardzo ładnie wykształcone. W obrazie mikroskopowym widoczne są często liczne inkluzje w strukturze eudialitu minerałów otaczających a także niejednorodności i anomalne odbarwienia. Niektóre kryształy tego minerału wykazują budowę strefową. Eudiality zostały zbadane w 227 przypadkach. W minerałach tych prócz żelaza, sodu wapnia niekiedy występują nietypowe domieszki Ce. Z kolei lorenzenity (28 analiz) również występują w skałach w formie własnokształtnej, szczególnie w odsłonięciu Flora, gdzie dochodzą do kilku cm wielkości, niekiedy tworząc bliźniaki prócz sodu i tytanu posiadają domieszki Nb.

Analizując skały z Masywu Lowozierskiego warto wspomnieć o szczególnych minerałach towarzyszących eudialitowi i lorenzenitowi. Są to stwierdzone między innymi w odsłonięciu Flora epistolity (55 analiz, ryc. 4c, 19), oraz narsarsukit (ryc. 4a). Minerały murmanitu wykazują zwykle makroskopowo zabarwienie w odcieniach różowo-brązowych a epistolitu szaro-brązowych, w płytce cienkiej pozostają wyraźnie blaszkowe z licznymi inkluzjami. Analiza tych minerałów wykazała, iż badane w odsłonięciu Flora minerały epistolitu cechują się licznymi domieszkami takich pierwiastków jak Nb oraz Ag (ryc. 8, 19).

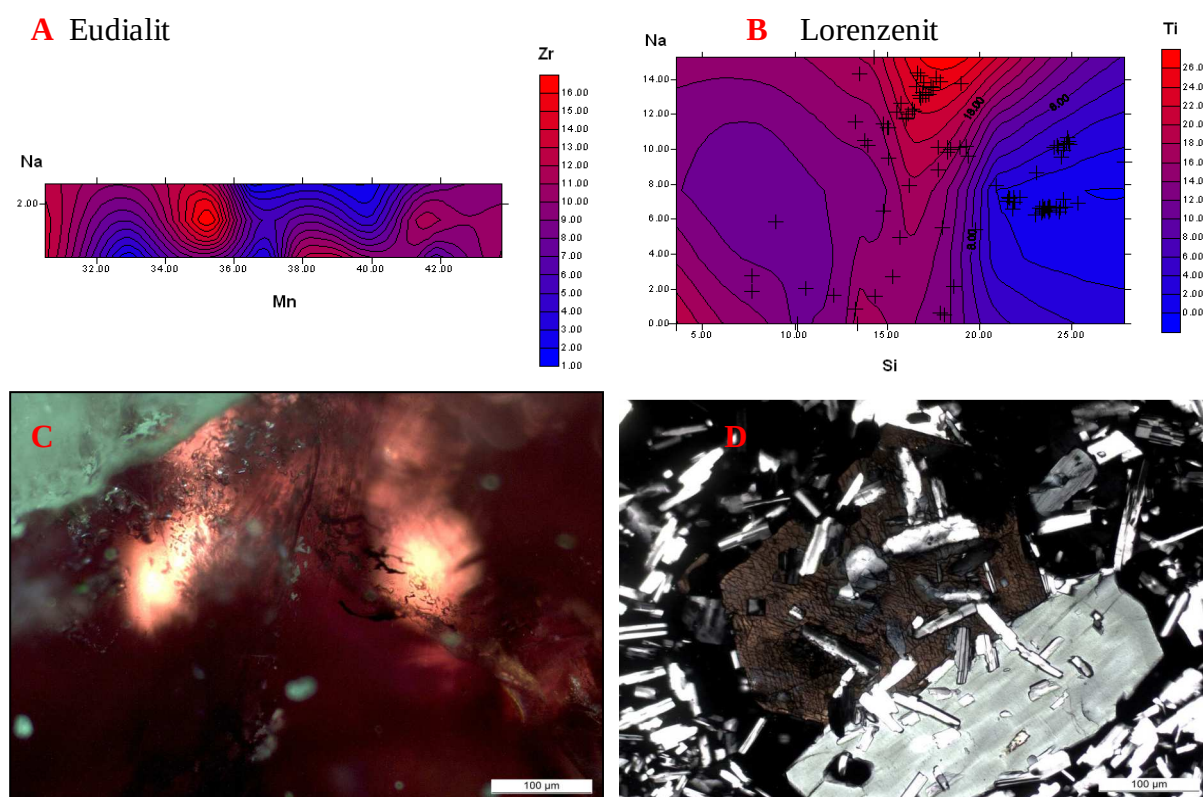
Narsarsukit tworzy nagromadzenia stratoidalne. Wykształcony jest w formie hibauto-morficznej lub ksenomorficznej. Kryształy tego minerału wykazują słaby pleochroizm w zakresie barwy zielonej. W wyniku badań w mikroobszarze stwierdzono w nich zawartość tytanu i domieszkę żelaza. W zbadanych próbkach skał stosunkowo często pojawiają się też cyrkonie (17 analiz) oraz baddelyity (7). Prócz cyrkonów w skałach tych zarejestrowano także kombeity (27 minerałów) głównie w odsłonięciu Flora (46, 54LV00). W skałach tych prócz cyrkonów w niewielkim stopniu zbadano także 5 węglików (głównie w próbce 46, 56LV00).

Pirokseny i amfibole.

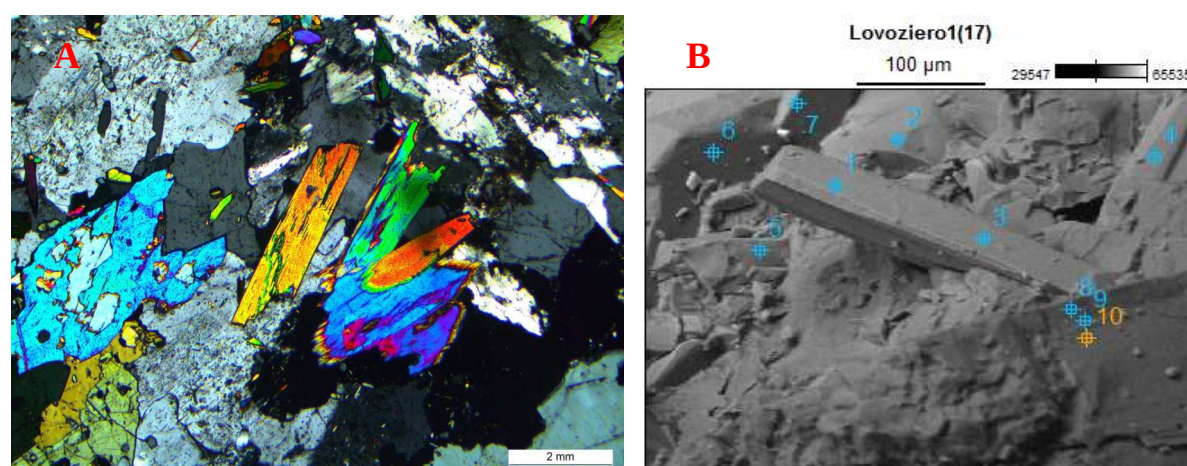
Pirokseny i amfibole w skałach z Masywu Lowozierskiego są bardzo powszechne. Zależności te ilustrują diagramy na ryc. 9, 10 oraz tabelach 1-3. Występują one we wszystkich typach zbadanych próbek skał. W próbkach porfirytów i lujawrytów występują liczne kryształy augitu oraz egiryn niekiedy z domieszką tytanu lub sodu (augit egirynowy).

W analizowanych próbkach skał (378 analiz) augit wraz z augitem tytanowym stanowi ponad połowę analizowanych piroksenów, Egiryn stanowi około 20% analizowanych piroksenów (tab. 2). Pozostałe minerały femiczne stanowią zaledwie 15% zbadanych przypadków z czego najwięcej przypada na szereg diopsyd-hedenbergit (10%), bronzyt-hipersten (5%) zaobserwowanych w niektórych lujawrytach oraz porfirytach.

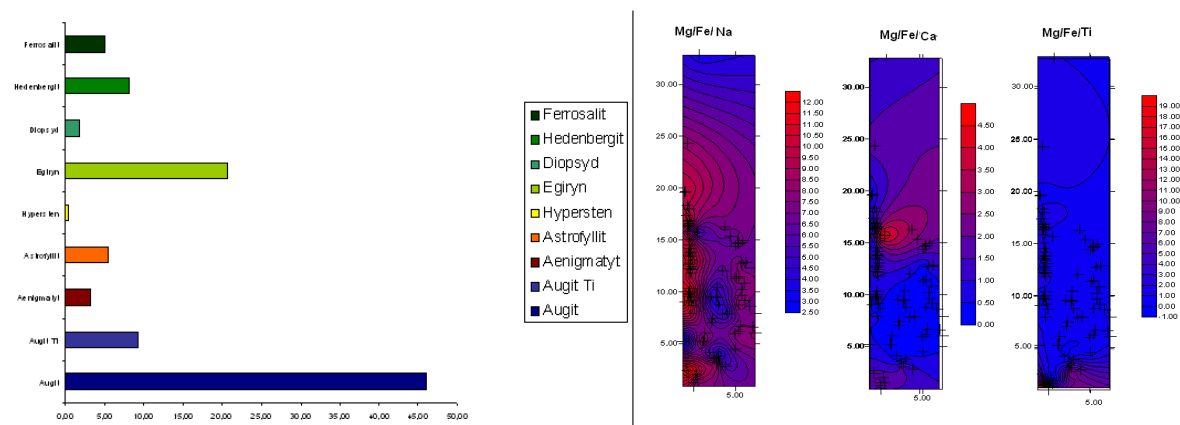
Spośród krzemianów łańcuchowych stosunkowo często w skałach został stwierdzony astrofyllit (5% przypadków, tab. 1) oraz aenigmatyt 3% (tab. 2).



Ryc. 10. Diagramy składu chemicznego eudialitu i lorenzenitu oraz mikrofotografie: C - czerwona odmiana eudialitu w świetle odbitym) oraz D - enigmatytu na tle egirynu i plagioklazów (próbki 55LV00 i 53LV00).



Rys. 11. Egiryny. A - mikrofotografia kryształów egirynu oraz augitu egirynowego (próbka 03LV12), B - mikrofotografia BSE kryształu egirynu (próbka 01LV12).



Ryc. 12. Diagramy rodzaju piroksenów występujących w skałach Masywu Łowickiego.

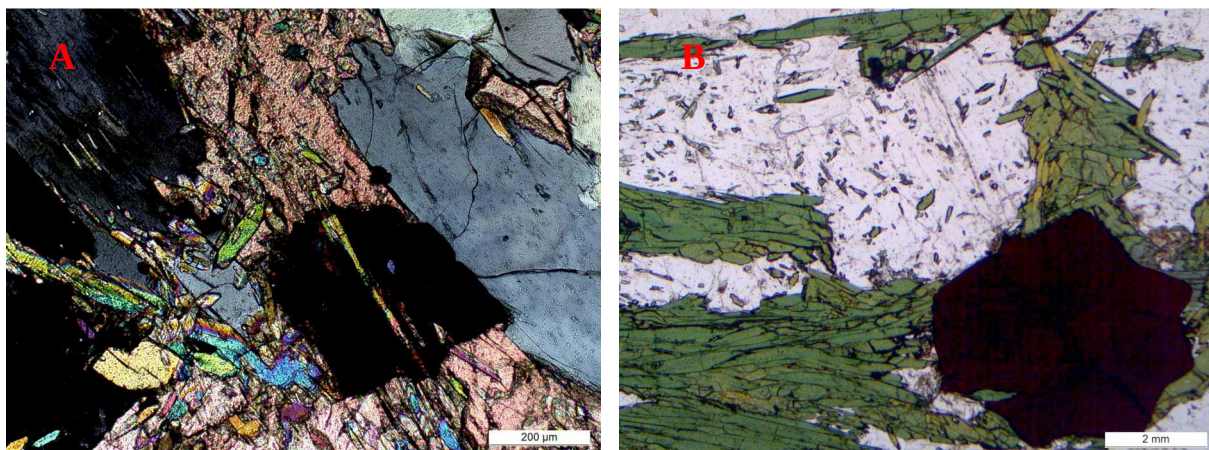
Astrofyllit makroskopowo odznacza się barwą żółtą lub lekko brązową. Tworzy skupienia promieniste (tzw. astrofyllitowe słońca), rzadziej snopkowe. Wykazuje pleochroizm w zakresie barwy żółtej. W badaniach w mikroobszarze stwierdzono w piroksenach liczne inkluzje stałe zawierające niewielkie domieszki Nb, Cd, Zn oraz pierwiastków grupy REE (tab. 1).

Minerały rudne.

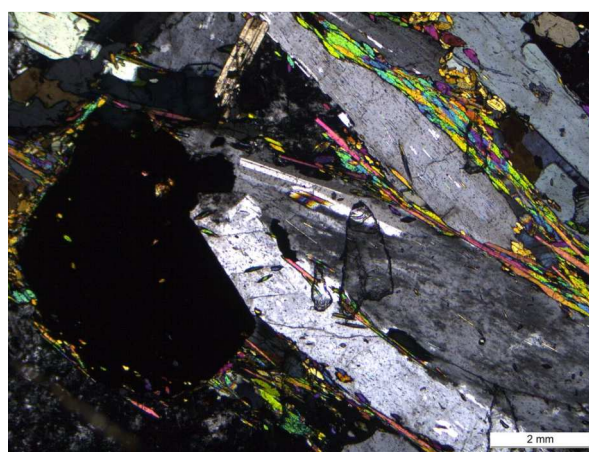
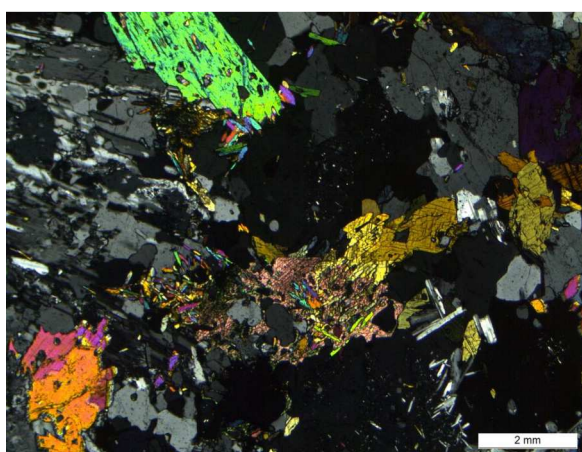
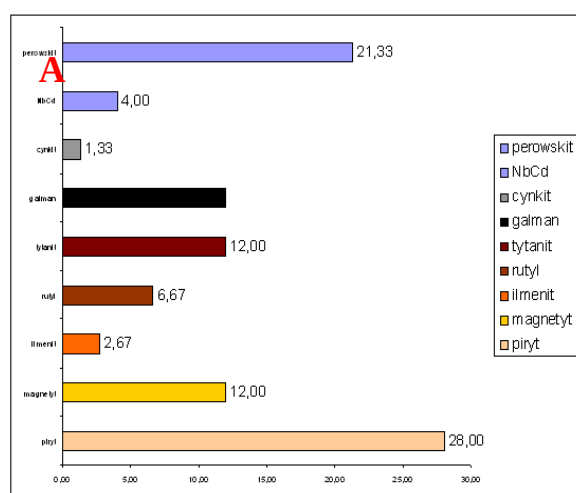
W badanych skałach minerały rudne występują obficie tworząc zwykle około 10% objętości skały. Analizy w mikroobszarze wykazały istnienie takich minerałów jak ilmenit, tytanit, rutyl, magnetyt oraz siarczki (ryc. 13).

Ilmenit stosunkowo najczęściej występuje w omawianych skałach towarzysząc minerałom femicznym. Z pozostałych minerałów stosunkowo często występuje magnetyt niekiedy wzbogacony w tytan tworząc w sumie 11% zbadanych faz a także pozostałe minerały jak tytanit (12%, ryc. 11a) rutyl (6%, ryc. 11b). Niektóre kryształy butylu posiadają budowę sektorową (ryc. 11). Analizując niniejsze skały stwierdzono także obecność perovskitu (16 razy, tab. 4). Z siarczków najczęściej występuje piryt (26%) któremu towarzyszą siarczki i tlenki Zn oraz Pb (13%), a także inkluzje Nb i Cd (ok. 5%, ryc. 12, 25). Minerałom rudnym towarzyszą licznie inkluzje pierwiastków REE. Zwykle są to lantanowce (ryc. 15). Występują one często zarówno w związkach tytanu (ilmenit, rutyl) oraz fosforanom (apatyt). Analizy w mikroobszarze stwierdziły spore domieszki Sr w apatytach.

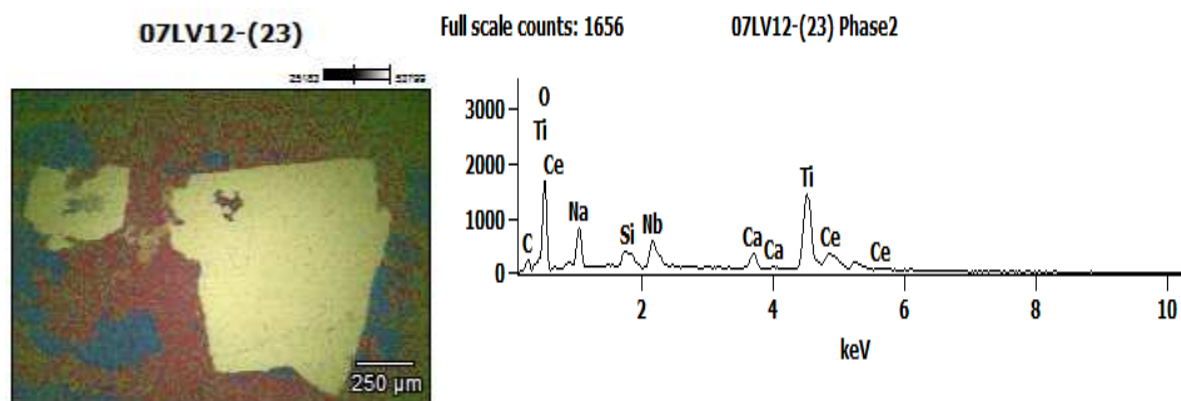
Pomiędzy minerałami ciemnymi takimi jak augit, egiryn oraz niektórymi rudnymi występują w sjenitach licznie różnego rodzaju inkluzje. Część z nich towarzyszy mikrożyłkom, spękanom w skale, które wypełnia materiał skalny o podobnej treści niekiedy wzbogacony w węglany i siarczki (np. wspomniany wyżej sfaleryt). W takich właśnie miejscach spotyka się też siarczany takie jak baryt a w ich towarzystwie często występują licznie inkluzje zawierające stosunkowo wysokie stężenie pierwiastków grupy lantanowców (ryc. 15).



Ryc. 13. Mikrofotografie: A - przedstawiające kryształ rutylu z tytanitem w sąsiedztwie nefelinu, egirynu i apatyty (próbka 06LV12, nikole skrzyżowane), B - zonalny rutyl w sąsiedztwie egirynu i nefelinu (próbka 07LV12).



Ryc. 14. Dokumentacja ukazująca występowanie minerałów rudnych w skałach masywu Lowozierskiego, A - blokdigram wskazujący zawartość procentową minerałów rudnych. B - mikrofotografia pirytu na tle apatyty, nefelinu i ilmenitu, C, D - Mikrofotografie tytanitu i ilmenitu (próbki A - 03LV12, B - 01LV12, C - 06LV12).



Ryc. 15. Mikrofotografie BSE uzyskane w mikroskopie elektronowym przedstawiające inkluzje lantanowców w minerałach ti (A) oraz związki Sr w fosforanach (B).

13.4. Dyskusja

Masyw Lowozierski, stanowi przykład jednego z wielu wystąpień tego typu skał na Płw. Kolskim oraz w N części tarczy bałtyckiej. Znajdujące się nim różnego rodzaju alkaliczne skały często noszące w sobie struktury kierunkowe. Skały wykształcone masywie Lowozierskim reprezentują różne odmiany petrograficzne. Mineralizacja jaka występuje w omawianych skałach jest różnorodna i stosunkowo bogata w liczne pierwiastki grupy ziem rzadkich. Domieszki te dokumentowane są licznie wśród minerałów skałotwórczych i akcesorycznych. Szczególnie często powtarzają się tu domieszki Sr, które są obecne w wielu różnych minerałach. Geneza tych domieszek jest związana zarówno z procesem magmowym, kiedy to wchodziły one w skład minerałów skałotwórczych oraz w wyniku działalności procesów hydrotermalnych, pomagmowych, kiedy tworzyły się żyły karbonatytowe, wzbogacone w inkluzje tlenków i siarczków Zn, Pb a także baryt.

13.5. Wnioski

Zbadane skały z masywu Lowozierskiego zbudowane są z minerałów wybitnie alkalicznych. Prócz mikroklinu oraz albitu w skałach tych występuje obficie nefelin, któremu towarzyszy apatyt, eudialit, pirokseny oraz liczne minerały akcesoryczne. Stosunkowo często spotyka się w tych skałach liczne inkluzje stałe oraz domieszki zawierające pierwiastki rzadkie w tym z grupy cerowej oraz związki uranu. Analiza poszczególnych minerałów wskazuje jednoznacznie, iż tworzyły się one w kilku stadiach formowania się skał. Wyróżnić można asocjacje mineralna związana z krystalizacją magmowa, jest ona reprezentowana przez pirokseny, którym towarzysza plagioklasy, niekiedy tworzące struktury pseudoofitowe - kumulatywne. Towarzysza im kryształy magnetytu i ilmenitu. Kolejną asocjacją są liczne minerały akcesoryczne powstałe w trakcie krystalizacji resztkowej składników niedopasowanych. Do tej asocjacji należą eudialit, niektóre siarczki oraz tlenki tytanu (tytanit, rutil). Ostatnia faza związaną zapewne z procesami pomagmowymi jest asocjacja hydrotermalno-metasomatyczna szczególnie dobrze

widoczna skałach odsłonięcia „flora”, gdzie występują takie minerały jak murmanit, lorenzenit, eudialit, narsarsukit i wiele innych, zwykle wykształconych w formie szkieletowej z licznymi wrostkami w środku.

Załącznik tabel i wykresów dla minerałów analizowanych za pomocą SEM-EDS

Tabela 1. Wyniki analiz astrofyllitu.

Próbka	O	F	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe
50Lv00(1)_pt9	42,26	1,81	7,17	5,26	0,36	24,55			0,49	13,32
50Lv00(2)_pt4	41,03	1,21	6,92	4,68	0,6	25,33	1,58			15,19
50Lv00(2)_pt5	40,06	1,67	6,61	4,41	0,57	23,41	1,29	0,37	0,86	15,01
50Lv00(2)_pt6	40,62	1,7	6,76	4,39	0,41	23,42	1,36		0,92	14,24
50Lv00(2)_pt7	40,77	0,58	6,39	4,26	0,6	24,3	1,3		0,86	14,9
50Lv00(3)_pt1	39,55	2,18	6,48	4,65	0,63	23,43		0,35	0,65	13,21
50Lv00(3)_pt3	40,85	1,3	6,61	4,21	0,61	23,26		0,37	0,68	13,97
50Lv00(3)_pt4	39,98	1,79	6,37	4,29	0,55	23,33		0,32	0,72	14,57
50Lv00(3)_pt5	39,7	1,23	6,41	4,27	0,72	23,73			0,82	15,38
50Lv00(3)_pt6	39,92	1,9	6,71	4,68	0,41	23,77			0,68	13,5
50Lv00(3)_pt7	41,11	0,6	6,61	5,18	0,33	24,34			0,43	13,82
50Lv00(3)_pt9	40,43	1,21	6,62	4,67	0,63	24,14			0,8	13,57
50Lv00(3)_pt10	40,3	1,67	6,63	4,12	0,55	23,51			0,89	14,52
50Lv00(3)_pt11	39,7	1,55	6,66	4,41	0,66	23,69			0,61	15,11
50Lv00(3)_pt12	39,4	2,64	6,74	4,21	0,57	23,72			0,85	14,68
50Lv00(3)_pt13	39,83	2,08	6,45	4,69	0,39	23,53			0,8	14,58
50Lv00(3)_pt14	40,55	1,24	6,54	4,78	0,73	23,82			0,97	13,06
50Lv00(3)_pt17	39,9	1,62	6,6	4,88	0,56	23,44		0,47	0,78	13,75

Tabela 2. Wyniki analiz enigmatytu.

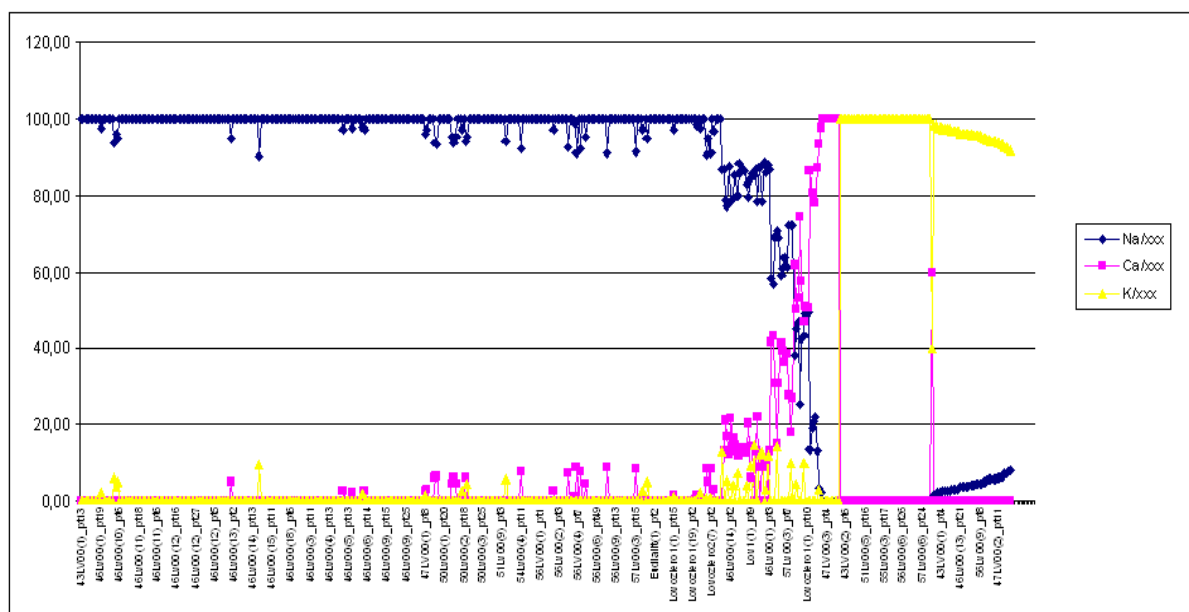
Próbka	O	F	Na	Mg	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
49Lv00(1)_pt11	37,01	1,24	9,93	0,00	20,67	0,60	0,00	19,76	5,17	3,54
49Lv00(2)_pt14	36,88	3,88	10,05	0,00	19,82	0,46	0,00	19,98	3,83	3,04
49Lv00(2)_pt1	35,49	1,65	9,56	0,44	18,93	0,00	0,00	20,58	3,88	4,29
49Lv00(1)_pt23	35,50	3,12	10,02	0,40	20,70	0,00	0,00	20,70	4,57	3,65
49Lv00(1)_pt54	36,61	2,99	9,82	0,31	19,76	0,49	0,00	20,74	5,97	3,31
49Lv00(1)_pt16	38,76	1,62	10,42	0,00	18,68	0,59	0,00	21,07	4,44	2,90
49Lv00(2)_pt2	36,81	3,19	9,95	0,46	19,30	0,48	0,00	21,09	4,23	2,97
49Lv00(1)_pt32	38,29	3,02	9,19	0,17	18,21	0,64	0,00	21,72	4,68	2,53
49Lv00(1)_pt18	36,41	2,07	9,58	0,00	18,11	0,67	0,00	21,73	5,58	2,76
49Lv00(1)_pt15	39,21	1,75	9,21	0,00	18,17	0,83	0,00	22,32	4,55	2,61
49Lv00(1)_pt24	37,44	2,05	10,18	0,00	18,94	0,00	0,00	22,36	4,11	3,27

Tabela 3. Wyniki analiz egirynu.

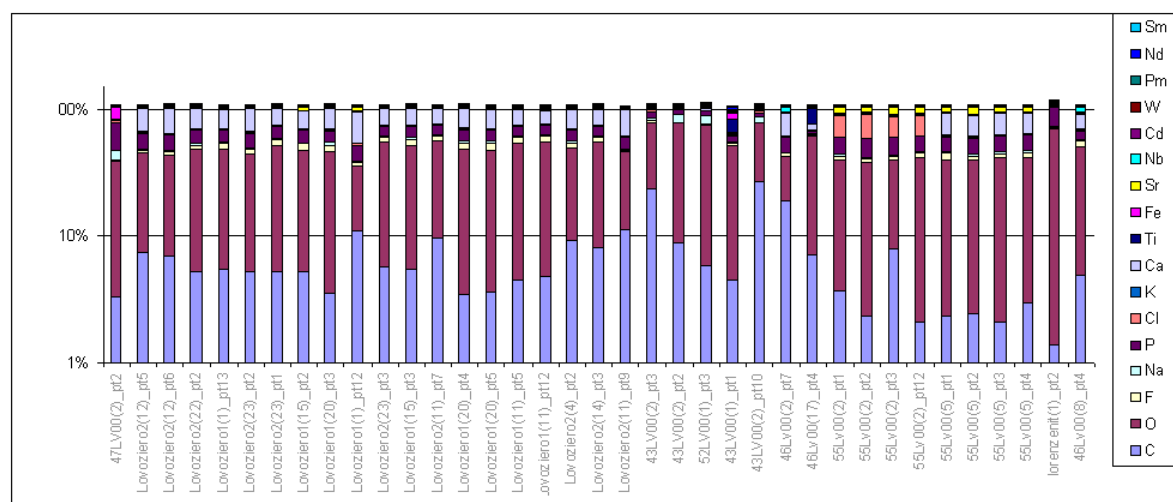
Próbka	O	F	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe
46Lv00(12)_pt17	29,17	1,23	5,39	5,11	0,44	21,61	1,64	0,00	2,01	8,47
56Lv00(9)_pt3	29,95	1,05	5,51	5,27	0,36	23,78	1,68	0,00	3,00	12,22
46Lv00(2)_pt10	32,12	1,37	5,73	5,09	0,36	23,79	1,91	0,00	2,28	11,94
55Lv00(3)_pt5	32,76	0,34	5,88	5,21	0,39	24,78	1,39	0,00		11,53
46Lv00(2)_pt9	33,05	1,27	5,96	4,73	0,46	23,49	1,68	0,00	2,20	12,68
46Lv00(2)_pt12	35,13	1,38	6,10	5,67	0,41	23,25	1,96	0,00	2,25	10,11
51Lv00(6)_pt5	37,63	1,98	6,13	5,18		24,85	1,79	0,00	3,13	14,54
55Lv00(1)_pt11	37,87	1,89	6,15	5,00		23,71	1,66	0,00	1,88	13,20
57Lv00(6)_pt14	37,59	3,15	6,22	5,60	0,26	23,57	1,74	0,00	1,94	13,53
54Lv00(2)_pt13	40,34	2,60	6,26	4,94	0,41	23,39	1,69	0,00	2,16	16,49

Tabela 4. Wyniki analiz perovskitu.

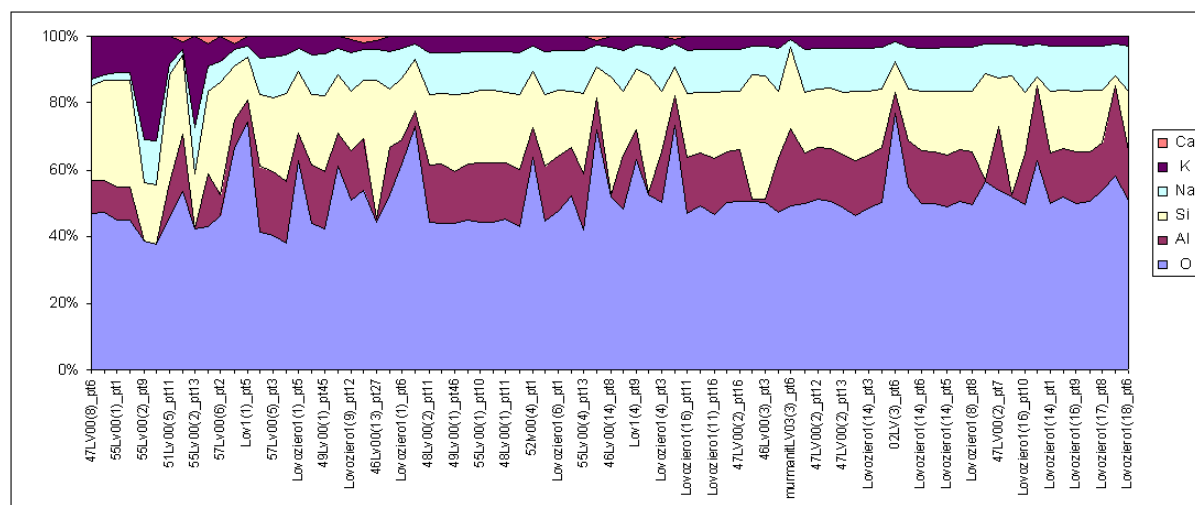
Próbka	O	Ca	Ti	Fe	Sr	Nb	Ag	W	Ce
Lovoziero1(8)_pt4	39,20	4,92	34,69	0,83		6,66	0,49		
53LV00(1)_pt4	0,80	4,44	34,63						8,71
Lovoziero1(9)_pt13	40,48	4,97	34,02	0,63		6,31		0,14	
Lovoziero1(11)_pt14	40,94	4,55	33,69	0,57		7,16		0,00	
Lovoziero1(9)_pt14	42,47	4,60	32,48	0,62		6,33		0,19	
43LV00(1)_pt3		3,83	32,19						9,11
Lovoziero1(16)_pt20	39,82	3,54	31,74	0,34		7,35	1,83		
Lovoziero1(11)_pt8	43,02	4,56	30,22	0,58	2,44	5,91			
Lovoziero1(15)_pt4	44,55	4,40	29,10	0,47		7,01		0,10	
Lovoziero1(14)_pt14	44,01	3,98	28,90	0,40		6,47		0,06	
Lovoziero1(11)_pt9	43,87	4,09	27,76	0,57	2,98	6,65			
Lovoziero1(14)_pt8	46,15	3,72	26,50	0,42		7,30		0,49	
Lovoziero1(14)_pt10	48,20	3,72	23,77	0,41	2,86	6,64			
Lovoziero1(17)_pt4	49,61	3,41	23,63	0,32		5,97		0,00	
Lovoziero1(16)_pt14	50,24	3,35	23,34	0,36	1,83	6,30			
47LV00(2)_pt2	49,94	3,33	22,27			6,10			



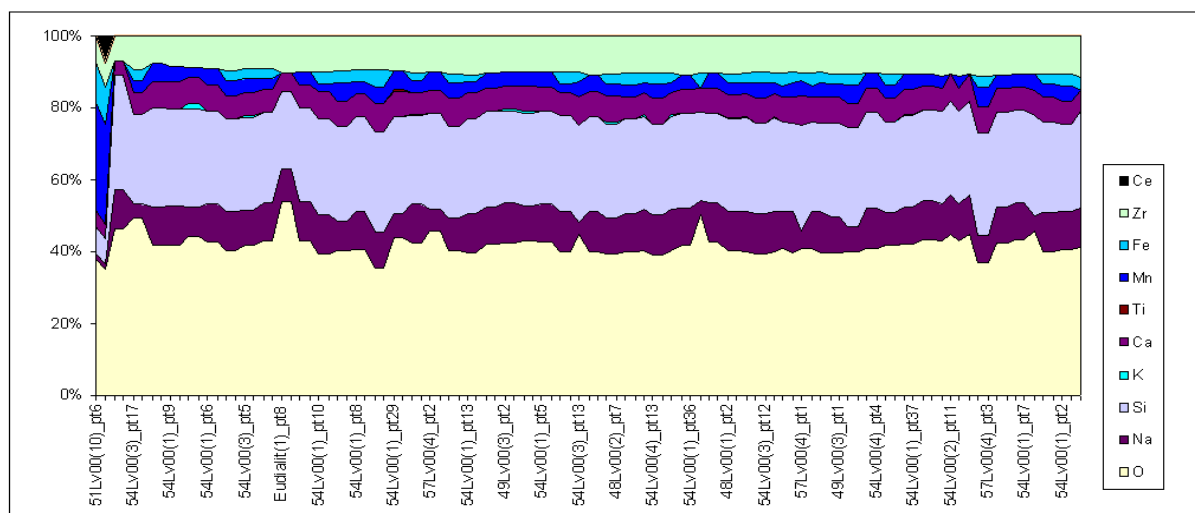
Ryc. 14. Zestawienie typu skaleni w badanych skałach.



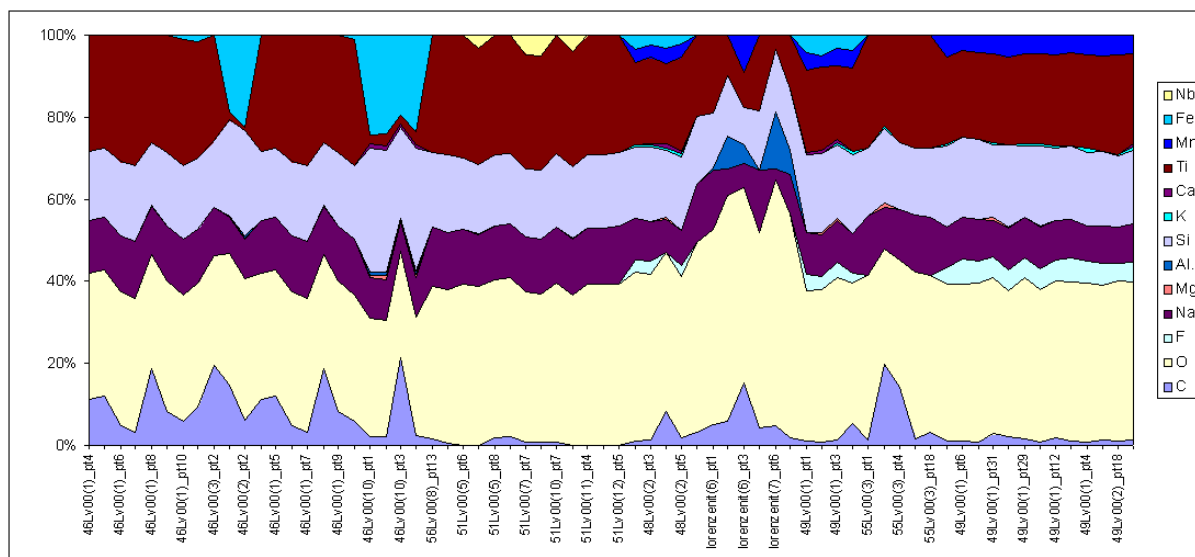
Ryc. 15. Zestawienie analiz dla apatytu.



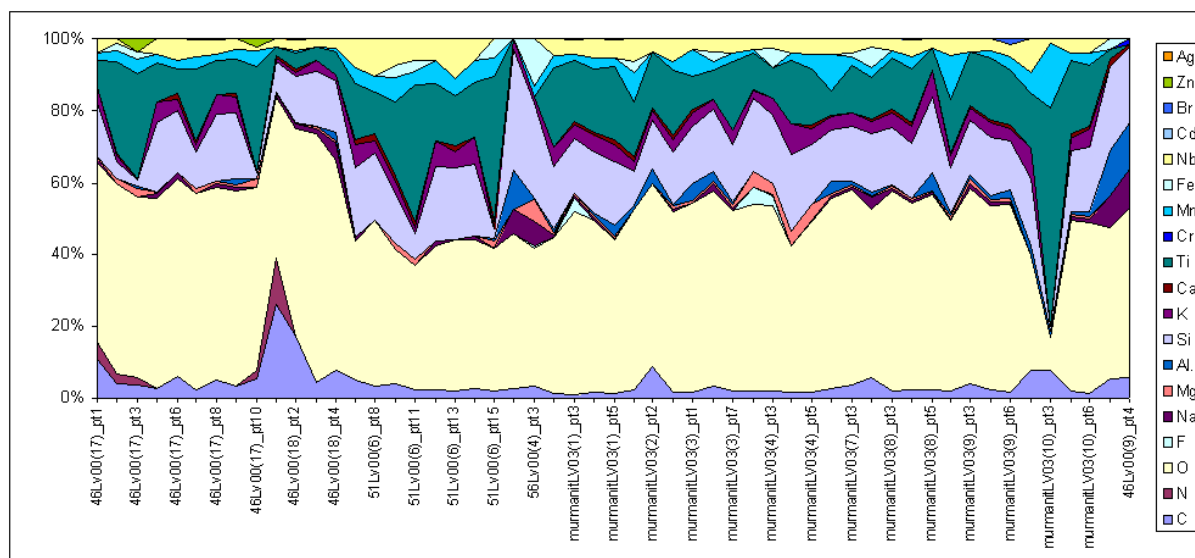
Ryc. 16. Zestawienie analiz dla nefelinu.



Ryc. 17. Zestawienie analiz dla eudialitu.



Ryc. 18. Zestawienie analiz dla lorenzenitu.



Ryc. 19. Zestawienie analiz dla epistolitu.

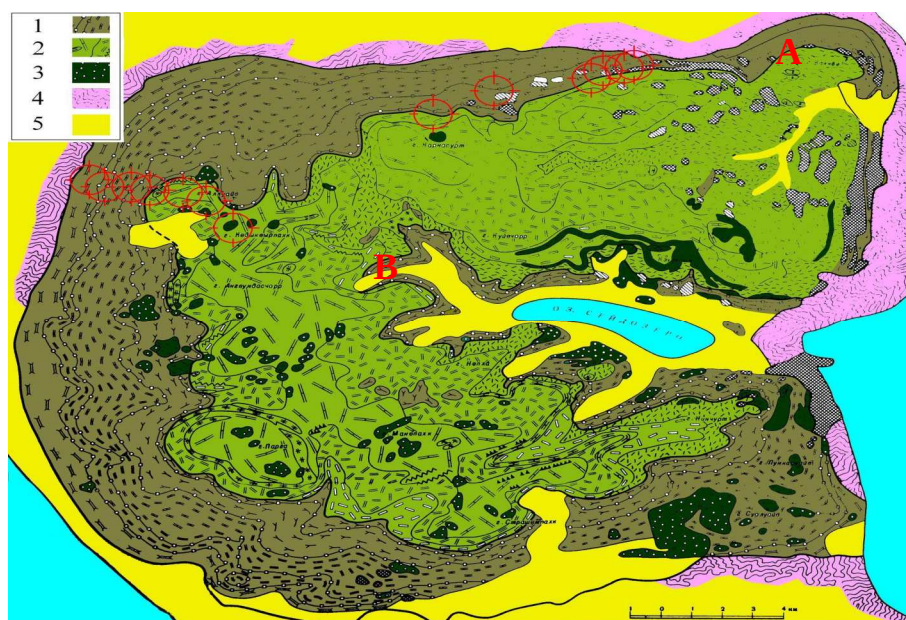
LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. pp. 79. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Arzamastsev A, Yakovenchuk V, Pakhomovsky Y, Ivanyuk G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC excursion materials.
3. Kogarko LN, Kononova VA, Orlova MP, Woolley AR. 1995. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. pp. 226, London, Chapman & Hall.
4. Boruckiy BE. 1989. Rock-forming minerals of the high-alkaline complexes. [In Russian], pp. 214, Nauka Publ.
5. Huber M. 2013. Preliminary characterization of the mineral veins occurring in the Malaya Belaya Valley in the Khibiny. *J. Biol. Earth Sci.* 3(1): E1-E11.
6. Huber M. 2015a. Microanalysis of alkaline rocks from the Khibina Massif using SEM-EDS and mathematical methods. *J. Biol. Earth Sci.* 5(1): 82-99.
7. Huber M. 2015b. First discovery of melteigite rocks with perovskite from the Khibina Massif. *J. Biol. Earth Sci.* 5(1): 74-81.
8. Huber M. 2015c. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
9. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. *Lithos.* 1993; 30: 33-44.
10. Kukharenskiy AA, Orlova MP, Bulakh AG, Bagdasarov EA, Rimskaya-Korsakova OM, Nefedov EI, et al. 1965. The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia [In Russian]. p. 772. Moscow, Nedra Publ.
11. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. pp. 166. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
12. Pozhylienka WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmansk District. [In Russian], pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.

14. MINERAŁY ZAWIERAJĄCE PIERWIASTKI RZADKIE W MASYWIE LOWOZIERSKIM

14.1. Wstęp

Masyw Lowozierski to intruzja skał podobnych do Chibin, leżących o kilkanaście km na zachód. Różni się one jednak znacznie pod względem składu i powszechności występowania minerałów akcesorycznych a także dominującą w Lowozierskim teksturę kierunkową skał. Obie wczesnopaleozoiczne intruzje związane są z działalnością plamy gorąca w tym regionie, której oddziaływanie jest czytelne w całej Tarczy Bałtyckiej a szczególnie na Płw. Kolskim (Arzamatshev 1994, Mitrofanov, 2000, Pozhylienko 2002). Masyw ten zbudowany jest ze skał alkalicznych, tworzących koncentrycznie układające się kręgi zbudowane głównie z trachitów oraz lujawrytów. Skały te bogate są w liczne minerały akcesoryczne. W Trachitoidach zwykle jest to eudialit, nefelin, ilmenit, magnetyt a także murmanit, lorenzenit, narsarsukit. W Lujawrytach ilość minerałów ciemnych jest znacznie większa a minerały akcesoryczne reprezentowane są przez eudialit, nefelin, ilmenit, tytanit oraz apatyt. Próbkę skał z Masywu Lowozierskiego zostały pobrane z odsłoneń w stokach góry Auaiv (w zachodniej części masywu) oraz w rejonie wzgórza Flora (w północno-wschodniej części masywu). Zostały one zbadane w mikroobszarze w celu identyfikacji i inwentaryzacji minerałów zawierających pierwiastki rzadkie w tym także inkluzji.



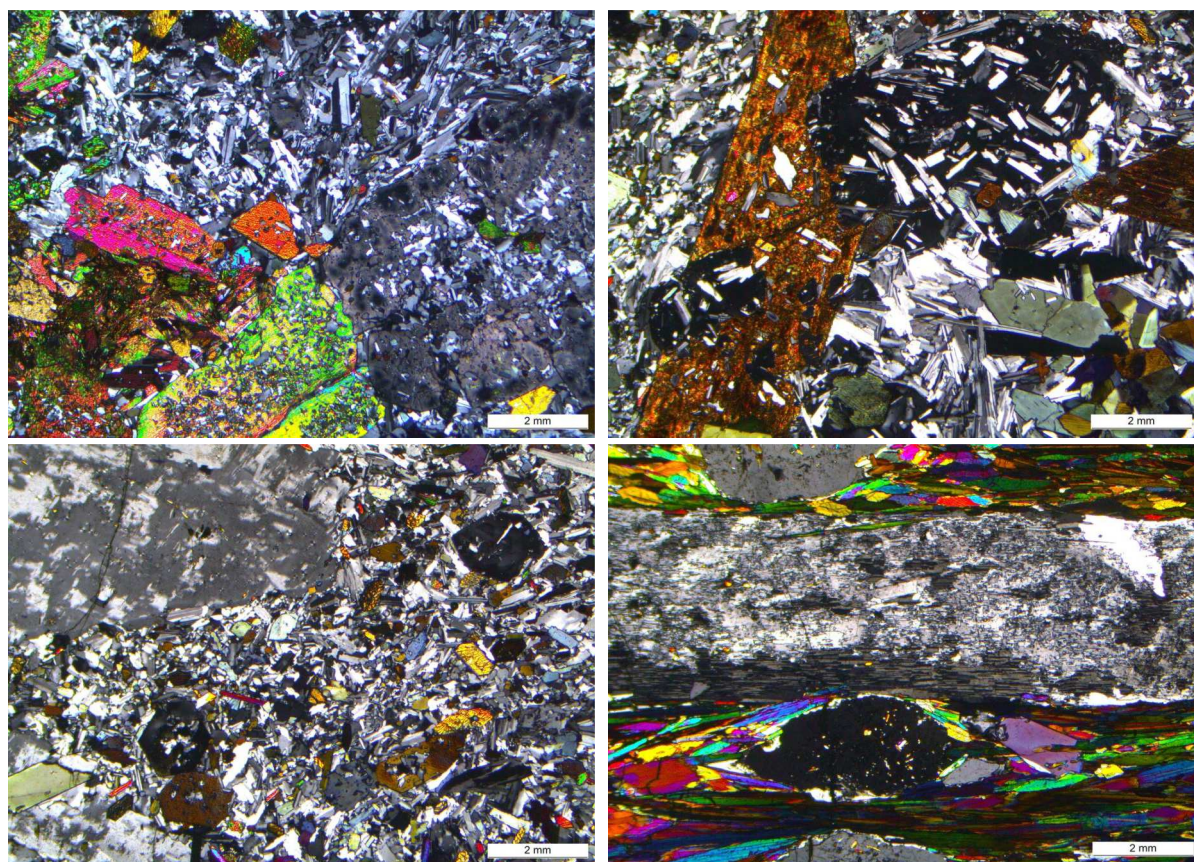
Ryc. 1. Mapa geologiczna Masywu Lowozierskiego wg Boruckiy (1989), zmieniona przez autora. Oznaczenia: 1. porfiryty, 2. lujawryty, 3. inne fojaity, 4. proterozoik, 5. zwietrzelnina, A - północna część Masywu Lowozierskiego (Flora, Karnasurt), B - zachodnia część masywu (Aluaiv).

14.2. Sposób przygotowania materiału

Zebrane próbki skał przygotowano do dalszych badań poprzez wykonanie zglądów oraz płytek cienkich, polerowanych odkrytych. Następnie próbki te zostały poddane obserwacjom za pomocą polaryzacyjnego mikroskopu optycznego Leica DM2500P w świetle przechodzącym i odbitym. Następnie próbki te zostały poddane obserwacjom w mikroobszarze z użyciem techniki elektronów wstecznie rozproszonych pod skaningowym mikroskopem polaryzacyjnym Hitachi SU6600, który znajduje się w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery, na Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

14.3. Wyniki

Masyw Lowozierki zbudowany jest z koncentrycznie ułożonych skał. Strefa zewnętrzna składa się głównie z trachitów zaś wewnętrzna z lujawrytów. Typowe porfiryty występujące w Masywie Lowozierskim posiadają szarą barwę, strukturę średnio-kryształiczną, teksturę zbitą, kierunkową, podkreśloną przez minerały femiczne.



Ryc. 2. Mikrofotografie porfirytów i lujawrytów: A - lorenzenit oraz egiryn na tle eufielitu i plagioklazów w porfiryte (47LV00), B - epistolit oraz apatyt na tle plagioklazów plagioklazów egirynu (53LV00), C - ortoklaz oraz enigmatyt w porfiryte (53LV00), D - eudialit, egiryn, nefelin i ortoklaz w lujawrycie (07LV12).

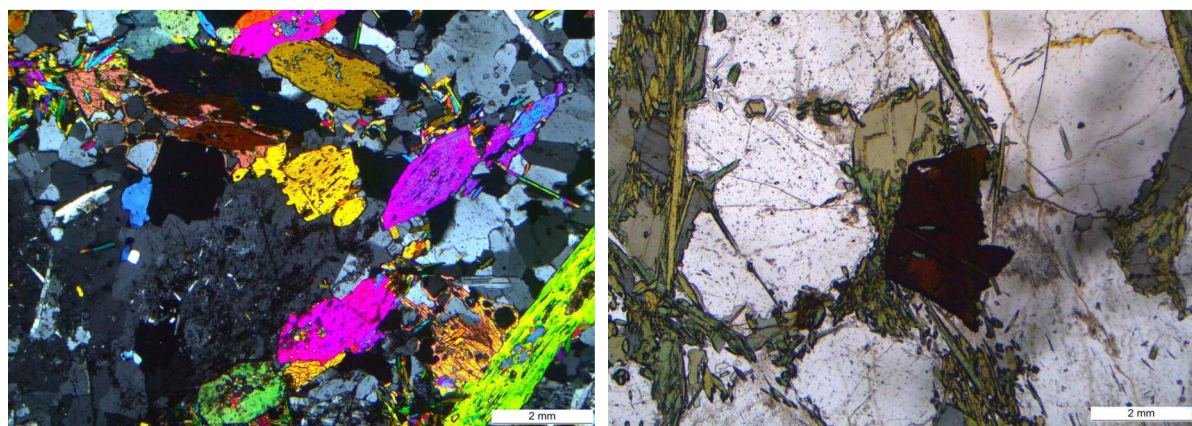
Zbudowane są z plagioklazów, ortoklazu, pomiędzy którymi występują apatyt oraz egiryn-akmit, którym towarzyszą eudialit, lorenzenit, murmanit, a także ilmenit, tytanit, siarczki (głównie piryt), magnetyt oraz ilmenit. Typowe lujawryty to skały barwy ciemnozielonej, o strukturze średniokrystalicznej, teksturze zbitej, silnie kierunkowej. W skałach tych stosunkowo licznie występują minerały femiczne, takie jak aegiryn-akmit i lub augit egirynowy, oraz ilmenit, pomiędzy którymi widoczne są kryształy apatytu, nefelinu, plagioklazów oraz eudialitu i tytanitu. Wśród trachitów spotyka się zwykle z kryształów augitu tworzących igiełki, pomiędzy którymi znajdują się aegiryny, astrofyllit, aenigmatyt, a także tabliczki polisyntetycznie zbliżniaczonych albitów, którym towarzyszą ortoklazu, nefelin i apatyt. Minerały rudne reprezentowane są przez ilmenit, magnetyt, tytanit, rutyl, oraz piryt, chalkopiryt, galenę, sfaleryt. Mineralom tym towarzyszą eudialit, lorenzenit, murmanit, a także takie minerały jak: epistolit, łoparyt.

Wśród lujawrytów spotyka się zwykle ładnie wykształcone kryształy eudialitu któremu towarzyszą takie minerały jak: egiryn tworzący skupienia igielkowe, ortoklazu często wykazujący zbliżniaczeni wg prawa Karlsbadzkiego, towarzysząmi kryształy albitu (najczęściej polisyntetycznie zbliżniaczone), oraz nefelin apatyt i riebeckit. Wśród tych minerałów spotyka się ilmenit, rutyl, tytanit, magnetyt, oraz siarczki (piryt, pirotyn, galena, sfaleryt). Mineralom tym towarzyszą takie fazy jak cyrkony, ussingit, villaumit, vuonnemit, umbozierit, tugtupit, tisinalit, terskit, sidorenkit, shomiokit, shkatulkalit, sauconit, parakeldishit, natrophosphalit, narsarsukit, mineevit (Y), litvinskit, kogarkoit, hydroxycancrynit, gaidonnayit, elpidit, dorfmannit, carychroit, belovit (Ce), adamsit (Y) (Evseev 2014, Huber 2015).

Badania w mikroobszarze wykazały kilka prawidłowości występowania pierwiastków rzadkich są to:

- rozproszone inkluzje znajdujące się w tle minerałów skałotwórczych takich jak apatyt, tytanit, rutyl.
- wzbogacenie w pierwiastki rzadkie związane z asocjacja siarczkową i siarczanową
- własne fazy mineralne zbudowane z pierwiastków rzadkich takie jak np. NaTiNbCe.

Miejsca te zostały poddane szczegółowej analizie z wykorzystaniem badań w mikroskopie elektronowym.

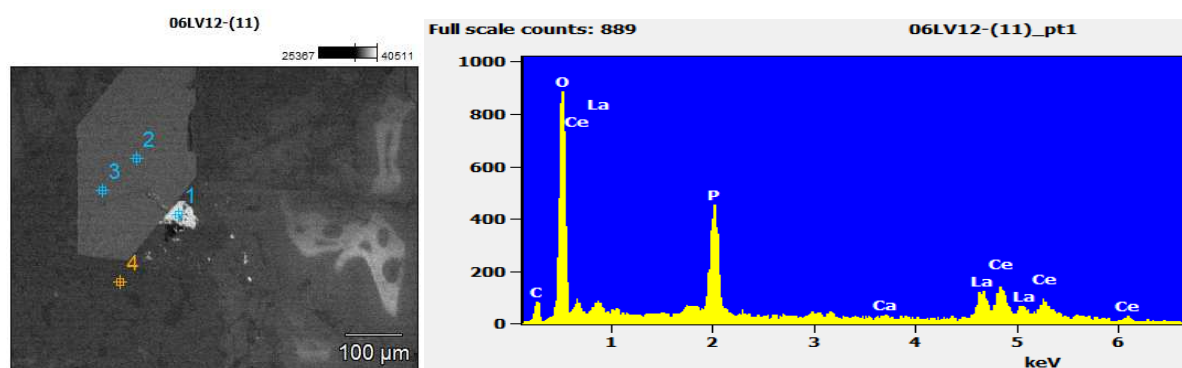


Ryc. 3. Mikrofotografie faz zawierającego pierwiastki REE: A - tytanit (próbka 01LV12) oraz B - sektorowy rutyl (próbka 06LV12).

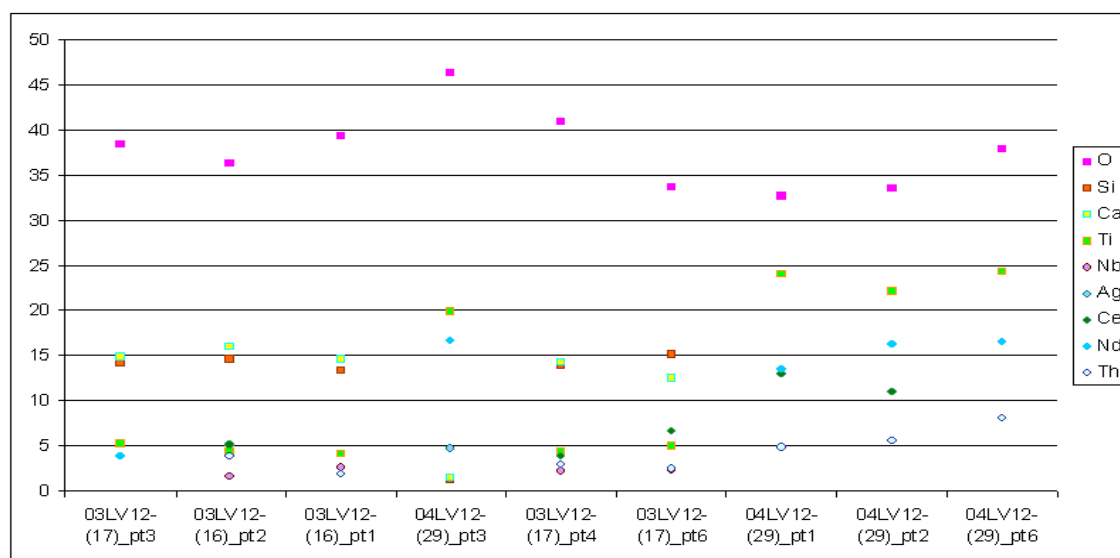
Analiza minerałów skałotwórczych i akcesorycznych wykazała, iż takim minerałom jak apatyt, rutyl, tytanit towarzyszą liczne pierwiastki rzadkie. W apatycie stwierdzono głównie nagromadzenia strontu, skandiu, lantanu, ceru i neodymu. Pierwiastki te wchodziły w skład badanych fosforanów tworząc roztwory stałe, w których podstawiają się za jony na zasadzie diadochii.

Z kolei minerały tytanu stanowią bardzo obfite źródło w liczne pierwiastki rzadkie występujące w zbadanych próbkach skał. Przykładem mogą być ziarna tytanitu bogate w domieszki neodymu, ceru czy thoru (ryc. 6, tab. 2). Analiza ryc. 5 wykazuje znaczne domieszki neodymu ceru oraz thoru. W niektórych przypadkach spotyka się drobne inkluzje srebra towarzyszące tytanitom oraz siarczkom znajdującym się w pobliżu tych minerałów.

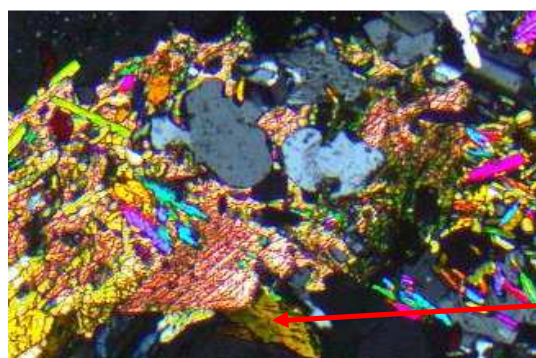
Niektóre z kryształów tytanitu posiadają wyraźnie charakter wypełnienia krystalizującego pomiędzy minerałami skałotwórczymi (femicznym) w skale (ryc. 5). Towarzyszy im często galena, sfaleryt, oraz związki Ba (tab. 7). Pierwiastek ten pojawia się też w sąsiedztwie skaleni.



Ryc. 4. Przykładowa ilustracja takiego ziarna apatyty wykazuje w jego widmie pierwiastki z grupy cerowej oraz lantanowce. Blisko jedna trzecia zbadanych apatytów zawierała w swoim składzie stront, natomiast stosunkowo często spotykane były także domieszki lantanowców i ceru (tab. 3).

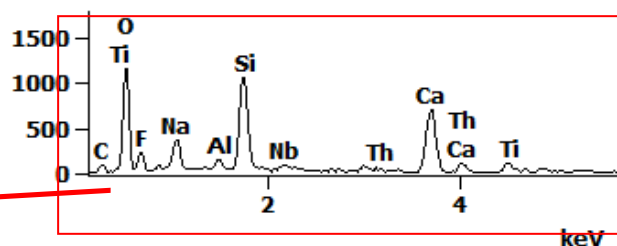


Ryc. 5. Diagram składu chemicznego rutylu i tytanitu z domieszkami pierwiastków rzadkich.



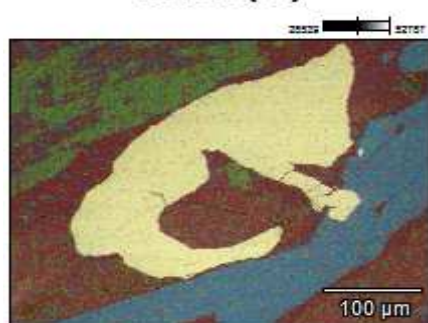
Full scale counts: 1155

03LV12-(18) Phase



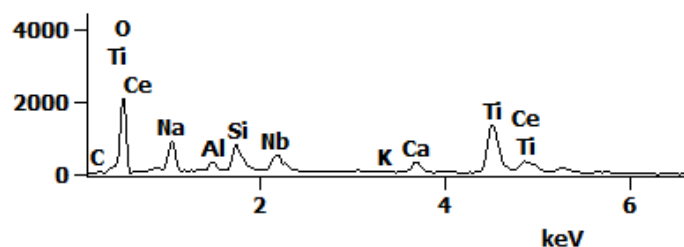
Ryc. 6. CaTiSi ThNb.

07LV12-(11)



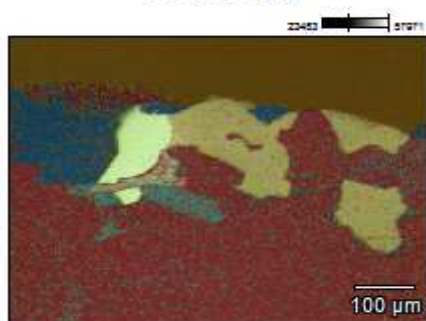
Full scale counts: 2085

07LV12-(11) Phase2



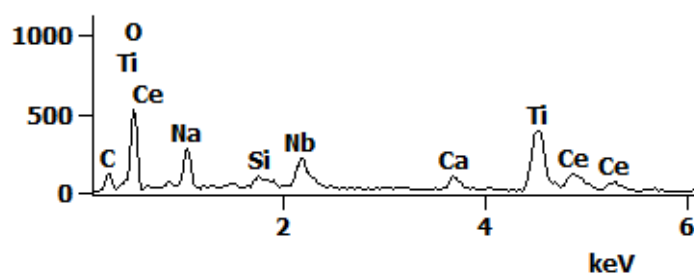
Ryc. 7. NaNbCeO.

04LV12-(6)



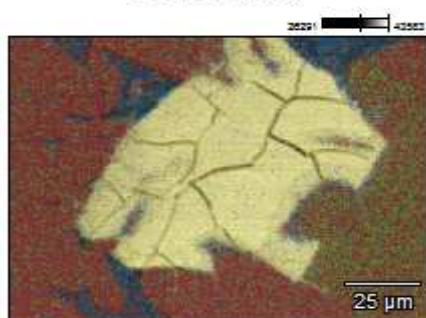
Full scale counts: 529

04LV12-(6) Phase2



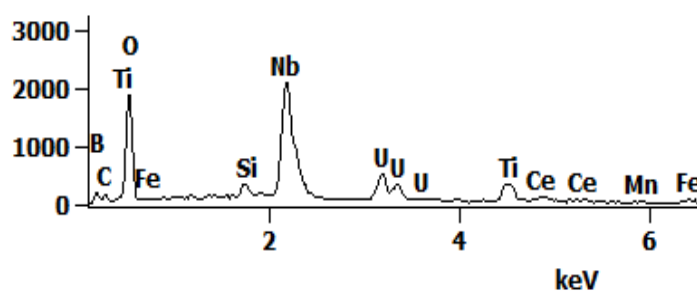
Ryc. 8. NaTiNbCeO.

06LV12-(43)



Full scale counts: 2095

06LV12-(43) Phase2

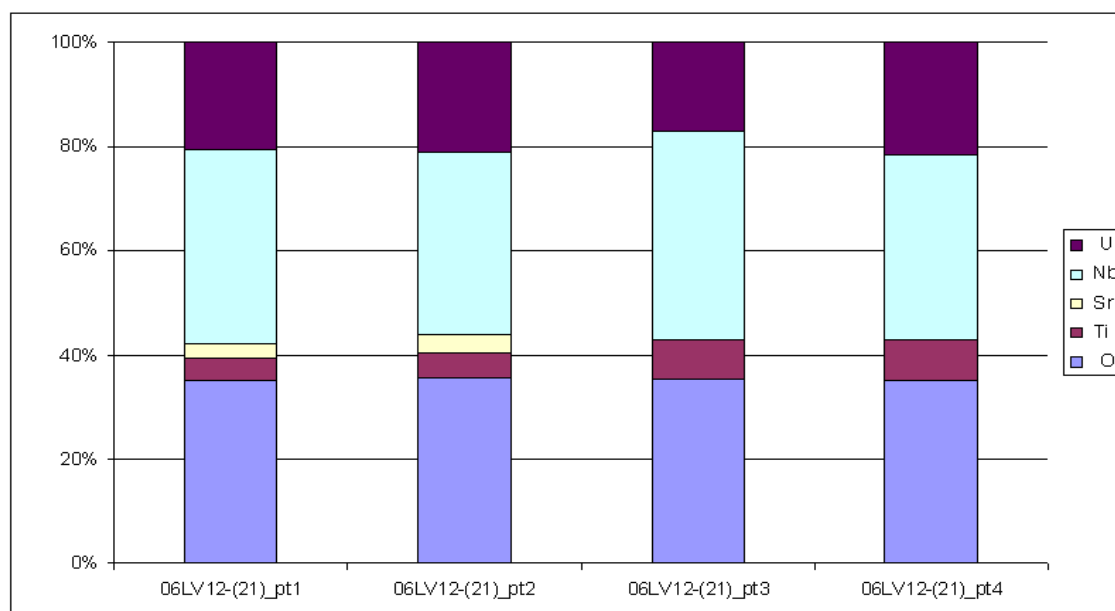


Ryc. 9. NbTiCe U.

Kolejnym minerałem jest rutyl, który tworzy często kryształy zbliżone o budowie sektorowej. Domieszki w tym mineralu stanowią ważny udział zawartości pierwiastków takich jak neodymu czy cer (ryc. 5, tab. 2).

Pierwiastki rzadkie szczególnie niob tworzą często z tytanem oraz wapniem lub sodem własne minerały, spotykane stosunkowo często w badanych skałach. Zależności częstości występowania tych minerałów są dość interesujące. NaTiNbO (Zvyagnit?) stanowi aż 66% wszystkich zbadanych faz REE, natomiast CaTiNbO 7%, NbTiUO -8%, zaś pozostałe takie jak: CeTiO, NbTiO, NbFeTiO, TiNbNdThO, NbNdTiO, NbCeUTiO, NbTiTaUO zwykle nie przekraczają 1% zbadanych faz REE. Przykładowe fazy z podanych powyżej prezentowane są na ryc. 7-9, tab. 4-6.

Minerały te zwykle znajdują się wśród femicznych składników skały, będąc dobrze widocznym w obrazie elektronów wstecznie rozproszonych. Tworzą one różnej wielkości inkluzje stałe od kilku mikrometrów do 1 mm. Fazy te tworzą na ogół kryształy o charakterze izometrycznym.



Ryc. 10. Wykres składu chemicznego fazy z ryc. 9 uzyskany za pomocą analiz EDS.

Badania szczegółowe wykazały iż w skałach z masywu Lowozierskiego (szczególnie w okolicy Aluaiv) występuje dość bogata mineralizacja związków uranu (ryc. 10). Pierwiastek ten występuje w postaci tlenków razem z tytanem, niekiedy też niobem oraz talem. Uran w tych fazach posiada udział do 20% wagowych, zaś niob do 40% a tal stanowi domieszkę wielkości ok. 3,5% wag.

Badania w mikroobszarze wykazały także występowanie takich faz jak: TiUO, ThO, ThNbO, NbO, PbScO, ScO, ScNbCeO, CeCO, CdZrSiO. Z tych faz tylko TiUO, ScNbCeO oraz łoparyt (węglan ceru) występują w ilości dochodzącej do 2% zbadanych faz REE. Są to nie wielkich rozmiarów inkluzje posiadające niekiedy dość znaczne domieszki pierwiastków

REE. Wśród inkluzji zawierającej bar stwierdzono tlenki baru oraz skalenie barowe, występujące w lujawrytach.

14.4. Dyskusja

Zbadane skały z masywu Lowozierskiego stanowią materiał interesujący pod względem składu mineralnego oraz struktur zachowanych w skałach. Wraz z całą intruzją lowozierską stanowią unikalne miejsce w rejonie Tarczy bałtyckiej, stosunkowo łatwo dostępne, które cechuje się bogactwem interesujących minerałów skałotwórczych i akcesorycznych takich jak apatyt, nefelin, ilmenit, eudialit, lorenzenit, narsarsukit i wiele innych. Spośród zbadanych skał pomiędzy tymi minerałami widoczne są wyraźnie liczne fazy oraz inkluzje bogate w pierwiastki ziem rzadkich głównie grupy lantanowców oraz takie pierwiastki jak cer, neodymu, a także związki uranu. Ich krystalizacja była prawdopodobnie związana z kilkoma fazami tworzenia się intruzji, o czym świadczą asocjacje mineralne wzbogacone w REE. Prawdopodobnie w fazie magmowej krystalizował apatyt, oraz takie minerały jak nefelin, ilmenit, rutyl. Minerały te w trakcie krystalizacji w stopie ulegały wzbogaceniu w liczne pierwiastki rzadkie takie jak stront, neodymu, które na zasadzie diadochii wchodziły struktury tych faz. Kolejnym etapem była zapewne krystalizacja związków niedopasowanych w fazie reszkowej, która cechuje się występowaniem licznych faz REE tworzących własne kryształy. Fazy te są dość liczne w zbadanych skałach i występują we wszystkich próbkach skalnych głównie towarzysząc minerałom femicznym. Ostatnia asocjacja związana jest z krystalizacją metasomatyczno-hydrotermalną. Być może jest ona związana z procesami pomagmowymi występującymi w stygnącej już intruzji skał alkalicznych. Związaną ona jest z tworzącymi tym minerałom galena, sfalerytem, wzbogaceniem w Ag, Ba i inne pierwiastki. Prawdopodobnie wtedy też doszło do krystalizacji związków uranu.

14.5. Konkluzje

Zbadane skały z masywu Lowozierskiego wykazują duże bogactwo licznych minerałów oraz inkluzji zawierających pierwiastki śladowe, pierwiastki grupy lantanowców oraz związki uranu. W dzisiejszych czasach, gdy zapotrzebowanie na te surowce gwałtownie rośnie, ich występowanie w Masywie Lowozierskim, intruzji mającej wielkość ponad pięćset kilometrów kwadratowych stanowi charakter złożowy. Zakładając średnią wielkość inkluzji oraz faz REE na kilka mikrometrów, częstość ich występowania jest stosunkowo duża. W 10 próbkach zbadanych skał stwierdzono co najmniej sto tego typu inkluzji. Razem daje to nagromadzenie o charakterze do kilku gram na tonę występowania tych pierwiastków, przy czym koncentracja tych pierwiastków (ze względu na występowanie ich w minerałach skałotwórczych) prawdopodobnie wygląda następująco (kolejność malejąca): Sr, Nb, Ce, Zr, Sc, Ag, Nd, Th, U, Ta, Rh, Cd. Te ostatnie (Rg, Cd) tworzą domieszki w siarczkach oraz w przypadku Cd występują w cyrkonokrzemianach.

Załącznik graficzny i tabele

Tabela 1. Wybrane wyniki analiz siarczków ustalony za pomocą EDS.

Próbka	C	O	S	Ti	Mn	Fe		Pb
03LV12-(23)_pt1	6,40		36,35			57,26		
04LV12-(24)_pt6	15,35		32,44			50,41		
04LV12-(10)_pt1	17,47		32,00			50,52		
04LV12-(24)_pt1	15,73		32,03			50,83		
03LV12-(25)_pt1	13,64		33,24			51,34		
04LV12-(26)_pt2	13,62		34,91			51,47		
04LV12-(24)_pt2	15,19		32,48			51,55		
04LV12-(24)_pt4	15,59		32,47			51,59		
04LV12-(24)_pt3	15,29		31,59			51,64		
04LV12-(24)_pt8	14,82		33,44			51,74		
04LV12-(25)_pt3	14,84		33,27			51,89		
04LV12-(23)_pt2	14,38		33,01			52,61		
04LV12-(26)_pt1	13,64		33,76			52,61		
04LV12-(23)_pt1	14,35		32,82			52,83		
03LV12-(6)_pt2	14,50	16,67	31,77			28,74		
04LV12-(24)_pt13	11,76	24,47	16,95			29,90		
06LV12-(23)_pt2	2,18	23,83	33,70			38,34		
03LV12-(6)_pt4	7,84		49,15			43,01		
03LV12-(6)_pt3	6,83		49,49			43,68		
06LV12-(23)_pt5			54,51			45,49		
03LV12-(27)_pt1	3,54		49,91			46,56		
04LV12-(24)_pt11	19,98		30,77			47,14		
04LV12-(24)_pt5	13,01	5,59	29,76			47,91		
04LV12-(4)_pt3	9,87	4,15	35,07	0,63		49,00		
04LV12_(18)_pt2	7,97		11,19					80,83
04LV12-(5)_pt1	1,85		11,28					86,87
04LV12-(5)_pt2	5,62		11,35					83,03
07LV12-(25)_pt1	8,15	18,76	28,92			2,71	31,14	
04LV12-(22)_pt1	3,29		35,12			2,76	58,82	
03LV12-(21)_pt2	6,09	26,81	16,48		2,03	2,86	31,21	
04LV12-(14)_pt3	12,80	12,55	22,84			3,42	39,87	
03LV12-(22)_pt3	12,98		31,47		3,01	3,88	48,66	

Tabela 2. Wybrane wyniki analiz minerałów Ti, Fe uzyskany na podstawie analiz EDS.

Próbka	C	O	Si	Ca	Ti	Mn	Fe	Nb	Ce	Nd	Th
02LV12-(24)_pt2	6,02	27,84			31,11	8,06	26,98				
02LV12-(29)_pt1	3,02	32,02			29,81	10,05	24,25				
02LV12-(29)_pt2	3,26	31,69			29,77	9,49	24,73				
06LV12-(40)_pt1		47,34	18,11		9,19						
07LV12-(9)_pt2	0,92	45,36	14,54		24,56		2,98				
04LV12-(3)_pt1	4,42	44,34	14,69		18,48	3,04					
07LV12-(7)_pt1	2,59	46,04	16,72		21,79						
07LV12-(9)_pt1	1,03	46,00	14,73	0,62	22,24		4,15				
04LV12-(29)_pt1	1,09	32,69		1,80	24,16				13,01	13,54	4,88
04LV12-(29)_pt2	1,22	33,60		1,46	22,18				10,96	16,26	5,51
04LV12-(29)_pt6	1,85	37,87		2,29	24,42					16,52	8,12
03LV12-(17)_pt3	3,24	38,43	14,17	14,93	5,23					3,86	
03LV12-(16)_pt2		36,34	14,62	16,02	4,52			1,71	5,19		3,84
03LV12-(16)_pt1	4,17	39,35	13,36	14,69	4,12			2,63			1,98
04LV12-(29)_pt3	1,54	46,39	1,28	1,47	19,98					16,73	
03LV12-(17)_pt4	3,59	40,96	13,97	14,32	4,51			2,25	3,95		2,87
03LV12-(17)_pt6	6,67	33,64	15,20	12,60	4,97			2,33	6,73		2,45

Tabela 3. Wybrane wyniki analiz fosforanów za pomocą EDS.

Próbka	C	O	F	P	Ca	Sr	Ba	La	Ce	Nd
02LV12-(19)_pt2	6,43	36,89	4,38	14,69	29,00	7,73				
02LV12-(25)_pt4	11,33	31,88	2,94	9,91	6,45	34,90				
02LV12-(27)_pt3	6,68	41,38	4,66	14,27	25,10	6,92				
04LV12-(1)_pt3	1,79	41,08	4,08	15,61	29,27					
04LV12-(12)_pt6	7,93	35,04	4,08	16,34	29,94	6,66				
04LV12-(16)_pt1	5,29	36,43	4,20	15,95	31,28	6,12				
04LV12-(17)_pt8	8,86	33,83	4,15	15,18	28,08	9,32				
04LV12-(2)_pt1	9,38	43,87	1,06	13,62	3,84				22,59	5,64
04LV12-(2)_pt2	11,05	41,19		13,04	3,85			4,43	14,23	11,71
04LV12-(2)_pt3	9,72	40,41		13,69	3,49	3,97		4,21	13,65	8,27
04LV12-(24)_pt7	9,41	34,12	3,54	16,14	32,08	4,17				
04LV12-(27)_pt2	9,43	34,13	3,13	15,89	31,46	5,09				
04LV12-(4)_pt7	7,86	34,75	2,93	16,43	31,43					
06LV12-(11)_pt1	3,32	34,85		13,56	0,61			18,22	29,44	
06LV12-(25)_pt1	1,50	39,94		11,67	1,62			16,10	22,16	
07LV12-(13)_pt1	1,11	32,58	3,02	9,39	3,86	42,99	2,22			
07LV12-(13)_pt2	1,28	36,55	3,32	9,54	4,48	39,00				
07LV12-(13)_pt3	1,26	33,32	2,52	9,34	4,21	43,50				
07LV12-(19)_pt1	1,34	36,46	3,38	10,11	4,92	38,54				
07LV12-(19)_pt2	1,22	35,16	2,98	10,37	5,91	39,02				
07LV12-(24)_pt1	2,99	40,12	2,11	7,73	3,02	38,54	1,27			
07LV12-(24)_pt2	2,15	37,08	3,63	9,22	3,48	41,03				
07LV12-(33)_pt1	1,38	35,53	2,43	9,45	3,77	42,94				
07LV12-(8)_pt1	1,61	33,89	2,49	9,63	3,26	44,91	1,61			
07LV12-(8)_pt2	2,06	33,82	1,93	9,46	3,36	46,38				

Tabela 4. Wybrane wyniki analiz fazy CaTiNbO (geriasimovskit?) za pomocą EDS

Próbka	Ca	O	Ti	Nb	Ce	Th	Fe
07LV12-(3)_pt3	3,67	37,12	30,68	7,68			
03LV12-(17)_pt5	5,48	49,48	5,87	3,20	7,81	2,94	
07LV12-(20)_pt5	3,31	47,69	6,11	4,33	7,11		3,39
07LV12-(22)_pt7	2,96	47,51	14,01	7,79			
07LV12-(20)_pt12	5,65	48,10	4,29	6,65	5,33		3,27
07LV12-(20)_pt3	3,62	50,78	7,16	4,30	6,46		2,33
07LV12-(16)_pt1	5,97	42,50	3,03	28,59			4,01
07LV12-(20)_pt2	3,56	48,11	7,52	4,39	11,13		2,08
04LV12-(15)_pt1	6,29	44,31	8,72		14,13		
03LV12-(17)_pt2	3,56	52,22	7,89	4,51	8,26		
04LV12-(25)_pt1	3,83	41,57	7,75	4,72	9,46		
04LV12-(23)_pt3	2,67	43,30	8,58	5,35	11,04		

Tabela 5. Wybrane wyniki analiz fazy NaTiNbO za pomocą EDS.

Próbka	O	Na	Ti	Sr	Nb	Ag	Ce	Nd	Gd	Th
06LV12-(27)_pt5	35,84	10,92	16,04		35,55					
06LV12-(27)_pt6	35,42	10,79	11,33		36,89					2,00
06LV12-(27)_pt4	33,01	10,76	14,14		32,42		7,26			
06LV12-(27)_pt1	34,77	10,66	15,86	2,30	34,01					
06LV12-(39)_pt3	36,69	10,53	16,76		35,21					
06LV12-(9)_pt2	32,86	10,49	17,37		28,60		9,54			
06LV12-(27)_pt3	32,45	10,39	15,76		32,40		6,74			
06LV12-(27)_pt2	30,86	10,27	14,72	2,57	31,49		7,96			
06LV12-(7)_pt4	35,43	9,83	16,44		34,01					
03LV12-(11)_pt2	37,75	9,77	21,71		17,84		6,11			3,02
06LV12-(39)_pt1	38,15	9,67	14,92		28,46		5,39			
03LV12-(11)_pt1	34,42	9,22	21,32		17,05		10,51			4,20
04LV12-(19)_pt1	34,63	8,81	25,84		11,13		14,42			1,38
04LV12-(9)_pt1	34,31	8,66	25,12		13,61		14,18			
06LV12-(30)_pt1	38,24	8,49	22,09	6,17	11,41		10,67			
02LV12-(16)_pt3	33,09	7,46	26,50		7,12	0,79	14,34	2,88	1,42	
06LV12-(9)_pt3	32,08	7,20	26,30	7,38	12,06		11,04			
06LV12-(7)_pt1	32,86	7,15	24,57	8,50	12,17		11,29			
06LV12-(4)_pt2	32,92	7,11	25,36	8,03	11,04		11,32			
04LV12-(20)_pt1	33,33	6,84	27,08	4,06	6,90		11,48	4,86		
06LV12-(7)_pt3	33,07	6,84	24,49	7,58	13,22		10,91			
06LV12-(7)_pt2	38,24	6,83	29,01	8,17	13,10					
06LV12-(38)_pt1	39,66	6,09	11,46		31,50	5,79				

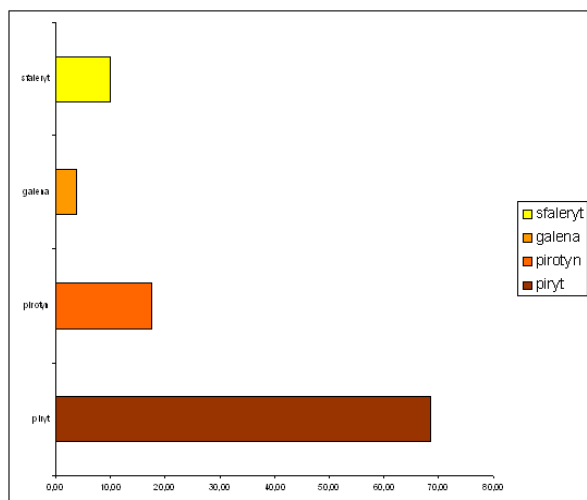
Tabela 6. Wybrane wyniki analiz faz zawierających pierwiastki rzadkie za pomocą EDS.

	Próbka	O	Ti	Fe	Sr	Nb	Ag	Ce	Nd	Gd	Th	Pb	Ta	U
CeTiO	06LV12-(9)_pt4	38,69	6,95	2,00		11,78						13,81		
NbTiO	06LV12-(30)_pt2	42,85	7,20			15,31								
NbFeTiO	06LV12-(38)_pt2	49,11	3,20	10,84		6,59								
ThNbTiO	06LV12-(25)_pt2	38,38	4,29	4,36		10,64	2,10				31,17			
TiNbNdThO	04LV12-(25)_pt2	44,78	7,75			3,32			7,09		5,30			
NbNdTiO	03LV12-(16)_pt4	52,81	8,41			3,32	2,46		8,56					
NbTiUO	04LV12-(27)_pt1	22,11	6,93						31,25					15,31
NbCeUTiO	06LV12-(10)_pt1	35,91	4,39					27,38						18,85
NbTiUO	06LV12-(21)_pt1	32,43	3,77		2,79	34,27								18,98
NbTiUO	06LV12-(42)_pt2	36,22	8,82			34,32								18,06
NbTiUO	06LV12-(42)_pt3	33,10	7,92			33,49								22,57
NbTiUO	06LV12-(21)_pt4	33,80	7,41			34,33								20,82
NbTiTaUO	06LV12-(42)_pt1	31,10	7,34			33,96							3,58	21,10
NbTiUO	06LV12-(21)_pt3	33,79	7,23			38,38								16,16
NbTiUO	06LV12-(21)_pt2	32,43	4,45		3,12	32,09								19,20
NbUTiO	03LV12-(8)_pt1	35,03	6,38			39,28								9,37
TiUO	03LV12-(33)_pt2	30,64	5,26			31,26								11,52
TiUO	03LV12-(33)_pt1	30,33	5,69			31,29								11,56

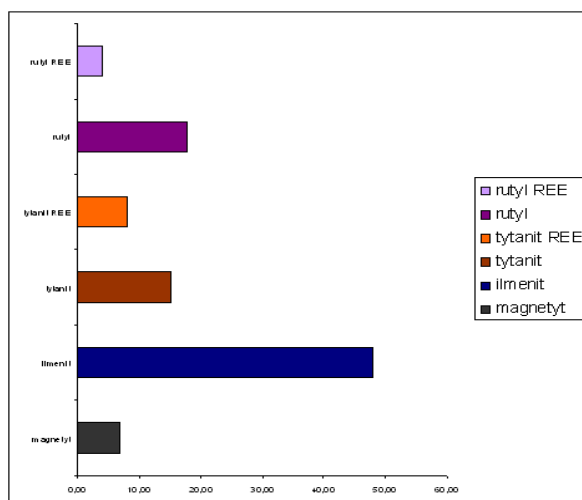
Tabela 7. Wybrane wyniki analiz związków Ba za pomocą EDS

Próbka	O	Ba	Si	Nb	Ce
07LV12-(20)_pt6	44,40	9,74	19,48	4,95	6,77
07LV12-(20)_pt7	45,00	11,66	18,96	4,33	6,92
07LV12-(20)_pt1	42,30	12,86	19,04	5,82	6,61
07LV12-(26)_pt1	34,15	34,04	9,52		
07LV12-(26)_pt2	28,48	43,49	9,70		

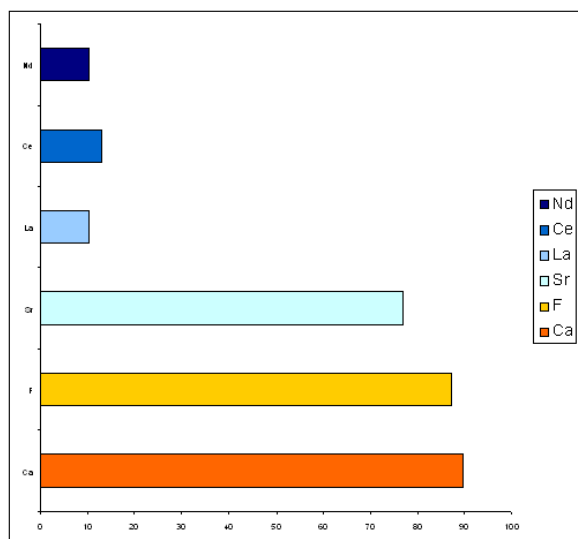
siarczki



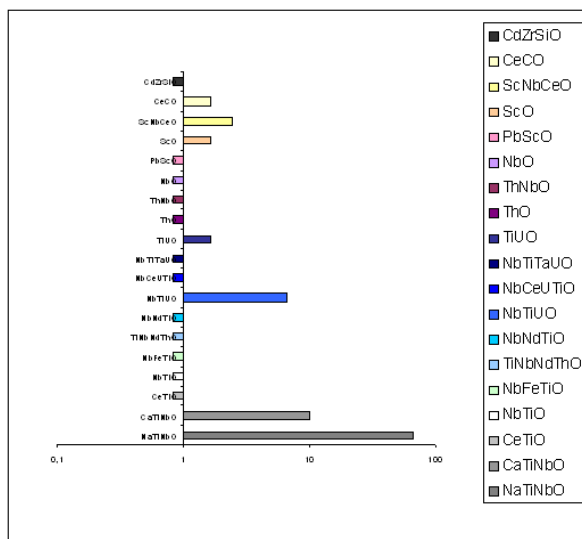
Ti



apatyt



Ree



Ryc. 9. Diagramy kołowe wskazujące częstość przeanalizowanych faz w wyniku badań w mikroobszarze za pomocą przystawki EDS: A - diagram siarczków, B - diagram fosforanów, C - związków tytanu, D - faz REE.

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1994. Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Scientific Centre: 79.
2. Boruckiy EB. 1989. Rock forming minerals of the alkaline complexes. Nauka, pp. 213 (In Russian).
3. Evseev A. 2014. Minerale masywu lowozierskiego. <http://geo.web.ru/druza/l-Lovozero.htm>
4. Huber M. 2015. Microanalysis of alkaline rocks from the Lovozero Massif using SEM-EDS methods, in print.
5. Mitrofanov AF. 2000. Geological characteristics of Kola Peninsula. Russian Academy of Science, Apatity, pp. 166.
6. Pozhylienکو WI. et al. 2002. Geology of the ore regions in Murmańsk District. [In Russian], Apatity, 360.

CZEŚĆ III. KOVDOR

15. MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ KOVDORU

15.1. Wstęp

Tarcza Bałtycka stanowi fragment Wschodnioeuropejskiego Kratonu (EEC), odsłaniając się na północny wschód od St. Petersburga, a dalej występując w rejonie Karelii, Finlandii, Szwecji i Płw Kolskiego, zanikając na północnym zachodzie pod kaledońskim masywem Gór Skandynawskich, znajdujących się w Norwegii. Utwory budujące Tarczę bałtycką to skały, które stanowią one mozaikę zmigmatyzowanych granitognejsów z licznymi pasami zieleńcowymi oraz szeregiem różnowiekowych intruzji o wieku od 3-2,4 Ga (Huber et al. 2007, Pozhylienکو et al. 2000). W tarczy bałtyckiej zaznaczyła się też aktywność wulkanizmu o charakterze kontynentalnym, który przyczynił się do powstania licznych paleozoicznych intruzji głównie o charakterze karbonatytowym i alkalicznym. Intruzje te znajduje się na Płw Kolskim (Masyw Chibiński, Lowozierski, Kovdor i inne), oraz w rejonie Karelii i Finlandii (np. Sokli). Są one spotykane także pod pokrywą skał osadowych np. w Polsce (intruzja tajeńska i inne). Magmatyzm ten związany był z stanieniem tzw. plamy gorąca, która w tym czasie wędrowała pod kontynentem wschodnioeuropejskim przyczyniając się do szeregu intruzji w tym rejonie (Kogarko et al 2002, Huber, Lata 2015).

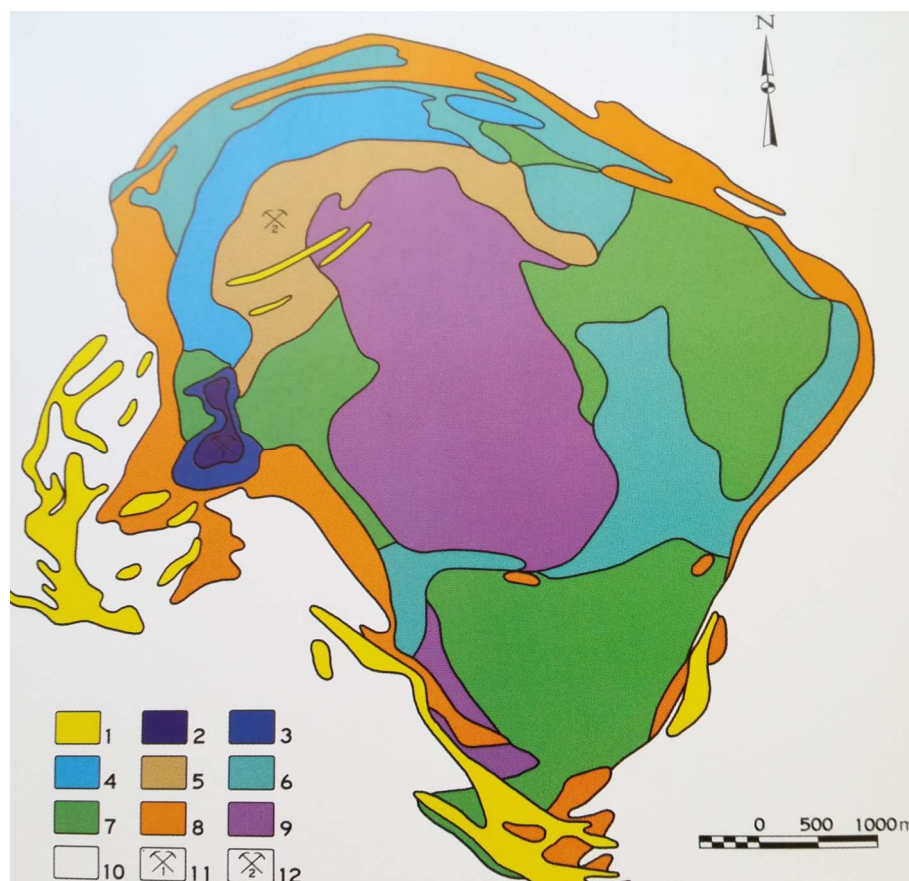
15.2. Sposób badania materiału skalnego

Próbki z masywu Kovdor zostały zbadane przy użyciu optycznego mikroskopu polaryzacyjnego Leica DM2500P a następnie zbadane w mikroobszarze z użyciem Skaningowego Mikroskopu elektronowego Hitachi SU6600 znajdującego się w Zakładzie Geologii i Ochrony Litosfery UMCS w Lublinie.

15.3. Wyniki

Zbadane skały pochodzą z intruzji w Kovdorze, która jest nieregularna i leży w zachodniej części Płw. Kolskiego. Jest zbudowana z utworów ultrazasadowych reprezentowanych przez oliwinity a także piroksenity wśród których znajdują się ciała rudne

magnetytowo-apatytowo-flogopitowe (Huber, Lata 2015, Kogarko et al. 2002). Jest to intruzja paleozoiczna powstała w jednym z wielu rozłamów występujących w starszych skałach podłoża krystalicznego Płw. Kolskiego (ryc. 1, Balagancky 2001). Skały znajdujące się w masywie kovdorskim stanowią kompleks wielofazowej mineralizacji bogatej w szereg minerałów takich jak cyrkon, frankolit, wermikulit apatyt, diopsyd, kalcyt, dolomit i inne. W ich sąsiedztwie znajdują się liczne foscoryty flogopitowo -magnetytowe oraz liczne utwory pomagmowe. Masyw ten jest bogaty w mineralizację pierwiastków śladowych i rzadkich (Kogarko et al. 1995).



Ryc. 1. Mapa geologiczna Kovdoru (wg Ivanyuk, Yakovenchuk, 1997).

Legenda: 1 - karbonatyty; 2 - skały rudy żelaznej-foscoryty i 3 - nelsonity;
 4 - skały melilitowe; 5 - kompleks skał flogopitowych; 6 - montichellity;
 7 - piroksenity, biotytyty; 8 - ijolity, apatytowo-franklitowe skały; 9 - oliwiny;
 10 - skały otoczenia: gnejsy i amfibolity.

Skały z Kovdoru związane są z ultrazasadowa i alkaliczną asocjacją występującą w postaci oliwinitów, piroksenitów oraz sjenitowy, którym towarzyszą liczne skały karbonatytowe (kalcytowe i dolomitowe) zawierające szereg procesów wtórnych i pomagmowych (Homenko, Platonov, Krasnova, 1991, Kramm i in.1993; Huber M., Lata L., 2015). W skałach tych często spotykana jest mineralizacja bogata w rzadkie pierwiastki. Zbadane zostały próbki sjenitu (D2KV03), piroksenitu (01KV03), frankolitowej brekcji (13KV03), diopsydowych foscorytów (N2KV03, N4KV03, N8KV03, N8KV03) diopsy-

dowo-flogopitowego foscorytu (Ph2KV03), wermikulitytu (WeKv03), oliwinitu (OlKv03), piroksenitu (N8Kv03), melilitytu (N2aKV03, N2bKV03).

Sjenit to skała o barwie szaroróżowej posiadająca strukturę holokrystaliczną, teksturę zaś zbity i bezładną. Widoczne są w niej makroskopowo kryształy ortoklazu, którym towarzyszą apatyt, nefelin, egiryn oraz diopsyd (ryc. 2a).

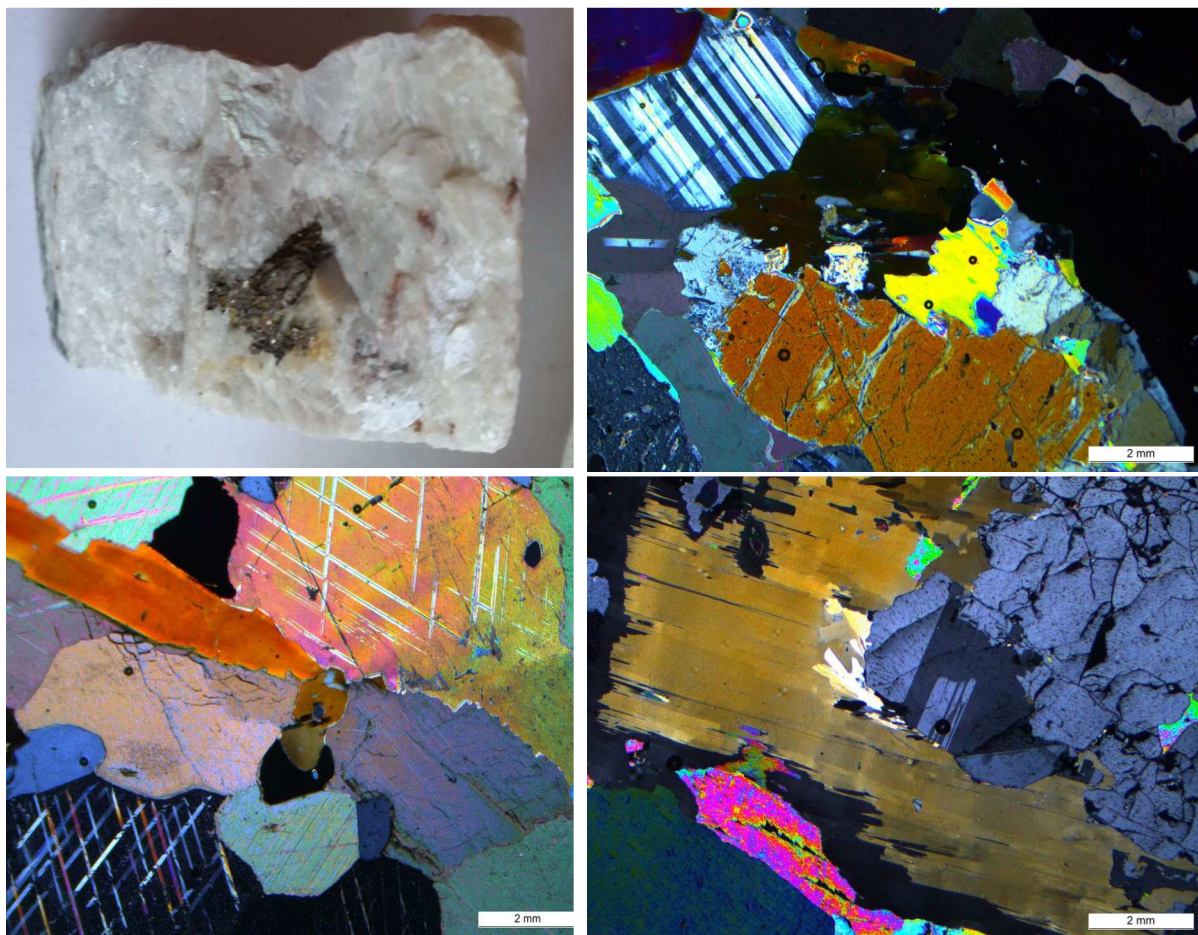


Ryc. 2. Makrofotografie sjenitu (a) i gigantokrystalicznego wermikulitu (b).

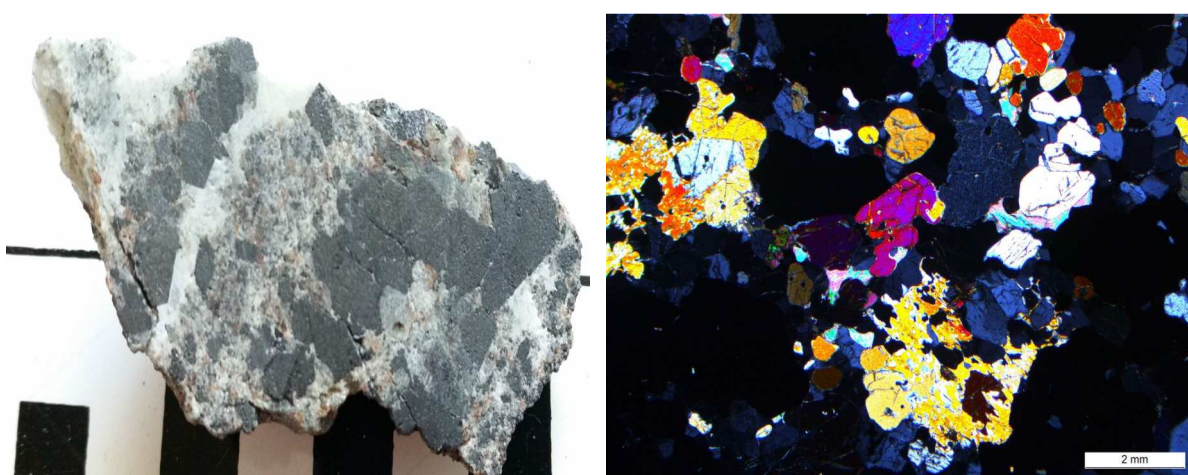
Flogopity i wermikulityt są to skały okalające piroksenity, które zbudowane są głównie flogopitu (a niekiedy z jego zwietrzałej odmiany - wermikulitu). Makroskopowo są to skały barwy ciemnobrązowej przechodzące z złotawą wyróżniające się wielkimi agregatami mik (ryc. 2b). Ivanyuk, Yakovenchuk (1997) w omawianych skałach jako minerały akcesoryczne wyróżniają tytanit, perowskit i magnetyt.

Foscoryt to skała o barwie białokremowej (ryc. 3) z widocznymi makroskopowo kryształami rudy magnetytowej (niekiedy także i siarczkowej). Jest to skała holokrystaliczna o teksturze zbitej, bezładnej. W płycie cienkiej widoczny jest kalcyt a niekiedy też dolomit. Węglany te często posiadają budowę domenową z widocznymi sektorami odznaczającymi się występowaniem zespołu granicy niskokątowej, charakterystycznego dla budowy bliźniaczo-domenowej). Pomiedzy kalcytem i dolomitem występują także inne węglany takie jak ankerytu, syderyt itp., związane ze strefami przejściowymi pomiędzy rudą żelaza a wypełnieniem karbonatytowym. Na tle węglanów widoczne są automorficzne kryształy magnetytu wykształcone w charakterystyczny sposób, jako bipiramidy dytetragonalne. Magnetyt ten niekiedy posiada domieszkę ilmenitową tworzącą charakterystyczne lamelki w kryształach magnetytu. Pomiedzy magnetytem pojawia się szereg minerałów akcesorycznych takich jak hematyt, siarczki (piryt, chalkopiryt), flogopit, apatyt (ryc. 3b-d).

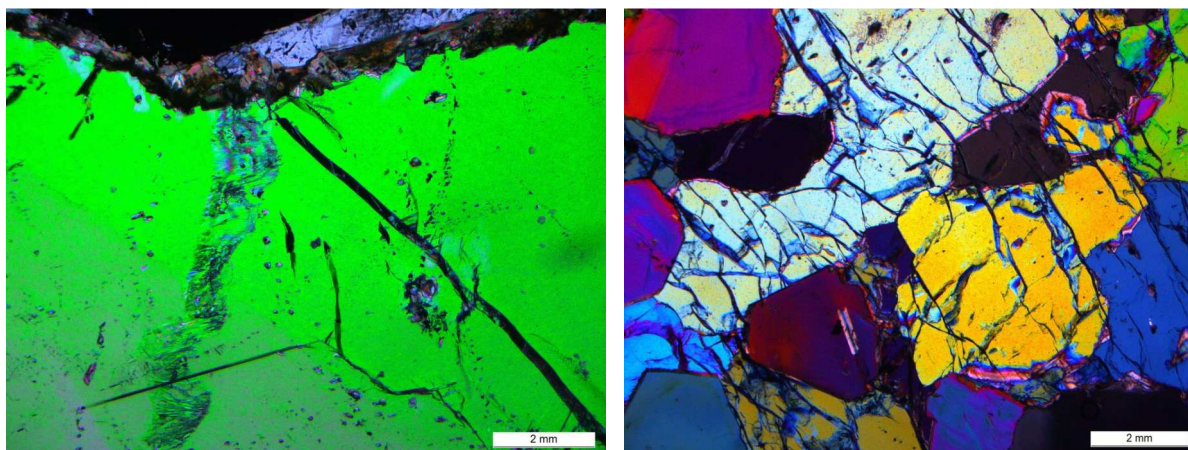
Skała diopsydowo-apatytowo-magnetytowa, makroskopowo jest barwy szaro-zielonej z widocznymi kryształami apatytu, diopsydu oraz magnetytu (ryc. 4a). W płycie cienkiej widoczne są kryształy diopsydu, o typowym pleochroizmie w barwach zielonkawo-słomkowych, obok którego pojawiają się kryształy wielokrotnie zbliźniaczonych zrostów magnetytowych. W towarzystwie tych kryształów spotyka się też apatyt (ryc. 4b) oraz kalcyt.



Ryc. 3. Makrofotografia (a) i mikrofotografie (b-d) foskorytów z widocznymi kryształami kalcytu, diopsydu, apatytu, nefelinu, flogopitu, wykonane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego (w świetle przechodzącym).



Ryc. 4. Mikrofotografia (a) i mikrofotografia (b) skały diopsydowo-apatytowo-magnetytowej z widocznymi kryształami diopsydu, apatytu, magnetytu, kalcytu.



Ryc. 5. Mikrofotografie wykonane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego w świetle przechodzącym: A - piroksenit z widocznym dużym kryształem diopsydu oraz nefelinu i magnetytu. B - oliwinit z widocznymi kryształami forsterytu, flogopitu, magnetytu.

Piroksenit to skała diopsydowa zbudowana prawie wyłącznie z tego minerału. Makroskopowo posiada barwę zieloną, niekiedy widoczne są w niej duże skupiska magnetytu czasem też oliwinu. W płycie cienkiej widoczne są kryształy diopsydu oraz niekiedy towarzyszące im kryształy akcesorycznego magnetytu oraz oliwinu (ryc. 5a).

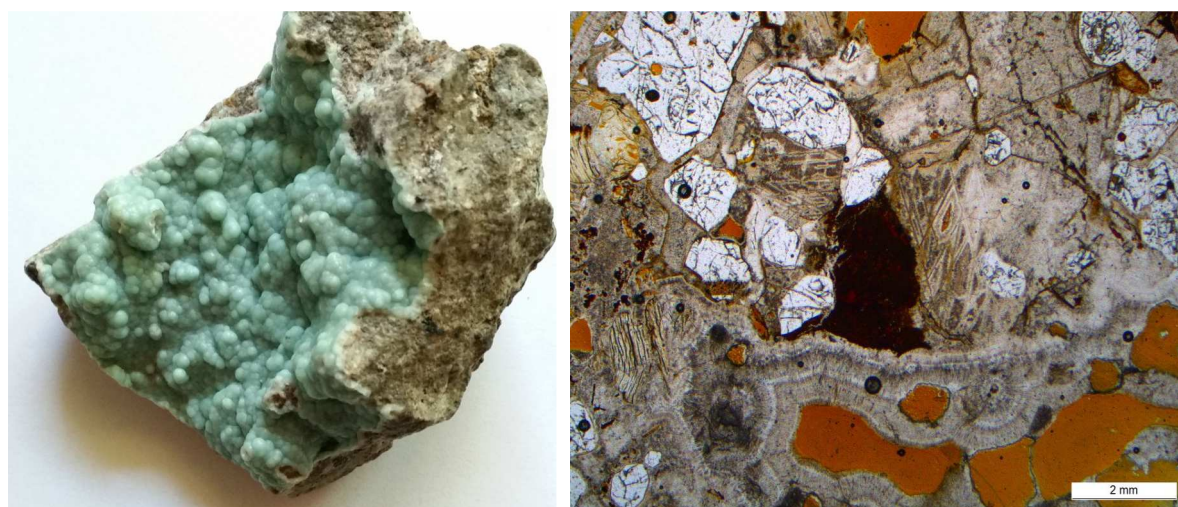
Oliwinit są to skały diopsydowa barwie ciemnoszarej, strukturze średnio diopsydowa grubokrystalicznej, prawie wyłącznie zbudowane z oliwinów, minerałami towarzyszącymi są flogopit, diopsyd oraz magnetyt (ryc. 5b). Ivanyuk, Yakovenchuk (1997) wyróżniają ponadto melility występujące w omawianych skałach.

Melility to skały barwy szarozielonkawej o strukturze holokrystalicznej, teksturze zbitej, bezładnej czasem też porfrowatej (ryc. 6a). Zbudowane są z diopsydu, oliwinu. Minerałom tym towarzyszą egiryn, nefelin a także melilit (ryc. 6b). W interstycjach tych faz pojawiają się także magnetyt oraz flogopit a niekiedy spotyka się także herzynit.



Ryc. 6. mikrofotografie piroksenitu wykonane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego (po lewej w świetle przechodzącym, po prawej odbitym).

Frankolitowa brekcja to skała barwy kremowej, znajduje się zwykle w strefach przyrozłamowych wietrzeniowych (ryc. 7a). Zwykle na pierwszy rzut oka widoczne są bładoniebieskie skupienia frankolitu przypominające formy naciekowe, sferytyczne (ryc. 7b). Frankolit stanowi cement brekcji zbudowanej z kryształów apatytu niekiedy z magnetytem oraz wermikulitem. W płytce cienkiej frankolit jest minerałem przezroczystym wykazuje natomiast polikrystaliczne skupienia, zbudowane z mikroskystalicznych sferycznie ułożonych kryształów. Obok frankolitu znajdują się apatyt, i magnetyt oraz ostrokrawędziste skały otoczenia, zwykle w różnym stopniu rozdrobnione, najczęściej zawierające węglany i wtórnie zmieniony flogopit reprezentowany przez wermikulit.

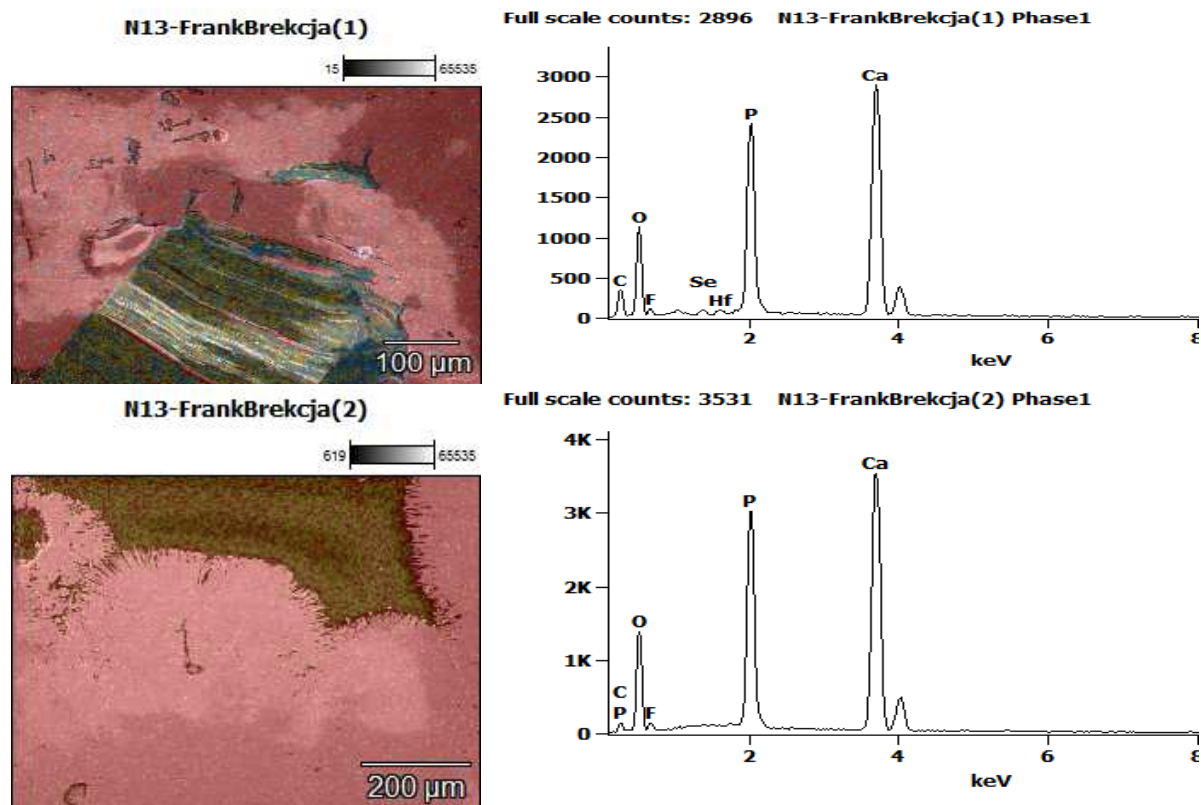


Ryc. 7. Mikrofotografie frankolitowej brekcji wykonane za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego (po lewej w świetle przechodzącym, po prawej odbitym).

15.4. Wyniki analiz w mikroobszarze

Badaniom w mikroobszarze poddano wszystkie typy skał. Spośród węglanów dominuje kalcyt z niewielkimi domieszkami magnezu oraz sodu. W niektórych próbkach pojawia się dolomit. Obok węglanów bardzo często pojawiają się apatyty. Najczęściej są to odmiany wapniowe lub z domieszka fluoru. Apatyty te pojawiają się zarówno w skałach węglanowych jak i pozostałych typach skał (np. w oliwinicie, ryc. 9). Osobną kwestią są frankolitowe brekcje, zbudowane głównie z fosforanów (ryc. 8). Ich skład chemiczny nie odbiega od zbadanych apatytów choć w tym wypadku przede wszystkim interesująca jest forma ich występowania (w postaci naskorupień, nacieków oraz sferul). Minerały te tworzą się w strefach rozłamowych, gdzie towarzyszą procesom zbrekcjowania, spajając fazy należące do skał otoczenia.

Węglanom i fosforanom towarzyszą inkluzje niobu, stwierdzone głównie w diopsydowym foscorycie oraz oliwinicie. Tworzy on nagromadzenia w zakresie od 15-40% wagowych. Prawdopodobnie jest to pirochlor (tab. 1).

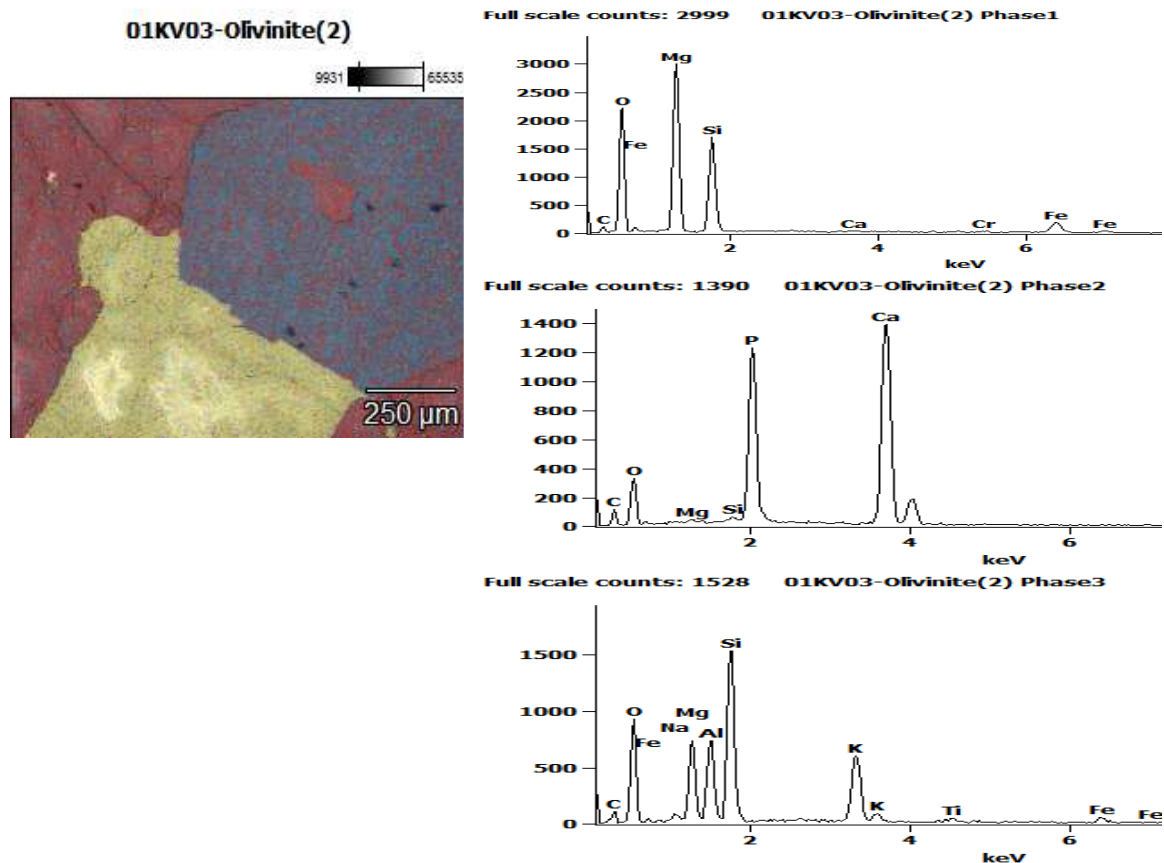


Ryc. 8. Analiza fazowa frankolitowej brekcji z widocznym frankolitem oraz jego widmem. Frankolitowi towarzyszy agregat flogopitowo-wermilulitowy (zaznaczony barwami: żółtą i niebieską).

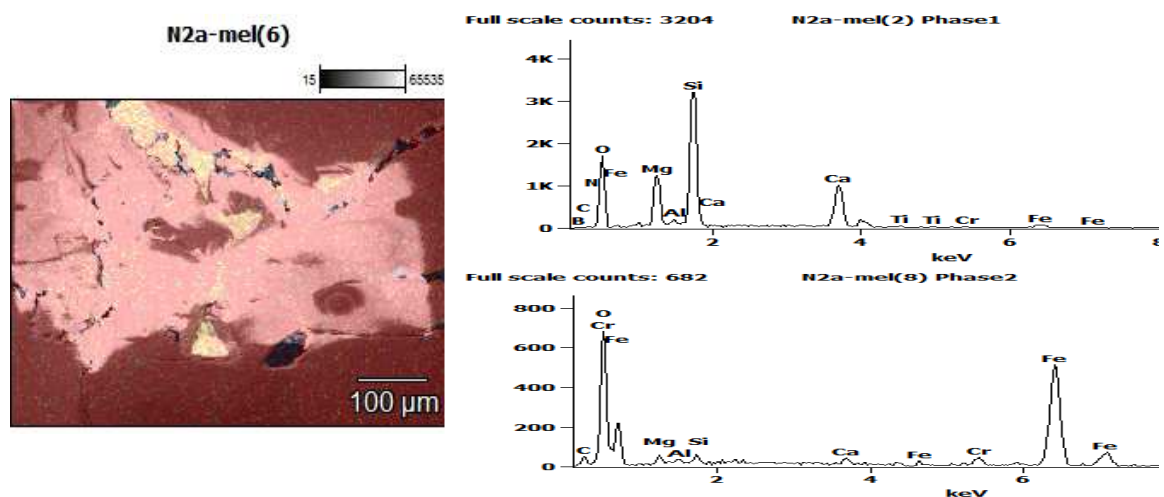
Tabela 1. Charakterystyka wystąpienia Nb w zbadanych próbkach za pomocą EDS.

Próbka	C	O	Ca	Nb
N08Kv03(1)_pt17	4,42	31,73	22,29	15,97
N08Kv03(1)_pt7	5,62	34,75	36,34	23,29
N08Kv03(1)_pt25	4,78	33,93	35,49	25,80
N08Kv03(1)_pt20	4,75	35,85	33,58	25,82
N08Kv03(1)_pt13	5,31	34,89	32,60	27,20
N08Kv03(1)_pt26	5,41	35,46	31,93	27,21
N08Kv03(1)_pt19	23,35	26,95	8,40	30,72
N09kv03(1)_pt57	4,26	25,89	33,84	40,96

Obok wyżej wymienionych minerałów najczęściej skałach spotyka się magnetyt. Mineral ten często współwystępuje z niewielkimi domieszkami tytanu. Oliwiny występują głównie w oliwinitch (choć znaleziono też oliwin w foscorycie). Zbadane oliwiny to głównie hialosyderyty i fajality, znacznie wzbogacone w jony żelaza. Szczególnie w oliwinicie oliwinom towarzyszą takie kryształy jak apatyt karbonatytowy oraz skalenie flogopit (ryc. 9).



Ryc. 9. Analiza fazowa oliwinitu z wykorzystaniem technologii EDS. Po prawej widoczne widma oliwinu, apatytu i flogopitu.

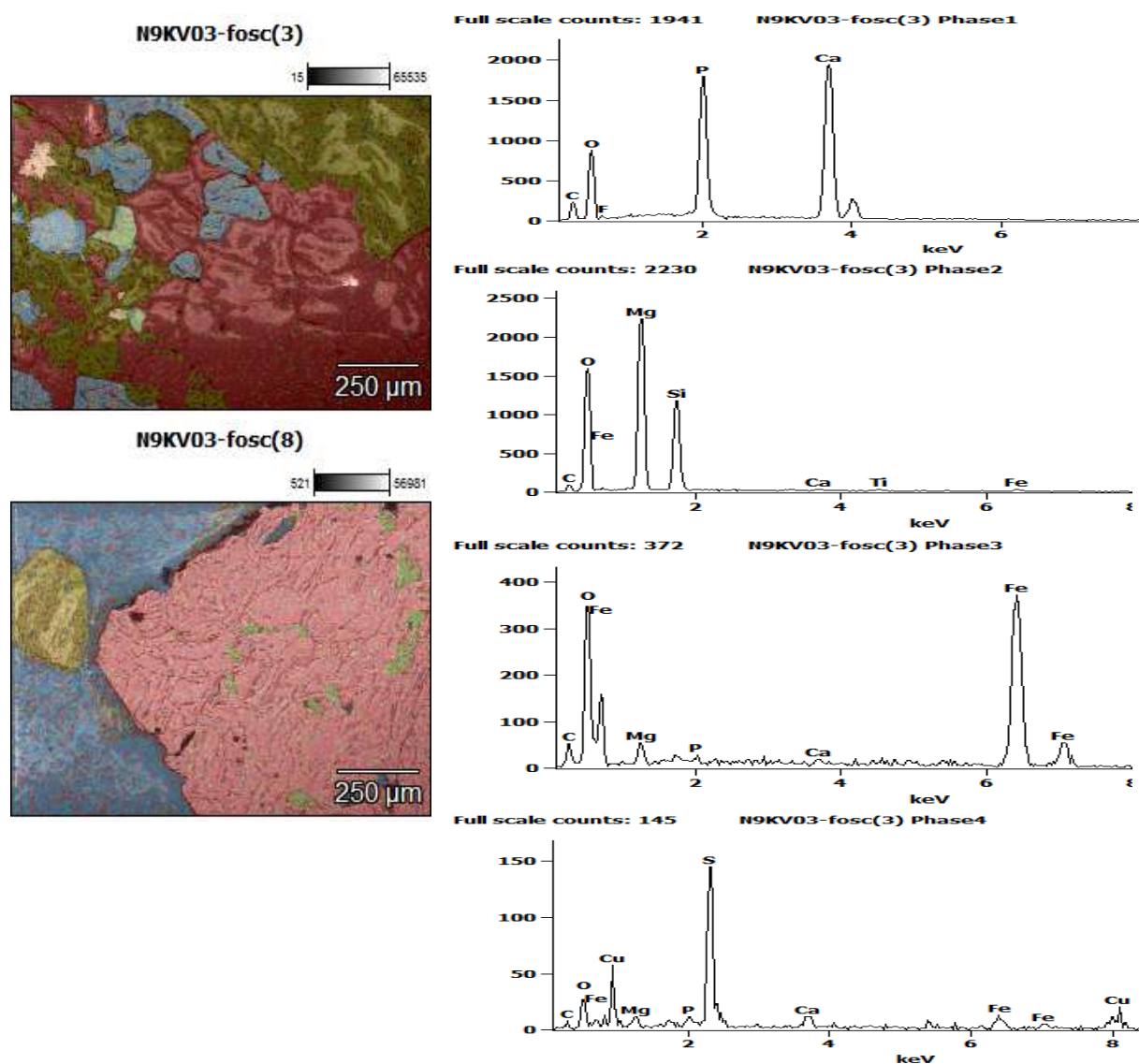


Ryc. 10. Analiza fazowa melilitytu z wykorzystaniem technologii EDS. Po prawej widoczne widma melilitu i magnetytu.

Obok oliwinów w skałach Kowdoru pojawiają się skalenie, reprezentowane głównie przez oligoklaz. Mineralów oliwinu i skaleni towarzyszą licznie pirokseny. Spotykane są zarówno w skałach ultrazasadowych (oliwinity, piroksenit) jak i w foskorytach. Z klinopiroksenów dominuje głównie bronzyt, oraz hipersten (znaleziony w oliwinicie,

współwystępując często z diopsydem. Obok diopsydu pojawia się też augit, szczególnie w skałach sjenitoidowych. W melilitach stwierdzono akermanit niekiedy z pewnym udziałem żelaza oraz magnetyt (ryc. 10).

Obok piroksenów powszechnie w omawianych skałach występują łuszczyki. Są to głównie flogopity a niekiedy też spotyka się biotyt. Niektóre flogopity ulegają wermikularyzacji (co jest widoczne nawet makroskopowo). Obok tych minerałów stosunkowo często występują cyrkonie. W Kovdorze związki Zr tworzą zarówno krzemiany jak i tlenki (baddelyt). W niektórych cyrkonach zanotowano niewielką domieszkę Hf. Minerałom femicznym towarzyszą związki arsenu, które występują stosunkowo licznie w foscorytach. W foscorytach w wyniku analiz w mikroobszarze zostały stwierdzone także licznie występujące magnetyt z domieszką tytanomagnetytu, a także apatyt a domieszką fluoru, diopsyd oraz siarczki w tym chalkopiryt (ryc. 11).

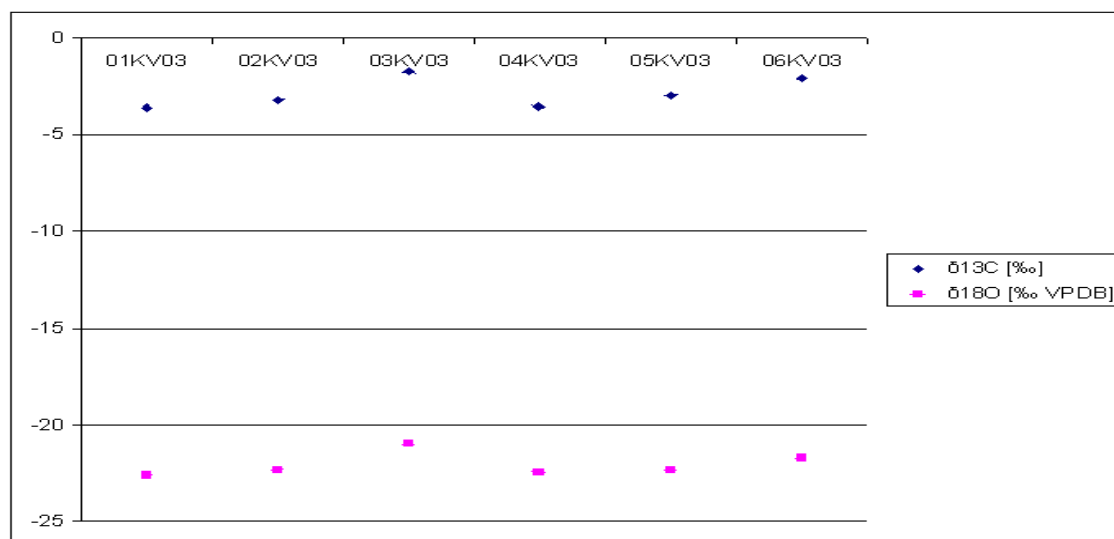


Ryc. 11. Analiza fazowa foscorytu z wykorzystaniem technologii EDS. Po prawej widoczne widma apatytu, magnetytu, diopsydu oraz chalkopiryty.

15.5. Wyniki analiz izotopowych węglanów

Zbadane zostały węglany z próbek głównie foskorytowych (ryc. 12). Są to głównie kalcyt i dolomit. Zbadane izotopy węgla $\delta^{13}\text{C}$ korespondują z ich pochodzeniem związanym z płaszczem Ziemi (Fritz, Fontes 1986).

Izotopy te wskazują dość zbliżone wartości. Najwyższe zostały odnotowane dla próbek 03KV03 i 06KV03 (dolomity), najniższe dla próbek 01KV03 i 04KV03 (kalcyt). Niewykluczone, iż pewne różnice izotopowe mogą wynikać z kontaminacji węgla w roztworach związanych już z procesami wtórnej krystalizacji (Huber, Lata 2015). Być może krystalizujący dolomit (próbki 03KV03 i 06KV03) powstał znacznie później niż kalcyt (próbki 01KV03, 02KV03, 04KV03, 05KV03). Podobnie wyglądają trendy w przypadku analiz izotopowych tlenu $\delta^{18}\text{O}$ z węglanów. Niskie wartości mogą mieć związek z meteorytycznymi fluidami, związanymi z wymianą jonową w trakcie reakcji $\text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}^- - \text{CO}_3^{2-}$ (Kyser, 1987, Fritz, Fontes 1986).



Ryc. 12. Wyniki analiz izotopowych węgla i tlenu z węglanów.

15.6. Wnioski

Zbadane skały Kowdoru wykazują dużą różnorodność. Są tam zarówno skały zasadowe (oliwiny, piroksenit), jak i karbonatyty. Powszechnie w skałach tych stwierdza się obecność piroksenów, minerałów rudnych, apatytu. Minerałami akcesorycznymi są magnetyt, flogopity, wermikulit, biotyt, cyrkon itp. Interesujące są stwierdzone domieszki mineralizacji Nb. Badania izotopowe wskazują na pochodzenie tych skał z głębokich struktur Ziemi a ich pochodzenie związane jest z oddziaływaniem stwierdzonej w tej części tarczy bałtyckiej plamy gorąca, która funkcjonując w paleozoiku przyczyniła się do szeregu intruzji karbonatytowych i alkalicznych w tym regionie (Kogarko et al. 2002 Huber, Lata 2015).

LITERATURA

1. Arzamastsev AA. 1995. Paleozoic plutonic complexes. In: Mitrofanov FP. Ed. Geology of the Kola Peninsula. pp. 85-103. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
2. Agaphonov LV, Chepurov AI, Lavrent'ev YG, Pokachalova OS. Regularly oriented inclusions in olivine from ultrabasites of Koriakiya. Geol. Geophys. 1974; 6, 49-60 (in Russ.).
3. Fritz P, Fontes J. 1986. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry: The Marine Environment B, Vol. 3, pp. 425. Elsevier.
4. Huber M, Hałas S, Sikorska M. Evolution of prehnite-albite-calcite veins in metamorphic rocks from the Lapland Granulite Belt (Kandalaksha region of Kola Peninsula). Geologija 2007; 57: 1-7.
5. Huber M, Lata L. 2015. Mineralogy and petrographic characteristic of carbonate samples from Kovdor (Kola Peninsula, North Russia). J. Biol. Earth Sci. 5(1): 49-58.
6. Homenko VM, Platonov AN, Krasnova NI. The optical properties of phlogopite of the Kovdor massif. Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geologicheskaya 1991; 12: 94-105 (In Russ.).
7. Kogarko LN, Ryabchikov ID. Differentiation of alkaline magmas rich in volatiles. Geochem. Int. 1969; 6, 2011-2021.
8. Ivanyuk GY, Yakovenchuk VN. 1997. Minerals of the Kovdor massif. Apatity, pp. 117.
9. Kramm U, Kogarko LN, Kononova VA, Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos 1993; 30: 33-44.
10. Mitrofanov FP. 1990. In: Balashov JA, Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula. RAN, Apatity.
11. Pozhilenko VI, Gavrilenko BV, Zhirov CV, Zhabin SV. 2002. Geology of mineral areas of the Murmansk Region. pp. 360. Apatity, Russian Academy of Science Publ.
12. Sulimov BI, Kolcova TP, Nechayev SA, Afanaseva NV, Dombrovskaya TP. 2000. Geological scheme of the Kovdor massif, Murmansk region, Russia. Kovdor Mine Publ.
13. Vasilieva VV, Matveev IV, Turchenko SI, Krasnova NI. Second life for phlogopite from Kovdor deposit. Proc. Russ. Mineral. Soc. (Annual Meeting, St. Petersburg), 2000; 48-50 (in Russ.).
14. Zaitsev AN, Bell K. Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of the source and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola Peninsula, Russia. Contrib. Mineral. Petrol. 1995; 121: 324-335.

PODSUMOWANIE

Niniejsza praca stanowi opracowanie mineralogiczno-petrograficzne skał alkalicznych z wybranych intruzji Półwyspu Kolskiego. Znajdujący się za kołem podbiegunowym, półwysep Kola stanowi północą część tarczy bałtyckiej a zarazem zaliczany jest do prowincji intruzji alkalicznych wschodnioeuropejskiego kratonu (EEC). Zarówno na półwyspie Kola jak i w sąsiednich regionach występuje stosunkowo duża liczba skał alkalicznych odsłaniających się w formie intruzji lub żył mineralnych w różnych często starych intruzjach proterozoiku. Badając intruzje proterozoiczne autor zaobserwował wiele procesów wtórnych związanych z asocjacją alkaliczno-karbonatytową. Wykazywały taki związek nie tylko obserwacje mikroskopowe, ale także analizy geochemiczne. Skłoniło to autora do zainteresowania się mniej więcej dziesięć razy młodszymi utworami znajdującymi się licznie w sąsiedztwie tych skał, w celu porównania różnych cech skał alkalicznych z widocznymi przejawami procesów dostrzeżonych w skałach proterozoiku. Tak zostały zapoczątkowane badania, których owocem jest niniejsze opracowanie, które stanowi zbiór autonomicznych rozdziałów poświęconych różnorodnej tematyce, które ogniskują się wokół problematyki opisu geologii i metrografii masywów alkalicznych Płw. Kolskiego a w szczególności Masywu Chibińskiego i Lowozierskiego. Masywy te, jako przejaw kontynentalnego magmatyzmu związanego z plamą gorącą stanowią interesujące z punktu widzenia geologii i geochemii a także wielu innych pokrewnych dziedzin odsłonięcia rzadkich skał noszących niezwykle mineralizację i liczne domieszki pierwiastków rzadkich. Możliwość obserwacji w terenie na powierzchni tych masywów stanowi unikatową okazję do zgłębiania się w geologię tak niezwykle masywów skał. Prace prowadzone od ponad stu lat w tym terenie przyczyniły się do powstania wielu opracowań w tym odkrycia dużej ilości minerałów, z których niektóre znajdują się tylko w obrębie tych opisanych powyżej masywów. Prowadzone przez autora prace w zakresie petrologii, mineralogii z użyciem badań w mikroobszarze we współpracy z rosyjskimi badaczami z Centrum Geologicznego RAN w Apatytach także przyczyniły się do wykazania pewnych nowych cech tych masywów. Przede wszystkim jeszcze podczas prac związanych z doktoratem autor wykazał związek genetyczny pewnych procesów wtórnych z oddziaływaniem plamy gorącej w tym rejonie, który był czytelny nie tylko w tych skałach, ale też w utworach proterozoicznej strefy kolizyjnej wykształconej w postaci Laplandzko-Kolwickskiego Pasa Granulitowego.

Niniejsza praca nie wyczerpuje tematyki związanej z tymi intruzjami, bowiem ich struktura jest w dalszym ciągu tematem otwartym, jednak wydaje się, iż istnieje potrzeba opisu geologii alkalicznych masywów również ze względu na ich niepowtarzalność i wyjątkowość.

Oddając do rąk czytelnika niniejszy monograficzny opis tych masywów autor ma nadzieję, iż czytelnik będzie mógł poznać ten wyjątkowy charakter tych masywów, które choć fizycznie znajdują się blisko 2500 km na północ, za kołem podbiegunowym, to być może przez lekturę tego opracowania staną się znacznie bliższe.

STRESZCZENIE

Niniejsza praca jest opracowaniem mineralogiczno-petrograficznym skał alkalicznych z wybranych intruzji półwyspu kolskiego, które w tym regionie są dość liczne ze względu na ich związek z występowaniem w tym rejonie plamy gorąca, aktywnej w późnym paleozoiku. Najważniejszymi intruzjami na Kola jest masyw Chibiński oraz bliźniacza do niego, nieco mniejsza intruzja Lowozierska. Są to utwory o charakterze centralnym wykazujące pewne prawidłowości w koncentryczności oraz warstwowaniu występowania w nich różnych typów skał oraz posiadające różne cechy związane z procesami tektoniki oraz petrogenезы tych masywów. Obok nich stosunkowo największe znaczenie posiada Intruzja Kovdor ze względu na występowanie tam skał karbonatytowych o charakterze złożowym zawierające rudy żelaza oraz wiele innych cennych rzadkich minerałów. Intruzje te zostały opisane w niniejszym opracowaniu. Autor podzielił pracę na dwie główne części:

I. dotycząca Masywu Chibińskiego,

II. związana z Masywem Lowozierskim,

oraz na końcu z uwagi na chęć przedłożenia opisu skał karbonatytowych - rozdział o Kovdorze. Każda z części posiada opis strukturalny gdzie uchwycono rzeźbę oraz jej uwarunkowania z podłożem i przyrodniczym otoczeniem, opis najważniejszych skał występujących w omawianych masywach w tym opis utworów żyłowych. Następnie wykonano mineralogiczny opis skupiając się na minerałach skałotwórczych oraz akcesorycznych. Wykonano też analizę w mikroobszarze a także uwzględniono analizy izotopów stabilnych głównie siarki z siarczków (Chibiny, Lovoziero) oraz tlenu i węgla z węglanów (Kovdor). Każdy z tych rozdziałów stanowi autonomiczny zamknięty opis związany z danym tematem uwzględnionym w tytule rozdziału. Całość pracy jest zatem zbiorem tych badań oraz wniosków wypływających z ich poszczególnych aspektów. Szczególnie interesujące wydają się być analizy geomorfologiczne ukazujące ścisły związek podłoża oraz jego wykształcenia ze sposobem rozcięcia erozyjnego tych masywów, badania petrograficzne w szczególności chibinitów oraz mikrosjenitów, melteigitów, lujwarytów i foskorytów z omawianych intruzji. Badania mineralogiczne pozwoliły stwierdzić rzadkie fazy minerałów oraz ich cechy szczególnie w obserwacjach płytek cienkich. Analizy w mikroobszarze wykazały mineralizację REE w szczególności pierwiastki grupy cerowej i zawartość Nb, Sr oraz wielu innych pierwiastków. Badania izotopowe były prowadzone przez autora po raz pierwszy w tym rejonie. Wypływające z tych badań konkluzje rzucają często nowe światło na dotychczasowe pojęcie rozwoju budowy geologicznej tego regionu. Ogólnie z przeprowadzonych dotychczas badań wynika konkluzja, iż teren ten jest bardzo niezwykły a intruzje Chibiński, Lowozierska i Kowdorska stanowią wyjątkowe w skali światowej odsłonięcia skał, które można obserwować na powierzchni Ziemi.

SUMMARY

This work is the mineralogical-petrographic alkaline rocks study of selected intrusion of the Kola Peninsula, which in this region are quite numerous due to their relationship with the occurrence in this region of hot spots, active in the late Paleozoic. The most important intrusions on Kola is the Khibina massif and the twin to it, slightly less Lovozero intrusion. These are the songs of a central display certain regularities in the concentricity and stratification occur there different types of rocks and having different characteristics associated with the processes of tectonics and pertogenezis of these massifs. In addition to these relatively greatest importance is the intrusion Kovdor due to the presence there of carbonate rocks nature reserve sites containing iron ore and many other valuable rare minerals. These intrusions are described in this paper. The author has divided the work into two main parts:

I. The Khibina Chibińskiego,

II. related to the Lovozero Massif,

and at the end Chapter of Kovdor (submit a description of carbonate rocks). Each part has a structural description where the sculpture was captured and its conditions with the ground and the natural environment, a description of the most important rocks that occur in these massifs including a description of core pieces. Next, a mineralogical description of focusing on rock-forming and accessory minerals. Also made of the microprobe analysis and analysis of stable isotopes included mainly sulphur from sulphides (Khibina, Lovozero) and oxygen with carbon from carbonates (Kovdor). Each of these chapters is an autonomous closed the description related to a topic included on the title of the chapter. The whole operation is, therefore, a collection of these tests and the findings of their individual aspects. Particularly interesting seem to be the geomorphological analysis showing the close relationship the ground and his education to the process of cutting erosion of these massifs, petrographic studies, and in particular khibinites, microsyenites, melteigites, luyavrites and phoscorites of these intrusions. Mineralogical studies helped determine the phase rare minerals and their features particularly in the observations of thin sections. Electron microprobe analysis has shown REE mineralization in particular cerium group elements and content of Nb, Sr, and many other elements. Isotopic studies were conducted by the author for the first time in this region. Stemming from the conclusions of these studies often sheds new light on the current concept development of the geological structure of the area. Overall, the studies to date due to the conclusion that the area is highly unusual Khibina, Lovozero and Kovdor intrusions provide a unique on a global scale rock outcrops that can be seen on the surface of the Earth.



Huber Miłosz, dr inż., pracownik Zakładu Geologii i Ochrony Litosfery, Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS. Zajmuje się badaniami geologicznymi (mineralogia i petrografia skał alkalicznych, krystalicznych tarczy bałtyckiej) a także opiekuje się skaningowym mikroskopem elektronowym Hitachi SU6600 z przystawkami EDS, EBSD, CL, które wykorzystywane są przez niego do prowadzenia szeregu analiz w mikroobszarze. Autor wielu opracowań z zakresu badań geologicznych, geochemicznych, mineralogicznych oraz zgłoszeń do Urzędu Patentowego RP. Zajmuje się także analizami stabilnych izotopów siarki, węgla i tlenu w procesach mineralogicznych.



ISBN 978-83-935724-5-8

