P. 3351/08

ZESZYTY
NAUKOWE
POLITECHNIKI
ŚLĄSKIEJ

Zdzisław ADAMCZYK

# EWOLUCJA WULKANIZMU KENOZOICZNEGO PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO (DOLNY ŚLĄSK) ORAZ JEJ WPŁYW NA CHARAKTER PETROGRAFICZNY I JAKOŚĆ SUROWCA BAZALTOWEGO

WYDAWNICTWO POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ

GLIWICE 2008

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
ZESZYTY NAUKOWE
Nr 1775

P. 3351/08

**Zdzisław ADAMCZYK**

# EWOLUCJA WULKANIZMU KENOZOICZNEGO PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO (DOLNY ŚLĄSK) ORAZ JEJ WPŁYW NA CHARAKTER PETROGRAFICZNY I JAKOŚĆ SUROWCA BAZALTOWEGO

GLIWICE 2008

*Opiniodawcy*
Dr hab. inż. Jan BROMOWICZ, prof. Akademii Górniczo-Hutniczej
Dr hab. inż. Andrzej ŁUSZCZKIEWICZ

*Kolegium redakcyjne*
REDAKTOR NACZELNY – Prof. dr hab. inż. Andrzej BUCHACZ
REDAKTOR DZIAŁU – Dr hab. inż. Piotr STRZAŁKOWSKI
Prof. nzw. w Politechnice Śląskiej
SEKRETARZ REDAKCJI – Mgr Elżbieta LEŚKO

**Wydano za zgodą**
**Rektora Politechniki Śląskiej**

PL ISSN 0372-9508

© Copyright by
Wydawnictwo Politechniki Śląskiej
Gliwice 2008

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, w tym również nie może być umieszczany ani rozpowszechniany w postaci cyfrowej zarówno w Internecie, jak i w sieciach lokalnych bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

P.39/09

# SPIS TREŚCI

**1. Wstęp i założenia pracy ..... 5**
**2. Historia badań ..... 7**
**3. Pozycja geologiczna bazaltoidów Pogórza Izerskiego na tle budowy geologicznej bloku karkonosko–izerskiego ..... 9**
**4. Budowa geologiczna złóż i wystąpień bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego ..... 11**
**5. Zasoby bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego oraz kierunki ich użytkowania ..... 19**
**6. Zakres i metodyka badań ..... 23**
**7. Charakterystyka petrograficzna bazaltoidów ..... 32**
7.1. Nefelinity ..... 32
7.2. Doleryty nefelinowe ..... 54
7.3. Tefryty ..... 57
7.4. Bazanity ..... 58
7.5. Skały piroklastyczne ..... 63
**8. Wskaźniki i dowody ewolucji wulkanizmu bazaltoidowego Przedgórza Rębiszowskiego ..... 69**
8.1. Wskaźniki geologiczne ..... 69
8.2. Wskaźniki chemiczne ..... 74
8.2.1. Główne składniki chemiczne ..... 75
8.2.2. Pierwiastki śladowe ..... 99
8.3. Wskaźniki mineralne ..... 105
8.3.1. Oliwin ..... 106
8.3.2. Augit ..... 114
8.3.3. Plagioklazy ..... 124
8.3.4. Nefelin ..... 126
8.3.5. Zeolity ..... 129
8.3.6. Biotyt ..... 136
8.3.7. Apatyt ..... 140
8.3.8. Minerały nieprzeźroczyste ..... 146
8.3.9. Szkliwo wulkaniczne ..... 150
8.4. Podsumowanie ..... 153
**9. Własności użytkowe bazaltoidów ..... 174**
9.1. Własności techniczne bazaltów i produkowanego kruszywa ..... 174
9.1.1. Nasiąkliwość ..... 174
9.1.2. Mrozoodporność ..... 179
9.1.3. Wytrzymałość na ściskanie ..... 184
9.1.4. Wytrzymałość na miażdżenie ..... 188
9.1.5. Ścieralność ..... 190
9.2. Ocena przydatności petrurgicznej bazaltów ..... 198
9.2.1. Własności termiczne ..... 198
9.2.2. Skład chemiczny ..... 205
9.2.3. Zdolność krystalizacyjna ..... 208
9.2.4. Lepkość ..... 210
9.3. Podsumowanie ..... 213
**10. Wpływ ewolucji wulkanizmu bazaltoidowego na jakość surowca ..... 214**
**11. Wnioski ..... 216**
**Literatura ..... 221**
**Streszczenie ..... 229**
**Mikrofotografie ..... 236**

# CONTENTS


**1. Introduction and assumptions ..... 5**
**2. History of researches ..... 7**
**3. Geological position of basaltoides from Pogórze Izerskie on a background of the karkonosze-izera block ..... 9**
**4. Geological setting of deposits and separately surface of basaltoides from Przedgórze Rębiszowskie ..... 11**
**5. Resources of basaltoides from Przedgórze Rębiszowskie and the possibilities of their application ..... 19**
**6. Scope and methodology of researches ..... 23**
**7. Petrography of basaltoides ..... 32**
7.1. Nephelinites ..... 32
7.2. Nepheline dolerites ..... 54
7.3. Tephrites ..... 57
7.4. Basanites ..... 58
7.5. Pyroclastic rocks ..... 63
**8. Indices and prooves of the basaltoides volcanism evolution on the Przedgórze Rębiszowskie ..... 69**
8.1. Geological indices ..... 69
8.2. Chemical indices ..... 74
8.2.1. Major chemical components ..... 75
8.2.2. Trace elements ..... 99
8.3. Mineral indeces ..... 105
8.3.1. Olivine ..... 106
8.3.2. Augite ..... 114
8.3.3. Plagioclase ..... 124
8.3.4. Nepheline ..... 126
8.3.5. Zeolites ..... 129
8.3.6. Biotite ..... 136
8.3.7. Apatite ..... 140
8.3.8. Opaque minerals ..... 146
8.3.9. Volcanic glass ..... 150
8.4. Summary ..... 153
**9. Usefulness properties of basaltoides ..... 174**
9.1. Technical properties of basalts and produced aggregate ..... 174
9.1.1. Absorbability ..... 174
9.1.2. Freeze resistance ..... 179
9.1.3. Compression strength ..... 184
9.1.4. Crush strength ..... 188
9.1.5. Grindability ..... 190
9.2. Evaluation of the usefulness of rock casting practice of basalts ..... 198
9.2.1. Thermal properties ..... 198
9.2.2. Chemical constitution ..... 205
9.2.3. Crystallization potential ..... 208
9.2.4. Viscosity ..... 210
9.3. Summary ..... 213
**10. Influence of evolution volcanism on the quality of the raw material ..... 214**
**11. Conclusions ..... 216**
**References ..... 221**
**Abstract ..... 232**
**Microphotographies ..... 236**




# 1. WSTĘP I ZAŁOŻENIA PRACY

Na Przedgórzu Rębiszowskim (Dolny Śląsk), należącym pod względem geologicznym do bloku karkonosko – izerskiego, znajduje się kilka kenozoicznych wylewów bazaltowych. Stanowią one w obszarze Rębiszowa charakterystyczne wystąpienia, a niektóre z nich tworzą złoża. Jakość kopaliny bazaltowej w poszczególnych złożach i ich poziomach głębokościowych, jest rozpoznana. To rozpoznanie, wykonane na etapie dokumentowania geologicznego złóż, jak wykazuje praktyka górnicza, często nie jest wystarczające. W udostępnianych i eksploatowanych partiach złóż jakość kopaliny odbiega często od określonej w dokumentacji geologicznej.

Bazalty tego obszaru stosowane są głównie do produkcji kruszyw łamanych, takich jak grys, kliniec, tłuczeń, mieszanki i niesorty, a także produkowany jest piasek bazaltowy. Kruszywa są stosowane w budownictwie drogowym i kolejowym, a piasek bazaltowy do produkcji betonu. Obniżenie jakości kopaliny w złożu nie zawsze pozwala na produkowanie jednorodnej, pod względem parametrów technicznych, partii kruszyw. W skrajnych przypadkach następuje gromadzenie na zwałach surowca o ograniczonej przydatności do produkcji kruszyw. Wiedza na temat zmienności jakości kopaliny w złożu umożliwiłaby selektywne składowanie urobku, dzięki czemu wzrośnie jakość produkowanych kruszyw oraz nastąpiłoby rozszerzenie możliwości użytkowania surowca bazaltowego, np. w petrurgii. Określenie zmienności parametrów technicznych kopaliny w złożu możliwe jest tylko w przypadku prześledzenia procesów geologicznych, kształtujących jej ostateczną jakość surowcową. Dla tych celów, jak się wydaje, najważniejsze jest rozpoznanie poszczególnych etapów ewolucji kenozoicznego wulkanizmu, które pozwoli prognozować jakość i przydatność surowca z poszczególnych złóż i ich partii.

Do rozpoznania ewolucji wulkanizmu posłużono się w pracy wskaźnikami i dowodami geologicznymi, chemicznymi i mineralnymi. Założono, że niektóre z zastosowanych wskaźników i dowodów mogą ujawnić związek ewolucji wulkanizmu z własnościami technicznymi i petrurgicznymi bazaltów (np. udział prakryształów, skład chemiczny). Dotychczas tego rodzaju badania nie były podejmowane.

Poznanie poszczególnych etapów ewolucji wulkanizmu na Przedgórzu Rębiszowskim pozwoli prognozować jakość kopaliny w złożach. Stworzy to możliwości optymalnej gospodarki złożami i uzyskiwanymi surowcami. Przestrzenne poznanie jakości kopaliny w złożach, opierając się na odtworzeniu rozwoju ewolucji magmy, procesów pomagmowych

oraz procesów ostatecznie kształtujących obecny stan jakości kopaliny w złożach, zapewnić może racjonalne wykorzystywanie zasobów złóż oraz wymaganą jakość surowca dla jego wielokierunkowego użytkowania. Wartości parametrów surowca bazaltowego zostały oznaczone na podstawie metodyki wg polskich norm i skonfrontowane z metodyką ich oznaczania wg norm europejskich.

Powyższe stwierdzenia i założenia wstępne pozwalają sformułować tezę naukową i główne cele.

Ewolucja wulkanizmu kenozoicznego Przedgórza Rębiszowskiego wywarła wpływ na utworzenie się różnych odmian bazaltoidów oraz ich zróżnicowaną jakość i przydatność surowcową. Ewolucja wulkanizmu w tym ujęciu rozumiana jest jako całokształt procesów od etapu generowania magmy, jej dyferencjacji i wznoszenia się ku powierzchni i wylewu, a także jako etap procesów pomagmowych, hipergenicznych, metamorfizmu kontaktowego i tektoniczny.

Główne cele:

1. poznanie przebiegu i produktów ewolucji wulkanizmu kenozoicznego w obszarze Przedgórza Rębiszowskiego,
2. uzyskanie naukowych podstaw do rozpoznania zmienności jakości kopaliny bazaltowej w złożu,
3. wykazanie przydatności niektórych bazaltów do innego wykorzystania niż produkcja kruszyw.

## 2. HISTORIA BADAŃ

Odkrycie złoża bazaltów w rejonie Rębiszowa i rozpoczęcie jego eksploatacji jest w chwili obecnej dość trudne do ustalenia z uwagi na zniszczenia w dokumentacji i innych materiałach piśmiennych, jakie zostały poczynione u schyłku II wojny światowej. W pierwszej, powojennej dokumentacji geologicznej (Nadybski 1956), wykonanej w celu udokumentowania złoża bazaltu w Rębiszowie w kategorii B i C1 (Łysa Góra), ustalono niektóre fakty dzięki informacjom uzyskanym od miejscowej ludności. Na podstawie tych danych stwierdza się cztery etapy eksploatacji bazaltoidów na Przedgórzu Rębiszowskim:

- II połowa XIX w. – 1915 r. – eksploatacja wschodniego zbocza wzgórza Kohleberg (obecna nazwa Łysa Góra),
- 1923 r. – 1952 r. – eksploatacja wzgórza Wickenstein (obecna nazwa Stary Łom),
- 1952 r. – do 2005 r. – eksploatacja Łysej Góry, zachodniej części zbocza,
- od 2005 r. – do teraz – eksploatacja złoża Kłopotno.

Jednakże pierwsze wzmianki na temat minerałów z rejonu Rębiszowa znajdujemy w pracy A. Kaluza (1818 – za Lis, Sylwestrzak 1986), dotyczącej wystąpienia ametystów, jednak nie precyzuje się w niej szczegółów. W tej samej pracy A. Kaluza wspomina o występowaniu nefelinu w bazalcie (dolerycie nefelinowym) z Góry Urwista w okolicach Rębiszowa. Bazalt ten opisywany był przez petrografów, którzy sygnalizują w nim obecność augitu, oliwinu, apatytu, natrolitu (Singer 1844, Fiedler 1863, Traube 1888, Schneider 1892, Hintze 1897, Berg 1928 – za Lis, Sylwestrzak 1986). Z tego samego bazaltu opisywany jest hialit (Fiedler 1863, Schneider 1892 – za Lis, Sylwestrzak 1986) oraz natrolit (Traube 1888, Hintze 1897, Schneider 1898, Berg 1928 – Lis, Sylwestrzak 1986). W latach 1921 – 1923 niemieccy geologowie (Berg, Ahrens 1926) sporządzili mapę geologiczną, która obejmowała również Rębiszów.

Należy jednak podkreślić, że eksploatowane złoża bazaltu do 1954 roku nie były rozwiercane, a jedynie głębiono pojedyncze szyby i szybiki w celach poszukiwawczo – rozpoznawczych. Od 1955 roku zagłębiono liczne szybiki i wykonano kilkanaście otworów wiertniczych w celu udokumentowania złoża oraz wykazania związków genetycznych pomiędzy poszczególnymi wystąpieniami bazaltoidów w najbliższym sąsiedztwie Łysej Góry.

W polskiej powojennej literaturze niewiele jest prac na temat bazaltoidów z Rębiszowa. Najczęściej bazaltoidy te wzmiankowane są przy okazji opisywania surowców

skalnych Dolnego Śląska (Kozłowski, Pawłowska 1967; Kapuściński, Pozzi 1984, 1985; Pozzi 1984; Kozłowski 1986; Kozłowski, Karwowski 1988; Gaweł, Sikora 1991; Budek, Gaweł, Sikora 1991, Adamczyk 1998). A. Nowakowski (1956) w pracy o skałach żyłowych Pogórza Izerskiego opisuje skład mineralny dolerytu nefelinowego z Góry Urwista, jednak nie podaje szczegółów. W pracy I. Kardymowicza (1967), dotyczącej enklaw w niektórych bazaltoidach Dolnego Śląska, opisywane są porwaki piaskowca z bazaltoidu w Rębiszowie, zawierające akcesoryczny magnetyt, kordieryt i hercynit. Na temat znaczenia petrologicznego enklaw w bazaltoidach piszą K. Kozłowski i Ł. Karwowski (1988) oraz W. Heflik i L. Natkaniec–Nowak (2004a) na przykładzie bazaltoidu z Rębiszowa. W pracy na temat topienia skaleni z ksenolitów występujących w bazalcie z Rębiszowa E. Słaby (1993) przypuszcza, że proces ten był sterowany dyfuzją. M. Hubicka-Ptasińska (1974) w bazalcie nefelinowym z Rębiszowa podaje charakterystykę tytanomagnetytu. Z. Adamczyk (1998) wstępnie scharakteryzował bazaltoid z Rębiszowa pod kątem możliwości jego przydatności, wykonując niektóre oznaczenia właściwości technicznych.

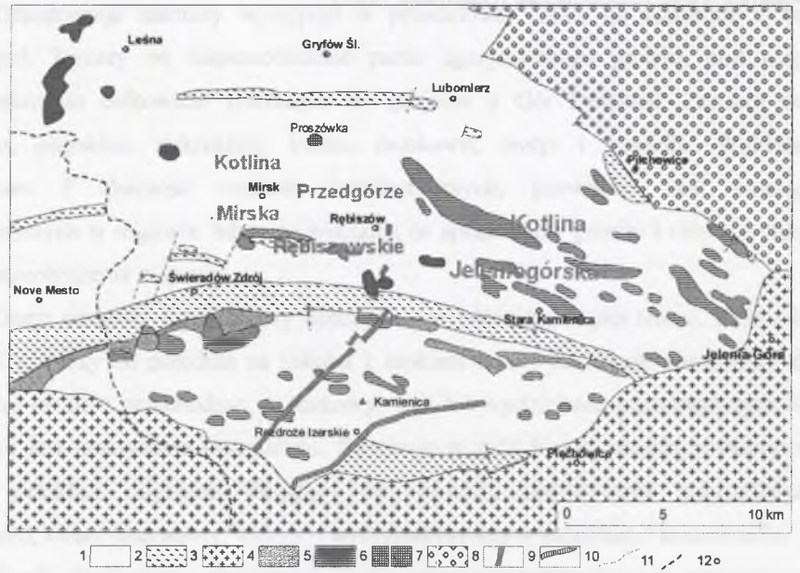
Złoże bazaltoidu w Rębiszowie było opisywane w ostatnim czasie w literaturze z uwagi na uwarunkowania eksploatacyjne i przeróbcze oraz możliwości pozyskania wysokiej jakości surowca dla drogownictwa i budownictwa, z uwzględnieniem aspektów ochrony środowiska (Frankiewicz i in. 1999, Grzybek, Kołak 1999). Z Adamczyk (2003) podaje szczegółową charakterystykę zeolitów występujących w bazalcie z Rębiszowa, wskazując po raz pierwszy na wystąpienie gobbinsytu w Polsce oraz nowej fazy, należącej do grupy zeolitów. Minerały z tej grupy opisywane są również przez W. Heflika i L. Natkaniec-Nowak (2004b) jako produkty mineralizacji i przeobrażeń bazaltoidów. Należy jednak zaznaczyć,iż wszystkie te opracowania dotyczyły czynnego wówczas kamieniołomu „Rębiszów" na Łysej Górze, tymczasem w jego rejonie obecnych jest jeszcze kilka innych wylewów bazaltoidów.

W latach 1997 – 2003 przeprowadzono wiele badań geofizycznych, które posłużyły do określenia zasięgu występowania bazaltoidu oraz prognozowania niektórych jego cech.

# 3. POZYCJA GEOLOGICZNA BAZALTOIDÓW POGÓRZA IZERSKIEGO NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ BLOKU KARKONOSKO–IZERSKIEGO

Budowa geologiczna Pogórza Izerskiego jest dobrze rozpoznana z uwagi na zainteresowanie geologów okruszcowanymi łupkami izerskimi Pasma Kamienieckiego. Historia badań sięga XVI w. (Wiszniewska 1984), a jak wskazują szczegółowe badania historyków, nawet XIII w. (Pol 1999).

Bazaltoidy rejonu Rębiszowa zlokalizowane są w obrębie bloku karkonosko-izerskiego, wchodząc w skład północnej, mezometamorficznej osłony karkonoskiego masywu granitoidowego (Stupnicka 1989) (rys. 1).




Rys. 1. Mapa geologiczna północnej okrywy granitu Karkonoszy w obrębie Przedgórza Rębiszowskiego (Smulikowski 1972 z modyfikacjami). Objaśnienia: 1- gnejsy jasne, 2- łupki łyszczykowo-chlorytowe, 3- granit Karkonoszy, 4- leukogranity, 5- granity, 6- bazaltoidy, 7- seria metamorficzna gór Kaczawskich, 8- skała żyłowa-mikrogranit, 9- kwarc izerski, 10- uskoki, 11- granica Państwa, 12- miejscowości

Fig. 1. Geological map of the northern cover deposits on Karkonosze granite extrusion in the region of Przedgórza Rębiszowskie (Smulikowski 1972, modified). Description: 1- bright gneiss, 2- mica-chlorite schists, 3- Karkonosze granite, 4- leucogranites, 5- granites, 6- basaltoides, 7- metamorphic series of the Kaczawskie Mountains range; 8- microgranite vein; 9- izera quarts, 10- fault, 11- the state borderline, 12- place

Osłonę tę stanowią kompleksy skalne wieku od prekambru do czwartorzędu, wykształcone w różnorodnych odmianach petrograficznych i tworzące skomplikowaną budowę geologiczną. Wyróżnia się tu serię suprakrustalną (okruszcowane łupki metamorficzne), serię infrakrustalną (różne odmiany gnejsów i granitów powstałych w wyniku złożonych procesów metamorfizacji) oraz skały magmowe. W metamorfiku izerskim spotykane są także amfibolity, skały kwarcowe, grejzeny, bazaltoidy, skały wapienno-krzemianowe, metabazyty oraz żyły: diorytów, porfirytów, lamprofirów i in.

Geneza i ewolucja bloku karkonosko-izerskiego jest skomplikowana, czego przejawem są liczne poglądy na ten temat (Borkowska 1966; Depciuch i in. 1971; Oberc 1970, 1972; Smulikowski 1972; Don 1984; Ciężkowski i in. 2003).

Ostatecznie opisywany blok kończy swój rozwój w czasie fazy laramijskiej oraz w neogenie, a w części północnej okrywy granitu karkonoskiego powstają liczne neki bazaltoidowe wieku mioceńskiego (Stupnicka 1989).

# 4. BUDOWA GEOLOGICZNA ZŁÓŻ I WYSTĄPIEŃ BAZALTOIDÓW PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO

Najstarszymi utworami tego terenu są łupki mikowe, datowane na prekambr, zlokalizowane w południowej części terenu, przylegające zgodnie do intrudowanych gnejsów od strony południowej (Nadybski 1956). Od północy oddziela je od gnejsów kotliny mirskiej uskok o równoleżnikowym przebiegu. Łupki mikowe na płaszczyznach oddzielności łupkowej posiadają licznie wykształcone drobne blaszki serycytu o jedwabistym połysku. Obecny jest kwarc w postaci ziaren o charakterze otoczaków oraz skalenie, sporadycznie występuje biotyt. Przypuszcza się, że pierwotną skałą były szarogłazy.

Gnejsy stanowią grupę kilku odmian: granitognejs ziarnisty, gnejs oczkowy i warstwowy oraz gnejs złupkowany.

Granitognejs ziarnisty występuje w południowej części na kontakcie z łupkami mikowymi. Tworzy on nieprzeobrażone partie zgnejsowanego granitu, pod względem petrograficznym całkowicie zbliżonym do gnejsów z Gór Izerskich. Zawiera skalenie (ortoklaz, oligoklaz, mikroklin), kwarc, muskowit, biotyt i turmalin. Wykształcenie składników i obecność struktur kataklastycznych, porwaków skał otaczających przeobrażonych w rogowce lidytowe wskazują na sprasowanie granitu i rozpoczynający się proces przeobrażenia w gnejsy.

Gnejs oczkowy i warstwowy obecny jest w północnej części terenu, buduje kotlinę mirską i graniczy od południa na uskoku z łupkiem mikowym. Gnejs warstwowy zwykle przeważa, lokalnie przechodząc w oczkowy, stąd też wydzielenie poszczególnych odmian w terenie jest praktycznie niemożliwe. Dominuje w nich biotyt (ulegający chlorytyzacji), skaleń (ortoklaz, oligoklaz ulegający serycytyzacji, sporadycznie mikroklinizacji i albityzacji), kwarc (pierwotny, wtórny – wykrystalizowany w próżniach i szczelinach).

Gnejs złupkowany charakteryzuje się silnym kataklastycznym zaangażowaniem, czego przejawem są zmielone w pył składniki. Skała przypomina łupek bogaty w skaleń i serycyt. Występuje on głównie w partiach gnejsu oczkowego i warstwowego na kontakcie z łupkiem mikowym, na południe od wylewu bazaltoidowego.

W opisywanym terenie, na północ od wystąpień bazaltoidów obecne są żyły kwarcowe o przebiegu zbliżonym do południkowego. Tego typu żyły licznie przecinają cały masyw granitowy Karkonoszy i gnejsów Gór Izerskich. Obecne są one w szczelinach,

stanowiąc ich wypełnienia. Podczas badań terenowych autora napotkano żyłę kwarcową zlokalizowaną na północ od Rębiszowa (rys. 1).

Neogen reprezentowany jest głównie przez utwory miocenu (Nadybski 1956). Należą do nich: piaski kwarcowe (z domieszkami mik) i utwory piaszczysto – ilaste. Na kontakcie utworów miocenu i prekambryjskich gnejsów następuje proces kaolinityzacji, szczególnie w partiach gnejsu bogatych w skalenie. Utwory te podścielają młodsze bazaltoidy i zachowały się przed erozją tylko dzięki obecności pokrywy bazaltoidowej. Stanowią je głównie iły o barwie czekoladowej, z licznymi blaszkami mik, odciskami flory, które należy zaliczyć do mioceńskiej formacji burowęglowej. Wśród tych iłów obecne są soczewkowate wkładki piasków i żwirów o barwie rdzawej, lokalnie silnie zailone.

Lokalnie występują w 0,60-metrowej warstwie osady, w obrębie której obserwowano zlustrowane płaszczyzny poślizgu z kryształami gipsu, iły popielate z niewielką domieszką mik, piasek rdzawy z otoczakami kwarcu, gnejsów i łupków oraz konkrecjami żelazistymi (Nadybski 1956). Obecny jest również duży płat silnie spieczonych iłów mioceńskich o żółtej i czarnej barwie, które najprawdopodobniej uległy metamorfozie termicznej na kontakcie z bazaltoidem.

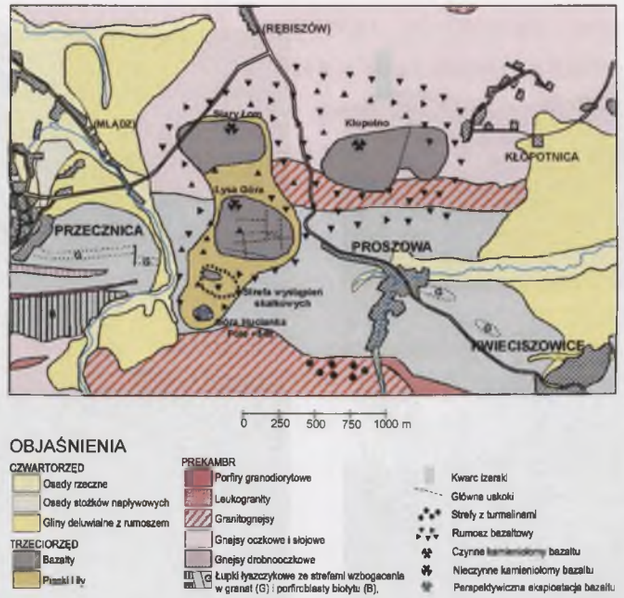
W rejonie Rębiszowa znajduje się kilka złóż bazaltoidów kenozoicznych (rys. 2): Łysa Góra, Stary Łom, Góra Hucianka (Pole +548), Kłopotno. Znajduje się również kilka wystąpień skałek bazaltoidowych pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka oraz pomiędzy Starym Łomem a drogą Gierczyn – Rębiszów.

***Łysa Góra***

Eksploatację bazaltoidu tworzącego Łysą Górę zakończono w 2005 roku (rys. 2). Bazaltoid ten jest wykształcony w postaci pokrywy o kształcie elipsy o przebiegu dłuższej osi w kierunku SE – NW. Występuje on w formie monolitu skalnego, tworzącego nieregularne olbrzymie bloki (środkowa partia złoża) oraz słupów (części peryferyjne złoża). Badania geofizyczne wskazywały (Majkowska, Farbisz 1997, 2000), że złoże posiada formę pokrywową bez wyraźnie zarysowanej części kominowej, a jedynie w partii środkowej istnieje możliwość występowania dajek bazaltoidowych, wskazujących prawdopodobne drogi erupcji lawy. Szczegółowe jednak obserwacje prowadzone podczas eksploatacji na Łysej Górze nie potwierdziły obecności dajek.

Obserwacje terenowe w kamieniołomie Łysa Góra wskazują, że partia środkowa pokrywy bazaltoidowej tworzy monolit bez oznak występowania ciosu. Natomiast w partiach brzeżnych obserwuje się cios termiczny, którego skutkiem jest płytkowa oddzielność. Taką



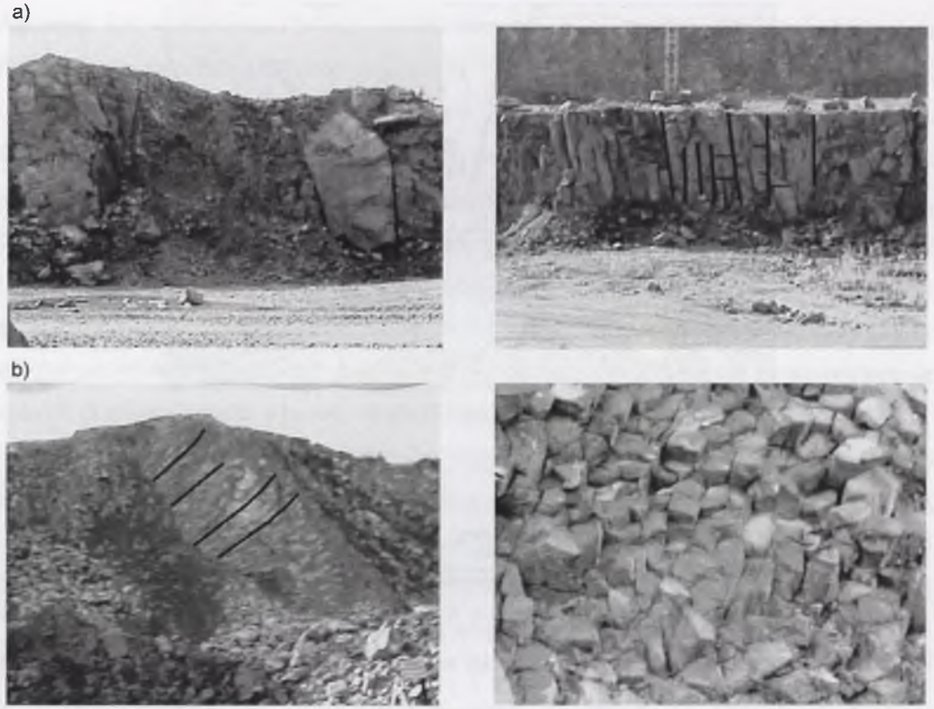



Rys. 2. Mapa geologiczna i występowanie bazaltoidów na Przedgórzu Rębiszowskim (Adamczyk, Derewecki 2004)

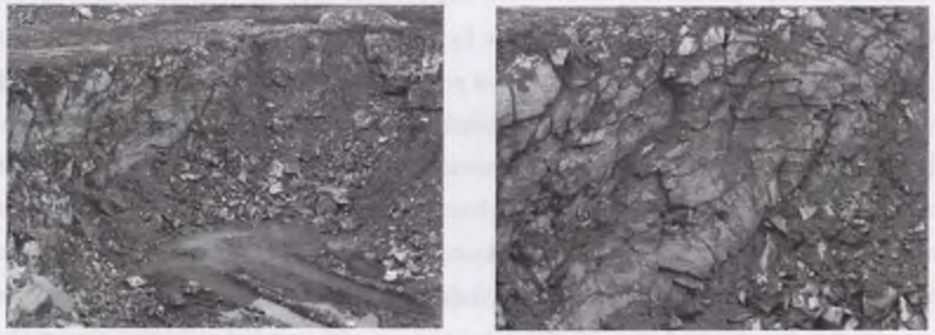
Fig. 2. Geological map of the Przedgórze Rębiszowskie region with the layout of basaltoid rocks (Adamczyk, Derewecki 2004)

oddzielność obserwowano również w niektórych miejscach przy spągu wyrobiska. Pomiędzy tymi dwoma partiami pokrywy wydzielić można strefę przejściową, w której występuje cios termiczny, którego przejawem jest obecność słupów o średnicy od kilkunastu centymetrów w partiach peryferyjnych (słupy powyginane ku górze) do 1,5 m w partiach sąsiadujących z monolitem (układ płaszczyzn ciosowych jest prawie pionowy). Dodatkowo słupy posiadają poprzeczne spękania (rys. 3a i b). Taki układ ciosu termicznego określany jest jako klasyczny (Kozłowski 1960). Wskazuje to na zróżnicowaną szybkość ochładzania się lawy: szybsze zastyganie w partiach brzeżnych, wolniejsze w partiach środkowych. W niektórych miejscach, w bezpośrednim sąsiedztwie z monolitem bazaltoidowym, obserwowano także słupy stopniowo wyginające się ku górze pod kątem do 80° (rys. 3b). Sugeruje to obecność co najmniej dwóch potoków lawowych. We wschodniej części wyrobiska obserwowano także cios kulisty (rys. 4). Wykształcenie ciosu jest typowym profilem struktur kontrakcyjnych w potokach bazaltu (Śliwa 1967, 1970).

Miąższość bazaltoidu waha się od 3,5 do 19,3 m. (średnia 8,0 m). Jest on pocięty dwoma systemami uskoków o generalnych kierunkach przebiegu E – W i SSE – NNW i zrzutach od kilku do ok. 12 m.




Rys. 3. Cios termiczny w potokach lawowych bazaltoidów Łysej Góry: a) monolit bazaltoidowy – I generacja potoków lawowych, b) słupy bazaltoidowe - II generacja potoków lawowych (fot. autor)
Fig. 3. Thermal cleavage on basaltoid lava creeks of the Łysa Góra: a) basaltoid monolith rock - I generation of lava creeks, b) basaltoid pillars - II generation of lava creeks (phot. author)

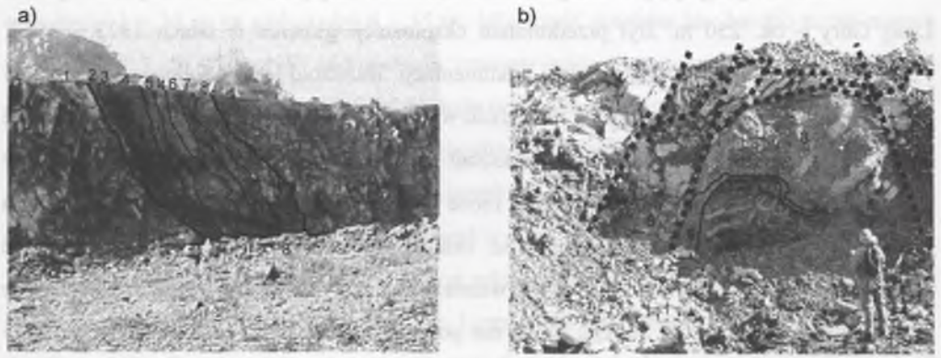


Rys. 4. Cios kulisty w bazaltoidach Łysej Góry (fot. autor)
Fig. 4. Spherical cleavage in the basaltoides of the Łysa Góra (phot. author)

Jest to przyczyną zróżnicowania miąższości pokrywy bazaltoidowej (Majkowska, Farbisz 1997). Szerokość szczelin uskokowych waha się od kilku centymetrów do 8 m, często ku spągowej części rozszerzają się. Szczeliny wypełnione są materiałem ilastym o



zróżnicowanym zabarwieniu – od jasnoszarego, seledynowego, zielonego, brunatno-czekoladowego do czarnego (rys. 5a i b). Lokalnie wraz z materiałem ilastym współwystępują strefy z materiałem piroklastycznym, który stanowią wyłącznie lapille silnie zwietrzałego bazaltoidu o średnicy 3 – 50 mm, a na kontakcie z monolitem obecna jest strefa rumoszu bazaltoidowego.




Rys. 5. Wypełnienia szczelin uskokowych w bazaltoidach Łysej Góry (fot. autor). Objaśnienia: 1- monolit bazaltoidowy, 2- ił rudy, 3- ił jasnoseledynowy, 4- ił brunatno-czekoladowy do czarnego, 5- strefa bloczków bazaltoidowych w ciemnobrunatnym ile, 6- lapille, tufy i tufity, 7- ił zielony, 8- rumosz bazaltoidowy
Fig. 5. Infillings of tectonic fault cracks in the basaltoides of the Łysa Góra (phot. author). Description: 1- basaltoidic monolith rock, 2- red clay, 3- light-seladony clay, 4- chocolate brown-to-black colour clay, 5- zone containing basaltoidic blocks among dark brown clay, 6- volcanic lapille, tuffs and tuffites, 7- green clay, 8- basaltoidic rubble

Morfologia spągu pokrywy bazaltoidu jest bardzo zróżnicowana, co wynika z pierwotnego ukształtowania powierzchni podścielających utworów ilastych oraz późniejszej tektoniki. W trakcie końcowych prac eksploatacyjnych, po odsłonięciu partii brzeżnych złoża, zauważono, że występujące w podłożu cienkie warstwy iłów jasnoszarych, seledynowych i brunatno-czekoladowych są silnie powyginane, tworząc uławicenie zaburzone nierozrodrobnione. Takie struktury charakterystyczne są dla deformacji postsedymentacyjnych (Gradziński i in. 1986). W rozważanym przypadku powstały one prawdopodobnie w wyniku grawitacyjnego ruchu masowego pokrywy bazaltoidowej po niezlityfikowanym podłożu ilastym, który wywołany był jego upłynnieniem. Podłoże pokrywy bazaltoidowej tworzą fałdy deformacyjne ze skomplikowanymi drobnymi antyklinami i synklinami.

Tworzeniu się tak złożonego systemu zdeformowanych warstw sprzyjało sztywne podłoże gnejsów izerskich pod nieskonsolidowanymi iłami. W ten sposób doszło

prawdopodobnie do oderwania i przesunięcia pokrywy bazaltoidowej tworzącej Łysą Górę od strefy kominowej. Wydaje się, że strefa kominowa tej pokrywy znajdowała się na Górze Hucianka. Wskazuje na to kierunek osi zachowanych fałdów.

***Stary Łom***

Bazaltoid występujący w Starym Łomie zlokalizowany jest w kierunku północnym od Łysej Góry – ok. 250 m. Był przedmiotem eksploatacji głównie w latach 1923 – 1952. Praktycznie złoże to nie posiada żadnej dokumentacji. Bazaltoid jest podobnie wykształcony jak na Łysej Górze, przy czym jego miąższość waha się tu od 20 do 25 m. Złoże ma postać czopu, który rozszerza się ku górze na kształt leja (dane poniemieckie), stąd też należy przypuszczać, że w rejonie Starego Łomu może występować strefa kominowa. W kierunku północnym – na Łysą Górę – bazaltoid całkowicie zanika. Prowadzone rozpoznanie geologiczne złoża Łysej Góry licznymi wierceniami i wykonanymi szybikami wskazuje jednoznacznie, że bazaltoid Starego Łomu nie posiada połączenia z bazaltoidem Łysej Góry (Nadybski 1956).

Należy jednak zaznaczyć, że obserwacje terenowe są bardzo utrudnione z uwagi na występowanie w wyrobisku poeksploatacyjnym silnego dopływu wód, w tym odprowadzanych wód z wyrobiska Łysej Góry. Wraz z wodami z wyrobiska z Łysej Góry odprowadzane są w zawiesinie również gleba, nadkład i przerosty złożowe (materiał ze szczelin uskokowych). Skutkiem tego całe wyrobisko jest pod wodą (głębokość do kilkunastu metrów). Nie mniej jednak prowadzone rozpoznanie pozwoliło na stwierdzenie w zachodniej części grubych, pionowych słupów bazaltoidowych, które wskazywać mogą na bliskość strefy korzeniowej. Nad nimi, podobnie jak na Łysej Górze, występują słupy cienkie. Wskazuje to na dwa różne wylewy nakładające się na siebie. W zachodniej partii Starego Łomu bazaltoid osiąga miąższość nawet powyżej 40 m (wierceniami nie stwierdzono jego spągu).

***Góra Hucianka (Pole +548)***

Bazaltoid Góry Hucianka (Pole +548) traktowany jest jako pole rezerwowe dla poszerzenia bazy zasobowej kopalni. Tworzy kopulaste wzniesienie o stromych stokach. Złoże bazaltoidu zlokalizowane jest ok. 600 m na południe od granic złoża na Łysej Górze. Bazaltoid ten występuje w postaci dwóch potoków lawowych i prawdopodobnie komina wulkanicznego. Partia brzeżna wylewu układa się równolegle do powierzchni skał sąsiadujących i nie wykazuje obecności słupów bazaltoidowych. Bazaltoid w tej partii



posiada charakterystyczną płytkową oddzielność. Według dokumentacji geologicznych (1974 i 2000) w partii środkowej obserwuje się szczytową część słupów bazaltoidowych. Część kominowa, zlokalizowana w środkowej części Góry Hucianka, ma szerokość 60 – 100 m. Odchodzący od komina potok lawowy w kierunku zachodnim ma długość od 40 do 140 m, potok odchodzący w kierunku wschodnim ok. 65 m. Jak wskazują badania geofizyczne (Majkowska 1999), w kierunku północnym i wschodnim odchodzi żyła bazaltoidowa o grubości 3 – 10 m na głębokości 4 – 15 m. Miąższość potoków jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 3 do 21 m. W archiwalnym otworze wykonanym w tym rejonie (1974 r.) stwierdzono pod bazaltoidem tufy i tufobrekcje oraz neogeńskie utwory ilaste. W zachodniej części potoku lawowego bezpośrednio pod bazaltoidem występują gnejsy izerskie.

Bazaltoid pocięty jest uskokami o kierunku S – N i SWW – NEE o zrzucie ok. 6 m (w NW części złoża maksymalny zrzut – 31 m).

Prowadzone prace geofizyczne w tym rejonie nie wykluczały możliwości połączenia bazaltoidu z Góry Hucianka z bazaltoidem Łysej Góry (Farbisz, Mżyk 1999; Majkowska, Farbisz 1999). Przemawiały za tym również liczne wystąpienia skałek bazaltoidowych pomiędzy tymi dwoma złożami, układających się w liniach o kierunku SEE – NWW. Wykonany jednak przez PPU „PRI-BAZALT" SA w roku 2000 otwór badawczy jednoznacznie wykluczył możliwość połączenia bazaltoidu Góry Hucianka z bazaltoidem z Łysej Góry szeroką pokrywą. Natomiast nie kwestionuje to istnienia wąskiego połączenia, sugerowanego w badaniach geofizycznych realizowanych przez Oddział Dolnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1979 – 82, pod kątem możliwości i perspektyw występowania zwietrzelin bazaltoidowych na Dolnym Śląsku (za Dokumentacją Geologiczną 2000).

Wydaje się jednak, że rejon Góry Hucianka jest macierzystym obszarem dla pokrywy bazaltoidowej z Łysej Góry. Może na to wskazywać urwisty charakter samego szczytu Góry Hucianka, a także występujące na kierunku ku Łysej Górze samotne skałki, nie posiadające łączności ani z Łysą Górą ani z Górą Hucianka.

***Kłopotno***

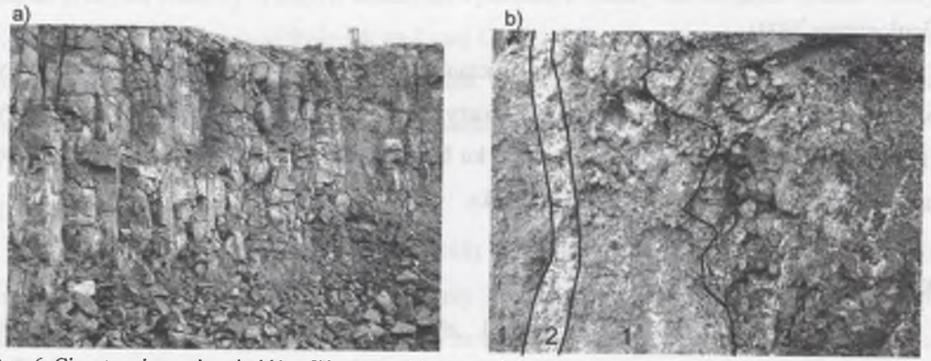
Złoże obejmuje wzgórze Wygorzel, zlokalizowane na wschód od Łysej Góry. Bazaltoid tego złoża jest dość dobrze rozpoznany, gdyż planowano jego eksploatację od kilku lat. W kwietniu 2005 r. wykonano zdjęcie nadkładu i podjęto prace przygotowawcze.

Złoże ma postać wylewu bazaltoidowego o długości około 900 m, rozciągającego się wzdłuż kierunku W–E. W zachodniej części znajduje się strefa kominowa o szerokości 40 –

80 m, od której odchodzą dwa potoki lawowe. Pierwszy z nich, o długości około 550 m odchodzi w kierunku E, drugi o długości ok. 150 m w kierunku W. Wylew tworzy nierówną pokrywę o zmiennej miąższości, od 2,8 m w brzeżnej do 29,5 m w szczytowej partii wzgórza Wygorzel (średnio 10,7 m). Obserwacje wyrobisk powstałych w wyniku podjętej eksploatacji wskazują, podobnie jak w złożu z Łysej Góry, że w częściach peryferyjnych słupy bazaltoidowe mają małą grubość (do ok. 0,10 m), a ku środkowi złoża ich grubość wzrasta (nawet do 1,20 m). Słupy bazaltoidowe posiadają prawie pionowy układ płaszczyzn ciosowych (rys. 6a). Szczeliny ciosowe często wypełnione są zeolitami, tworzącymi białe lub żółtawe żyłki, silnie przylegające do bazaltoidu. Do tej pory eksploatacja nie udostępniła jeszcze strefy kominowej, stąd też trudno określić, jak ukształtował się cios w tej części złoża.

W bazaltoidzie wyróżniono dwa systemy uskoków o kierunkach N – S i SW – NE. Wylew w środkowej części obcięty jest uskokiem o kierunku SW – NE, powodującym zwężenie pokrywy z ok. 250 do ok. 60 m. Zrzuty uskoków wahają się od 3 do 13 m. W partiach peryferyjnych szczeliny uskokowe w spągowej części wylewu rozszerzają się do ok. 1 m i w tych miejscach wypełniają je utwory ilaste, które nie przypominają utworów ilastych podłoża obserwowanych na Łysej Górze (rys. 6b).

W podłożu pokrywy występuje zwietrzelina granitognejsów izerskich z fragmentami utworów tufogenicznych oraz granitognejsy o różnym stopniu zwietrzenia i spękania. Tufy występujące w podłożu, stwierdzone w kilku otworach rozpoznawczych, są barwy szarożółtej, niekiedy brunatnej. W nadkładzie, o miąższości od 1,3 do 7,0 m, występuje zwietrzały bazaltoid, oraz plejstoceńska glina piaszczysta.




Rys. 6. Cios termiczny bazaltoidów Kłopotna (a) oraz fragment wypełnienia szczeliny uskokowej (b). Objaśnienia: 1- ilaste wypełnienie barwy szarej z odcieniem zielonkawym, 2- żyłka ilasta barwy białej, 3- bazaltoid (fot. autor)

Fig. 6. Thermal cleavage in the Kłopotno basaltoides (a) and a part of infilling in a tectonic fault crack (b). Description: 1- clayey deposits of grey and greenish colour, 2- a vein filled with white clay, 3- basaltoid (phot. author)



# 5. ZASOBY BAZALTOIDÓW PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO ORAZ KIERUNKI ICH UŻYTKOWANIA

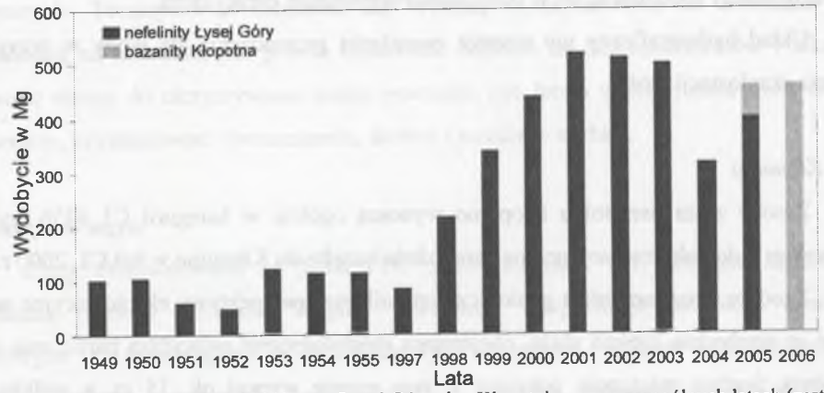
***Zasoby i eksploatacja bazaltoidów na Przedgórzu Rębiszowskim***

Obecnie eksploatację bazaltu oraz produkcję kruszyw w rejonie Rębiszowa prowadzi PPU „PRI-BAZALT" SA z siedzibą w Rębiszowie.

Zasoby złóż bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, tj. Łysej Góry, Kłopotna i Pola +548 (Góra Hucianka), zostały oszacowane w odpowiednich dokumentacjach, gdzie określono również sposoby eksploatacji. Brak natomiast jakichkolwiek danych dotyczących Starego Łomu. Pozostałe wystąpienia bazaltoidów nie tworzą złóż, stąd nie mają znaczenia przemysłowego.

*Złoże Rębiszów – Łysa Góra*

Zasoby złoża określono w 1990 r. na poziomie ok. 5,7 mln Mg. Wydobycie bazaltoidów w latach pięćdziesiątych XX w. kształtowało się na poziomie 40 – 120 tys. Mg/rok (rys. 7). Koniec lat dziewięćdziesiątych i początek nowego tysiąclecia, to wzrastające wydobycie bazaltoidów do ok. 500 tys. Mg/rok. Taki wzrost wydobycia podyktowany jest potrzebami rynkowymi tego surowca, szczególnie w budownictwie drogowym. Potrzeby te wynikają w głównej mierze z aktualnie realizowanego planu rozwoju sieci autostrad w Polsce (Nadolski, Jasiński 1995; Karwacki 1992).




Rys. 7. Wielkość wydobycia bazaltoidów na Łysej Górze i w Kłopotnie w poszczególnych latach (zestawiono na podstawie Nadybski 1956, Przeniosło 1997, Bolewski i in. 2000, informacje uzyskane od właściciela kamieniołomu)

Fig. 7. The output of basaltoides in the Łysa Góra and Kłopotno sites in defined years (accd. to Nadybski 1956, Przeniosło 1997, Bolewski et al. 2000 and the data obtained from the quarry owner)

Po zakończeniu eksploatacji, na najniższym poziomie w spągu i na skarpach, odsłoniły się utwory ilaste podłoża, które lokalnie są wyciskane na kontakcie z bazaltoidem, tworząc niewielkie wały.

Złoże nie było zawodnione, a jedyne wody dopływające do wyrobiska w niewielkich ilościach pochodzą z opadów atmosferycznych. Grawitacyjnie spływają one do rząpia, a następnie pompowane do nieczynnego wyrobiska Stary Łom. Jedynym zagrożeniem możliwym do wystąpienia mogły być lokalne obsuwy mas skalnych do wyrobiska w okresie opadów lub roztopów wiosenno-jesiennych, wynikające z obecności w spągu złoża utworów ilastych lub w szczelinach pomiędzy słupami uskokowymi.

W 2005 roku zakończono eksploatację bazaltoidu, a wyrobisko na Łysej Górze zostało zamknięte i jest stopniowo rekultywowane.

*Złoże – Pole +548 (Góra Hucianka)*

Zasoby surowca bazaltoidowego oszacowano na poziomie ok. 2616 tys. Mg w kategorii C1 (dokumentacja geologiczna 1974 i 2000). Jak wskazują wyniki badań geofizycznych, jakość surowca może pogorszyć się we wschodniej części złoża.

Występowanie bazaltoidu i morfologia terenu stwarzają korzystne warunki do eksploatacji złoża kamieniołomem stokowym, a wydobycie może być prowadzone kilkoma poziomami. Najlepsze warunki do eksploatacji (miąższość, nadkład) występują w strefie kominowej oraz w południowej części złoża. Natomiast pogorszenia warunków eksploatacyjnych (wzrost miąższości nadkładu, obecność przerostów materiału ilastego lub tufowego) należy spodziewać się w południowo-wschodniej części złoża.

Układ hydrograficzny nie stwarza zagrożenia gromadzenia się wody w przypadku podjęcia eksploatacji złoża.

*Złoże Kłopotno*

Zasoby złoża bazaltoidu Kłopotno wynoszą ogółem w kategorii C1 4758 tys. Mg (Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża bazaltoidu Kłopotno w kat.C1, 2000 r.).

Zgodnie z rozpoznaniem geologicznym najlepsze perspektywy eksploatacyjne należy wiązać ze wschodnią częścią złoża, obejmującą morfologicznie najwyższą partię oraz część zachodnią. Średnia miąższość pokrywy w tym rejonie wynosi ok. 15 m, a nadkład nie przekracza 4 m. Równocześnie przewiduje się jednolity front eksploatacji z uwagi na niewielkie zróżnicowanie wysokościowe gnejsowego podłoża. Jakość surowca może pogorszyć się w strefach przyuskokowych.



Eksploatację podjęto w 2005 roku i dotychczas nie wystąpiły zagrożenia wodne w wyrobisku. Roczna wielkość wydobycia surowca bazaltoidowego, już na etapie wstępnych prac, będzie wynosić ok. 500 tys. Mg (rys. 7).

***Kierunki użytkowania***

Bazaltoidy, ze względu na swe właściwości techniczne, są surowcem znajdującym szerokie zastosowanie w różnych dziedzinach przemysłu. W stanie surowym używa się je w budownictwie, po przetopieniu są surowcem do produkcji wełny mineralnej i leizny skalnej.

Główne zastosowanie bazaltoidy znajdują w budownictwie inżynierskim wodnym i lądowym oraz komunikacyjnym. Wykorzystuje się je do produkcji elementów budowlanych, murowych budowli inżynierskich, elementów drogowych (kostka brukowa), jako kruszywa kolejowe i drogowe, oraz jako kruszywa do betonów. Zastosowanie surowca do określonych celów wynika z jego własności, w głównej mierze takich, jak wytrzymałość mechaniczna na ściskanie, nasiąkliwość i mrozoodporność.

Stosowanie bazaltoidów jako surowców do produkcji wełny mineralnej lub leizny skalnej jest możliwe, gdy spełniają one odpowiednie wymagania, w szczególności w zakresie temperatury i interwału topienia, lepkości stopu oraz zdolności krystalizacyjnych (Stoch, Wyszomirski 1977). Przyjmuje się, że własności lejne najlepiej charakteryzuje lepkość stopu w temperaturze 1250°C (temperatura odlewania wyrobu). Leizna skalna to tworzywo otrzymywane przez topienie skał. W wyniku kontrolowanej krystalizacji stopu uzyskuje się materiał o pewnych własnościach przewyższających własności żeliwa, szkła i metali kolorowych. Tworzywo to odznacza się wysoką wytrzymałością na ściskanie, dużą odpornością na ścieranie, jest prawie całkowicie odporne na działanie kwasów i alkaliów. Surowiec skalny do otrzymywania leizny powinien być łatwo topliwy, mieć małą lepkość odlewniczą, krystalizować równomiernie, drobno i możliwie szybko.

***Produkcja kruszyw***

Złoża eksploatowane są przez PPU „PRI-BAZALT" SA, urabiane są techniką strzelniczą (metoda strzelania długimi otworami). Eksploatacja przebiega systemem ścianowym z równoległym i wachlarzowym postępem frontów eksploatacyjnych. Urobek ładowany jest koparką na samochody – wozidła, transportujące go do zakładu przeróbczego. Przeróbczy układ technologiczny w PPU „PRI-BAZALT" SA składa się z dwóch niezależnych węzłów, tj. kruszenia wstępnego i kruszenia wtórnego w grysowni. Przeróbka mechaniczna realizowana jest na mokro i jest wysoce zautomatyzowana.

Produkcja określonego asortymentu bazaltoidowego jest realizowana w zakładzie przeróbczym, zlokalizowanym w rejonie Łysej Góry.

Z bazaltoidu w różnym okresie czasu produkowano kruszywa łamane, takie jak: grys, kliniec, tłuczeń, mieszanki i niesorty na potrzeby budownictwa drogowego i stosowanego do nawierzchni kolejowych. W roku 2000 wzbogacono ofertę o piasek bazaltowy, stosowany głównie w budownictwie jako kruszywo do betonów.

# 6. ZAKRES I METODYKA BADAŃ

***Opróbowanie***

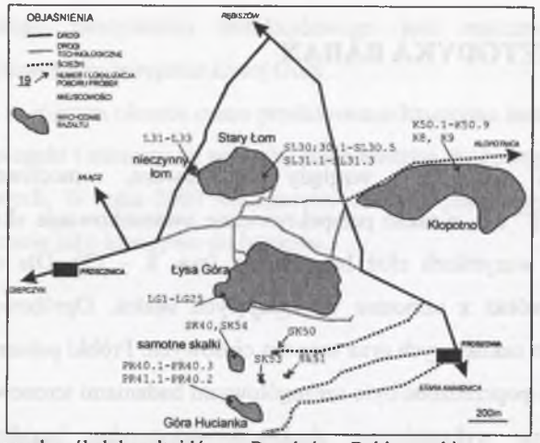
Mając na uwadze względy poznawcze, możliwości produkcyjne PPU „PRI-BAZALT" SA, a także perspektywiczne uwarunkowania eksploatacyjne zostały pobrane próbki ze wszystkich złóż bazaltoidów (rys. 8 – 12). Dla celów poznawczych pobrano również próbki z samotnie występujących skałek. Opróbowaniem objęto także wypełnienia szczelin uskokowych oraz szczelin ciosowych. Próbki pobierano w latach 1996 – 2005 i każdorazowo poprzedzone było szczegółowymi badaniami terenowymi.

Z uwagi na wykształcenie strukturalno-teksturalne bazaltoidów w złożach, wyróżniono dwa ich typy, tj. typ A – bazaltoid świeży i typ B – bazaltoid przeobrażony. Bazaltoidy wystąpień skałkowych to typ A. Opróbowano wszystkie złoża i wystąpienia bazaltoidów wg ich odmian petrograficznych na Przedgórzu Rębiszowskim, według ich zróżnicowania strukturalno-teksturalnego z uwzględnieniem możliwości wykazania zmienności składu mineralogicznego i chemicznego oraz jakości kopaliny.

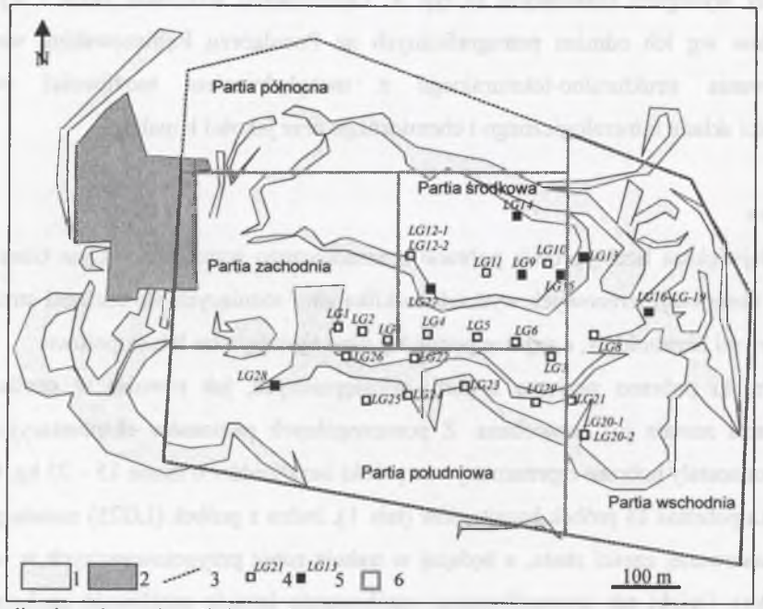
*Łysa Góra*

Największą liczbę próbek pobrano z zasadniczego wyrobiska – Łysa Góra (rys. 9). Podczas obserwacji terenowych wydzielono kilka stref różniących się cechami strukturalno-teksturalnymi bazaltoidów, a granice pomiędzy nimi bywają ostre lub stopniowe.

Próbki pobrano zarówno z partii udostępnianych, jak również w strefach, gdzie eksploatacja została już zaniechana. Z poszczególnych poziomów eksploatacyjnych tego wyrobiska zostały pobrane reprezentatywne próbki bazaltoidów o masie 15 – 25 kg. Łącznie z wyrobiska pobrano 18 próbek bazaltoidów (tab. 1). Jedna z próbek (LG25) została pobrana z nieeksploatowanej części złoża, a będącej w trakcie robót przygotowawczych w roku 1997 (odkrywka). Dzięki tak szczegółowemu opróbowaniu istnieje możliwość zaobserwowania zmienności mineralogiczno – geochemicznej wykształcenia bazaltoidu w zasadniczej partii złoża i prognozowania jego własności w nieudostępnionych partiach złoża. Pobrano ponadto próbki tufu, tufitu i lapilli ze szczelin uskokowych w celu ich identyfikacji i określenia roli w rozwoju geologicznym pokrywy bazaltoidu, a także próbki z białych żyłek, którymi bazaltoid jest poprzecinany.




Rys. 8. Lokalizacja pobranych próbek bazaltoidów na Przedgórzu Rębiszowskim
Fig. 8. Localization of the basaltoid rock samples taken by the author in the Przedgórze Rębiszowskie region

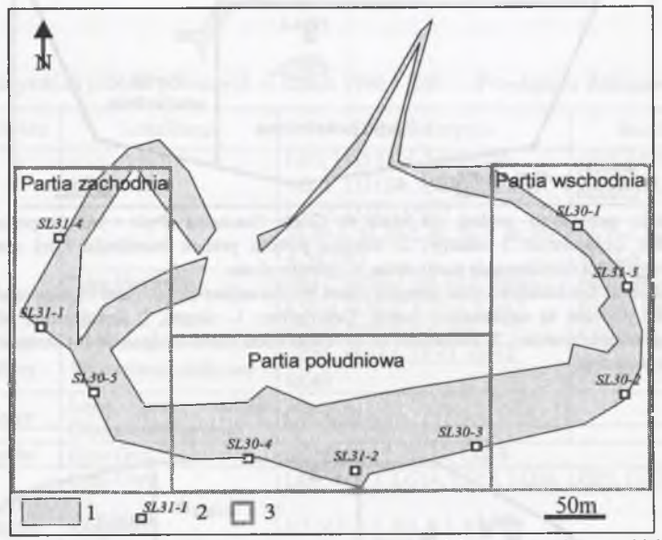



Rys. 9. Lokalizacja pobranych próbek ze złoża Łysa Góra z podziałem na partie wyrobiska. Objaśnienia: 1- skarpy, 2- zaplecze gospodarcze z zakładem przeróbczym, 3- granice obszaru górniczego, 4- miejsce poboru próbek bazaltoidu i jej symbol, 5- miejsce poboru próbek wypełnień szczelin uskokowych, żyłek przecinających bazaltoid lub ze strefy kontaktowej bazaltoidu z podłożem i numer próbki, 6- wydzielone dla opróbowania partie wyrobiska
Fig. 9. The layout of the specimen sampled in the Łysa Góra deposite on the background of the excavation plan. Description: 1- slopes, 2- rock processing plant, 3- borderline of the mining area, 4- localization of basaltoid rock sampling and a sample symbol, 5- samples of crack infillings, basaltoid vein material or contact zone rocks between the basaltoid and its underground, sample number, 6- the excavation zones designated for smapling



*Stary Łom*

W nieczynnym wyrobisku Stary Łom, pomimo braku perspektywy wznowienia eksploatacji (wyniki badań geofizycznych), pobrano próbki bazaltoidu przede wszystkim dla celów poznawczych. Pobranych zostało 9 próbek z możliwych, dostępnych miejsc (tab. 1, rys. 10).



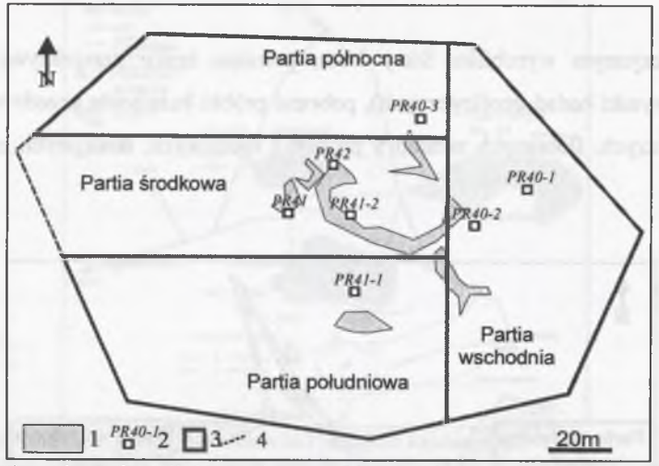

Rys. 10. Lokalizacja pobranych próbek ze Starego Łomu z podziałem na partie wyrobiska. Objaśnienia: 1- skarpy, 2- miejsce poboru próbek bazaltoidu i jej numer, 3- granice wydzielonych dla opróbowania partii wyrobiska
Fig. 10. Localization of the basaltoid rock samples taken by the author in the Stary Łom site with division to exploitation zones. Description: 1- slopes, 2- localization of basaltoid rock sampling, sample number, 3- borderline of the excavation zones designated for smapling

*Góra Hucianka*

W rejonie Góry Hucianka łącznie pobrano 7 próbek bazaltoidu ze szczytowej i środkowej partii wzgórza, a także u jego podnóża (tab. 1, rys. 11).

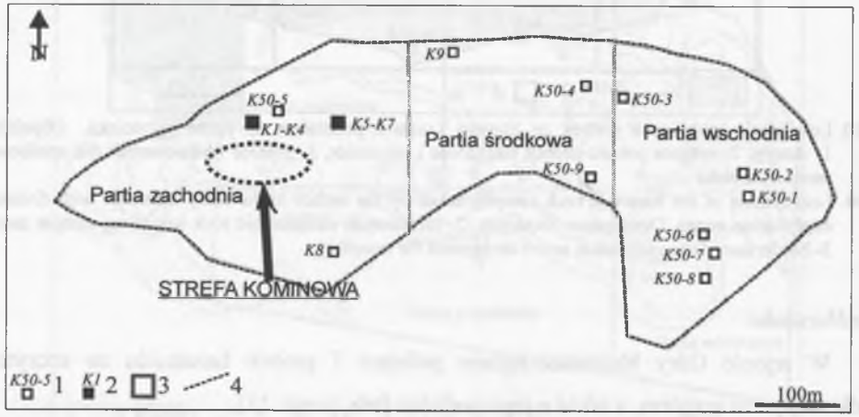
*Kłopotno*

Ze złoża Kłopotno pobrano 11 próbek bazaltoidu: ze szczytu i zboczy wzgórza Wygorzel, w pobliżu strefy kominowej, z łomiku zlokalizowanego w południowo – wschodniej części wzgórza oraz ze strefy zwężenia pokrywy bazaltoidowej na południowy zachód od szczytu wzgórza Wygorzel (tab. 1, rys. 12). Pobrano także wypełnienia szczelin ciosowych, które licznie obecne są w udostępnionych partiach złoża.




Rys. 11. Lokalizacja pobranych próbek ze złoża na Górze Hucianka (Pole + 548) z podziałem na partie wyrobiska. Objaśnienia: 1- skarpy, 2- miejsce poboru próbek bazaltoidu i jej numer, 3- granice wydzielonych dla opróbowania partii złoża, 4- granice złoża

Fig. 11. Localization of the basaltoid rock samples taken by the author in the Góra Hucianka deposite (Field + 548) with division to exploitation zones. Description: 1- slopes, 2- localization of basaltoid rock sampling, sample number, 3- borderline of the excavation zones designated for smapling, 4- borderline of the deposit area




Rys. 12. Lokalizacja pobranych próbek ze złoża Kłopotno z podziałem na partie wyrobiska. Objaśnienia: 1- miejsce poboru próbki bazaltoidu i jej numer, 2- miejsce poboru próbek wypełnień szczelin ciosowych lub żyłek przecinających bazaltoid i numer próbki, 3- granice wydzielonych dla opróbowania partii złoża, 4- zasięg występowania bazaltoidu

Fig. 12. Localization of the rock samples taken by the author in the Kłopotno deposite with division to exploitation zones. Description: 1- localization of basaltoid rock sampling, sample number, 2- places of sampling of cleavage crack or vein infillings, sample number, 3- borderline of the excavation zones designated for smapling, 4- basaltoid extension borderline



*Wystąpienia skałkowe bazaltoidów*

Dla celów porównawczych pobrano również 5 próbek ze skałek bazaltoidowych występujących pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka oraz 2 próbki z nieczynnego łomu znajdującego się pomiędzy Starym Łomem a drogą Gierczyn – Rębiszów (tab. 1).

Zostały także pobrane próbki kruszywa mineralnego produkowanego w zakładzie przeróbczym: grysy, kliniec, tłuczeń i kruszywo niesortowane.

Tabela 1

Zestawienie wszystkich próbek pobranych w latach 1996 – 2005 z Przedgórza Rębiszowskiego

| Odmiana bazaltoidu | Lokalizacja | Bazaltoid typu A | Bazaltoid typu B |
|---|---|---|---|
| Nefelinity | Łysa Góra | LG1, LG3 LG4, LG5, LG6, LG11, LG12-1, LG12-2, LG21, LG23, LG25, LG28 | LG2, LG7, LG8, LG10, LG20-1, LG20-2 |
| | Stary Łom | SL30-1, SL30-2, SL30-3, SL30-4, SL30-5 | SL31-1, SL31-2, SL31-3, SL31-4 |
| | Góra Hucianka | PR41, PR40-1, PR40-2, PR40-3 | PR42, PR41-1, PR41-2 |
| Bazanity | Kłopotno | K50-4, K50-5, K50-6, K50-7, K50-8, K50-9, K8, K9 | K50-1, K50-2, K50-3 |
| Nefelinity i *tefryty | Wystąpienia skałkowe | SK50, *SK51, SK53, SK54, SK40 | |
| Doleryt nefelinowy | Łom przy drodze Gierczyn-Rębiszów | L31, L32 | |
| Tufy, tufity i lapille | Łysa Góra | LG16, LG17, LG18, LG19 | |
| Wypełnienia szczelin, żyłek, strefa kontaktu z podłożem, ksenolity | Łysa Góra | LG9, LG13, LG14, LG15, LG26, LG27, LG28, LG29 | |
| | Kłopotno | K1, K2, K3, K4, K5, K6, K7 | |

***Metodyka badań***

W celu identyfikacji składu mineralnego i określenia składu chemicznego bazaltoidów wykonano następujące badania:

- mikroskopowe w świetle przechodzącym i odbitym (mikroskop AXIOSKOP firmy Zeiss),
- analizę chemiczną składu podstawowego próbek bazaltoidów metodą klasyczną oraz metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF – falowo-dyspersyjny spektrometr fluorescencji rentgenowskiej ZSX PRIMUS japońskiej firmy RIGAKU, wyposażony w rodową lampę rentgenowską, z możliwością płynnego nastawienia napięcia 20 – 60 kV, kryształy analityczne LiF, Ge oraz kilka syntetycznych),
- analizę składu chemicznego minerałów i szkliwa wulkanicznego, wykorzystując mikroskop elektronowy skaningowy oraz mikrosondę rentgenowską (mikroskop elektronowy HITACHI S-4200 z zimną katodą, sprzężony z rentgenowskim EDS firmy NORAN INSTRUMENTS; mikroanalizator rentgenowski JEOL

ze spektrometrami falowo- i energodyspersyjnymi oraz z przystawką do dyfrakcji elektronów wstecznie rozproszonych firmy Oxford Instruments); dla każdego ziarna wykonano 10 pomiarów, wyniki obejmują uśrednione wartości,

- oznaczenie zawartości pierwiastków śladowych próbek bazaltoidów metodą ICP-AES (spektrometr plazmowy IRYS Advantage Thermo Jarrel Ash) oraz XRF (spektrometr rentgenofluorescencyjny ZSX PRIMUS RIGAKU),
- identyfikacji faz metodą dyfrakcji rentgenowskiej dla próbek skalnych i wyseparowanego mechanicznie materiału z żyłek przecinających bazaltoidy lub wypełnień szczelin ciosowych (dyfraktometr rentgenowski HZG4 z interfejsem cyfrowego zbierania danych, lampa $Cu_{K\alpha}$, napięcie 35kV, natężenie 16mA),
- termiczne dla próbek skalnych oraz wyseparowanego mechanicznie materiału z żyłek przecinających bazaltoidy (derywatograf PAULIK-PAULIK-Erdey, warunki analizy: DTA–1/5, DTG–1/5, TG–50, T–1000°C, czas 100 min),
- przy użyciu spektroskopii mössbauerowskiej dla wybranych próbek (pomiary prowadzono w technice transmisyjnej, jako źródła promieniowania γ użyto izotopu $^{57}$Co:Cr o początkowej aktywności 20 mCi, kalibrację prowadzono z zastosowaniem nitroprusydku sodu i α–Fe).

Wykonano także badania techniczne w celu określenia przydatności bazaltoidów do produkcji kruszywa, a mianowicie:

- wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno suchym wg PN-84/B-04110,
- mrozoodporność oznaczoną metodą bezpośrednią, w tym współczynnik odporności na zamrażanie wg PN-85/B-04102,
- nasiąkliwość wg PN-85/B-04101,
- ścieralność na tarczy Boehmego wg PN-84/B-04111 oraz w bębnie Devala wg PN-78/B-06714.41,
- wytrzymałość na miażdżenie wg PN-78/B-06714.40.

Obecnie w Polsce obowiązują dla kruszyw stosowanych w drogownictwie dwie normy europejskie PN-EN 13043:2004 (Kruszywa do mieszanek bitumicznych i powierzchniowych utrwaleń stosowanych na drogach, lotniskach i innych powierzchniach przeznaczonych do ruchu) i PN-EN 13242:2004 (Kruszywa do niezwiązanych i hydraulicznie związanych materiałów stosowanych w obiektach budowlanych i budownictwie drogowym) oraz dla kruszyw do betonów norma PN-EN 12620:2004 (Kruszywa do betonów). Pojęcia w nich zdefiniowane są zupełnie odmienne od dotychczas stosowanych w Polsce. Są to normy



klasyfikacyjne, gdzie dla każdej cechy materiału do wyboru jest kilka kategorii wymagań, co zmienia większość dotychczasowych pojęć z dziedziny kruszyw drogowych. Równocześnie normy te zastępują w tym zakresie kilka norm polskich, w tym: PN-B-01100:1987 (Kruszywa mineralne. Kruszywa skalne. Podział, nazwy i określenia), PN-B-11112:1996 (Kruszywa mineralne. Kruszywa łamane do nawierzchni drogowych), PN-86/B-06712 (Kruszywa mineralne do betonu). Cytowane normy europejskie są zharmonizowane z dyrektywą 89/106/EWG, stąd podlegają systemom oceny zgodności wyrobu i procedurom zapewnienia jakości.

Jak wynika ze szczegółowych analiz norm PN i PN-EN, pomiędzy procedurami badawczymi występują rożnice, co dotyczy zarówno kruszyw, jak i surowców (Wilk, Witczak 2005). Dla norm europejskich wprowadzanych do przepisów technicznych krajów UE konieczne jest przygotowanie odpowiedniego dokumentu aplikacyjnego. Umożliwia on przystosowanie postanowień norm do przepisów i potrzeb danego kraju (Jabłoński i in. 2005). Tworzenie dokumentów aplikacyjnych dla norm europejskich jest w fazie przygotowań w Polsce. Uzasadnia to przeprowadzenie badań na podstawie wymagań zawartych w normach polskich. Uzyskuje się w ten sposób możliwość oceny wyników badań oraz ich porównywalność z wynikami wcześniej uzyskanymi. Ważniejsze różnice w metodyce oznaczania parametrów technicznych wg PN i PN-EN zestawiono poniżej.

Zasadniczą różnicą w oznaczaniu wytrzymałości na ściskanie wg PN-84/B-04110 (Materiały kamienne. Oznaczanie wytrzymałości na ściskanie) i wg PN-EN 1926:2007 (Metody badań kamienia naturalnego. Oznaczanie wytrzymałości na ściskanie) jest przechowywanie próbki. Wydaje się, że suszenie próbek do stałej masy w 70°C, a przed badaniem przechowywanie ich w 20°C przez 24h wg PN-EN 1926:2007 (usunięcie wilgoci) ma wpływ na wyniki oznaczenia. Tymczasem wg PN-84/B-04110 nie było takich wymagań.

W metodyce oznaczania mrozoodporności wg PN-EN-12371:2002 (Metodyka badań kamienia naturalnego. Oznaczenie mrozoodporności) zauważa się różnice w porównaniu do PN-85/B-04102 (Materiały kamienne. Oznaczanie mrozoodporności metodą bezpośrednią). Polegają one głównie na ściśle określonym reżimie zamrażania i rozmrażania oraz wyraźnie określonych kryteriach oceny wizualnej próbek w PN-EN-12371:2002.

W metodyce oznaczania mrozoodporności metodą bezpośrednią dla kruszyw wg PN-78/B-06714.19 i PN-EN 1367-1:2001 określone są różne warunki zamrażania i rozmrażania oraz masa próbki kruszywa.

Różnice w metodyce oznaczania nasiąkliwości wg PN-85/B-04101 (Materiały kamienne. Oznaczanie nasiąkliwości wodą) i PN-EN 13755:2002 (Metody badań kamienia

naturalnego. Oznaczanie nasiąkliwości przy ciśnieniu atmosferycznym) dotyczą głównie sposobu przygotowania próbki oraz wykonania badania. Z kolei oznaczenie nasiąkliwości kruszyw wg PN-77/B-06714.18 (Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie nasiąkliwości) i wg PN-EN 1097-6:2000 (Badania mechanicznych i fizycznych właściwości kruszyw) może dać różne rezultaty, gdyż dla większości kruszyw nasiąkliwość wg tej ostatniej należy wykonać w piknometrze a nie na sicie.

Metodykę oznaczenia ścieralności na tarczy Boehmego reguluje PN-EN 14157 (Kamień naturalny. Oznaczanie odporności na ścieranie), która zastąpiła PN-B-04111:1984 (Materiały kamienne. Oznaczanie ścieralności na tarczy Boehmego). W oznaczaniu ścieralności na tarczy Boehmego istnieją jednak w obu normach różnice, które będą powodować uzyskiwanie różnych wyników dla tego samego surowca: temperatura suszenia próbek przed badaniem, siła docisku próbki, całkowita liczba obrotów.

Ścieralność kruszyw oznaczano również w bębnie Devala wg PN-78/B-06714.41 (Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie ścieralności w bębnie Devala). Tymczasem w normie PN-EN 1097-1:2000 (Badania mechanicznych i fizycznych właściwości kruszyw. Oznaczanie odporności na ścieranie-mikro-Deval) podano metodykę oznaczania na pozór tego samego parametru, ale na innym urządzeniu oraz w nieco odmiennych warunkach: inna liczba obrotów i zastosowanie innego sita.

Skład chemiczny bazaltoidów posłużył do określenia niektórych parametrów petrurgicznych, a mianowicie (Stoch, Wyszomirski 1976):

- modułu kwasowości

$$M_k = \frac{SiO_2 + Al_2O_3}{CaO + MgO + Na_2O + K_2O + FeO + Fe_2O_3 + MnO}$$

- parametrów A. S. Ginzberga (1951): *sal* (suma $SiO_2$, $Al_2O_3$ i $TiO_2$), *cafem* (suma CaO, MgO, FeO, $Fe_2O_3$ i MnO) i *alk* (suma $Na_2O$ i $K_2O$),
- zdolności krystalizacyjnej stopu opierając się na składnikach łatwo krystalizujących, trudno krystalizujących i bardzo trudno krystalizujących,
- lepkości – metoda Bottinga-Weilla (1972).

W celu określenia możliwości zastosowania bazaltoidów w hutnictwie skalnym z bazaltoidu – świeżego – typ A przygotowano próbki, które następnie były wygrzewane w temperaturach 700, 800, 900, 1000, 1100 i 1200°C przez 4 godziny. Każda z tych próbek została poddana identyfikacji składników dla określenia przemian, jakim one ulegają (spektroskopia mössbauerowska).



Badania wykonano na Politechnice Śląskiej (Wydział Górnictwa i Geologii, Wydział Budownictwa, Wydział Inżynierii Materiałowej i Metalurgii), w Instytucie Metali Nieżelaznych w Gliwicach, na Uniwersytecie Śląskim w Katowicach (Zakład Fizyki Jądrowej Instytutu Fizyki), w Głównym Instytucie Górnictwa w Katowicach.

W badaniach chemicznych do oznaczeń ilościowych wykorzystano materiały referencyjne United States Geological Survey: BCR-2 (bazaltoid z Columbia River, USA), BHVO-2 (bazaltoid hawajski, USA).

# 7. CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA BAZALTOIDÓW

Odmiany bazaltoidów północnej osłony karkonoskiego masywu granitoidowego, występujące na Przedgórzu Rębiszowskim, są makroskopowo podobne. Pod względem petrograficznym bazaltoidy opisywanego obszaru reprezentują następujące odmiany:

- nefelinity – Łysa Góra, Stary Łom, Góra Hucianka oraz wystąpienia większości pojedynczych skałek,
- doleryty nefelinowe – nieczynny łom przy drodze Gierczyn – Rębiszów,
- tefryty – wystąpienie pojedynczej skałki pomiędzy Górą Hucianka a Łysą Górą,
- bazanity – Kłopotno.

Należy jednak podkreślić, iż makroskopowe rozróżnienie poszczególnych odmian bazaltoidów nie jest możliwe. Dopiero obserwacje mikroskopowe pozwalają na zakwalifikowanie skał do poszczególnych odmian.

W opisywanym obszarze wystepują również skały piroklastyczne, reprezentowane przez tufy, tufity i lapille tych odmian bazaltoidów. Ich występowanie jest jednak bardzo ograniczone. Obecne są w postaci cienkich wkładek pomiędzy bazaltoidami a podścielającymi je utworami ilastymi. Tufy znane są tylko z wierceń (Łysa Góra i Kłopotno) oraz obserwowano je z lapillami w formie wypełnień szczelin uskokowych o szerokości do kilku metrów na Łysej Górze (rys. 5). W tych miejscach często są wymieszane ze zwietrzeliną podłoża (gnejsy izerskie), tworząc tufity.

## 7.1. Nefelinity

Do nefelinitów badanego obszaru zaliczono bazaltoidy występujące w wyrobisku na Łysej Górze, w nieczynnym kamieniołomie Stary Łom, na Górze Hucianka oraz liczne skałki pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka.

*Nefelinity Łysej Góry*

Nefelinity Łysej Góry są zwykle barwy szarej, ciemnoszarej, niekiedy prawie czarnej. Wykazują strukturę porfirową, a ich tekstura jest zbita i bezładna. Tylko w niektórych partiach barwa nefelinitów ulega plamistym (szarym) rozjaśnieniom i wówczas jego tekstura jest gruzełkowa, z drobnymi pęknięciami, co sprzyja dezintegracji skały (bazaltoid typu B). Są to typowe przejawy występowania zgorzeli bazaltowej (Zagożdżon 1998, 2001). Takie strefy o lokalnym zasięgu (od 0,50 do 2,00 m) obserwowano w partii środkowej i wschodniej



części partii południowej (rys. 9). Nefelinity pocięte są żyłkami o grubości od ułamka milimetra do 4 mm, które wypełnione są drobniutkimi kryształami minerałów o barwie białej.

Prakryształami w nefelinitach są, jak wskazują obserwacje makro- i mikroskopowe, oliwin i rzadziej augit. Tkwią one w cieście skalnym, które tworzą augit, nefelin, zeolity, apatyt, biotyt, minerały nieprzeźroczyste (tytanomagnetyt), sporadycznie minerały węglanowe, pirotyn i tytanit. Skład petrograficzny uzupełnia szkliwo wulkaniczne.

Jak wynika z mikroskopowej analizy planimetrycznej, w nefelinitach Łysej Góry (tab. 2) prakryształy stanowią średnio 2,6% obj. w typie A i 3,0% obj. w typie B. Obserwuje się wyraźną przewagę prakryształów oliwinu (w zależności od typu bazaltoidu średnia 2,4% obj. – typ A i 2,7%.obj. – typ B) nad augitem (średnia 0,2% obj. – typ A i 0,3% obj. – typ B).

Tabela 2

Wyniki analizy planimetrycznej nefelinitów Łysej Góry (LG) (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, Ne- nefelin, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, $Ol_{sw}$- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży, B- bazaltoid przeobrażony, Min- wartość minimalna, Maks- wartość maksymalna, x- średnia arytmetyczna, s- odchylenie standardowe, E- wschodnia partia złoża, S- południowa partia złoża, W- zachodnia partia złoża, C- środkowa partia złoża

| Partia złoża | Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Agt | Ne | Ze | $Am_{id}$ | Ap | Bt | MN | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| E | LG21 | A | 55,7 | 14,8 | 2,0 | 0,5 | 0,1 | 2,7 | 7,8 | 14,2 | 0,1 | 1,1 | 1,0 | 2,2 | 100,0 |
| S | LG23 | | 68,1 | 8,5 | 0,8 | 0,3 | 1,5 | 1,3 | 8,5 | 7,8 | 0,2 | 0,2 | 2,8 | 3,2 | 100,0 |
| | LG25 | | 59,8 | 13,1 | 1,4 | 0,2 | 0,1 | 1,4 | 8,5 | 12,4 | 0,1 | 1,9 | 1,1 | 3,1 | 100,0 |
| W | LG1 | | 58,3 | 11,5 | 1,9 | 0,0 | 0,1 | 1,7 | 14,2 | 10,6 | 0,0 | 1,1 | 0,6 | 1,7 | 100,0 |
| | LG3 | | 56,2 | 11,5 | 1,9 | 0,0 | 1,7 | 3,1 | 10,9 | 12,2 | 0,1 | 0,8 | 1,6 | 2,5 | 100,0 |
| C | LG4 | | 62,8 | 10,1 | 2,3 | 0,0 | 0,1 | 1,1 | 10,6 | 10,1 | 0,4 | 1,7 | 0,8 | 2,9 | 100,0 |
| | LG5 | | 63,5 | 10,2 | 2,3 | 0,5 | 0,0 | 1,1 | 10,3 | 9,4 | 0,3 | 1,3 | 1,1 | 2,7 | 100,0 |
| | LG11 | | 57,9 | 12,7 | 1,9 | 0,5 | 0,1 | 2,9 | 9,4 | 12,0 | 0,1 | 1,0 | 1,5 | 2,6 | 100,0 |
| | LG12-1 | | 60,0 | 13,1 | 1,1 | 0,6 | 0,2 | 1,1 | 9,8 | 12,1 | 0,2 | 1,0 | 0,8 | 2,0 | 100,0 |
| | LG12-2 | | 64,0 | 11,5 | 1,4 | 0,2 | 0,4 | 1,2 | 8,6 | 10,6 | 0,1 | 0,9 | 1,1 | 2,1 | 100,0 |
| | LG6 | | 62,6 | 9,6 | 2,3 | 0,3 | 0,6 | 1,2 | 11,2 | 9,1 | 0,2 | 1,9 | 1,0 | 3,1 | 100,0 |
| | Min | | 55,7 | 8,5 | 0,8 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 7,8 | 7,8 | 0,0 | 0,2 | 0,6 | 1,7 | |
| | Maks | | 68,1 | 14,8 | 2,3 | 0,6 | 1,7 | 3,1 | 14,2 | 14,2 | 0,4 | 1,9 | 2,8 | 3,2 | |
| | x | | 60,8 | 11,5 | 1,8 | 0,3 | 0,4 | 1,7 | 10,0 | 11,0 | 0,2 | 1,2 | 1,2 | 2,6 | |
| | s | | 3,76 | 1,84 | 0,51 | 0,22 | 0,60 | 0,79 | 1,79 | 1,83 | 0,11 | 0,51 | 0,60 | 0,50 | |
| E | LG8 | B | 49,3 | 19,3 | 3,2 | 1,8 | 0,7 | 1,6 | 6,9 | 13,4 | 0,9 | 2,7 | 0,2 | 3,8 | 100,0 |
| | LG20-1 | | 57,9 | 13,7 | 3,2 | 1,7 | 0,2 | 1,2 | 9,1 | 10,5 | 0,2 | 0,9 | 1,4 | 2,5 | 100,0 |
| | LG20-2 | | 55,7 | 13,4 | 3,5 | 1,4 | 0,9 | 1,8 | 9,8 | 10,6 | 0,3 | 1,4 | 1,2 | 2,9 | 100,0 |
| W | LG2 | | 61,9 | 10,2 | 3,7 | 1,1 | 0,2 | 1,5 | 11,6 | 8,2 | 0,2 | 0,6 | 0,8 | 1,6 | 100,0 |
| S | LG7 | | 55,6 | 9,0 | 2,4 | 1,9 | 1,9 | 3,0 | 13,9 | 6,5 | 0,3 | 2,5 | 3,0 | 5,8 | 100,0 |
| C | LG10 | | 52,5 | 16,5 | 3,4 | 1,3 | 0,2 | 2,7 | 9,3 | 12,6 | 0,1 | 0,5 | 0,9 | 1,5 | 100,0 |
| | Min | | 49,3 | 9,0 | 2,4 | 1,1 | 0,2 | 1,2 | 6,9 | 6,5 | 0,1 | 0,5 | 0,2 | 1,5 | |
| | Maks | | 61,9 | 19,3 | 3,7 | 1,9 | 1,9 | 3,0 | 13,9 | 13,4 | 0,9 | 2,7 | 3,0 | 5,8 | |
| | x | | 55,5 | 13,7 | 3,2 | 1,5 | 0,7 | 2,0 | 10,1 | 10,3 | 0,3 | 1,4 | 1,3 | 3,0 | |
| | s | | 4,34 | 3,84 | 0,46 | 0,31 | 0,67 | 0,72 | 2,39 | 2,60 | 0,29 | 0,96 | 0,95 | 1,61 | |

Większy udział prakryształów widoczny jest w środkowej i wschodniej partii wyrobiska, zbliża się on do 6% obj. (rys. 13a). Zauważa się wyraźny trend do wzrostu zawartości prakryształów oliwinu przeobrażonego kosztem świeżego na linii NE – SW (rys. 13b i c). Prakryształy augitu (rys. 13d) koncentrują się głównie we wschodniej części wyrobiska, co odpowiada maksymalnemu udziałowi prakryształów świeżego oliwinu.

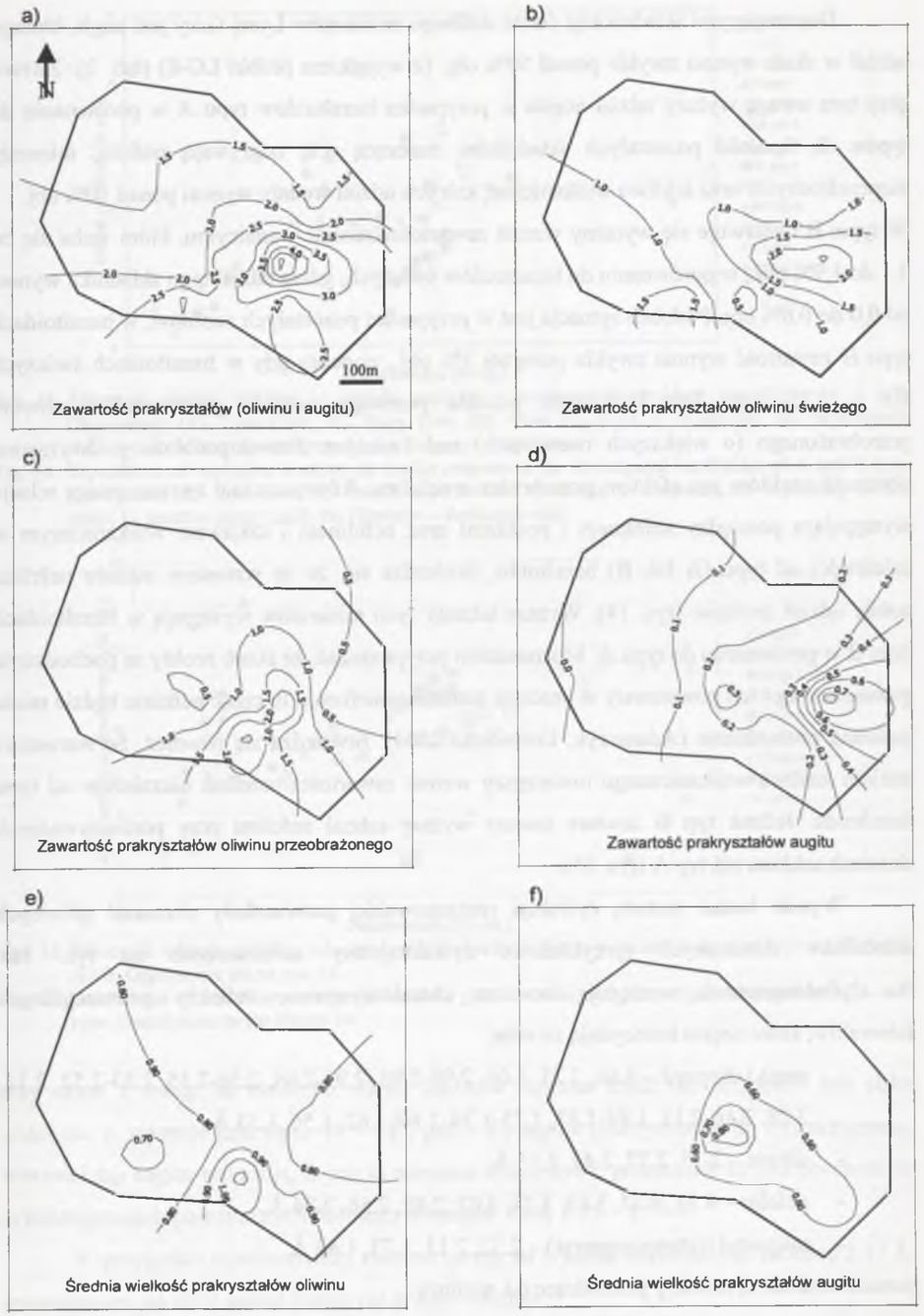
Pomierzono wielkość prakryształów w nefelinitach Łysej Góry (tab. 3), zaliczając do nich wszystkie ziarna o wielkości powyżej 0,50 mm. Średnie wielkości prakryształów oliwinu w poszczególnych próbkach są zwykle większe od prakryształów augitu. Wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie pomiędzy oliwinem a augitem dla maksymalnych wielkości prakryształów. Oliwin osiąga rozmiary nawet do 4,00 mm, podczas gdy augit nie przekracza wielkości 1,80 mm. Rozkład średnich wielkości prakryształów oliwinu w wyrobisku Łysa Góra (rys. 13e) wskazuje, iż wzrasta wartość tego parametru w kierunku od N ku S. W tym samym kierunku zauważa się wzrost zawartości prakryształów oliwinu przeobrażonego, podczas gdy udział prakryształów oliwinu świeżego rośnie w kierunku od S ku N. Na podstawie rozprzestrzenienia w złożu wielkości prakryształów oliwinu świeżego i przeobrażonego można wnioskować, iż mniejszą odporność na przeobrażenia wykazują większe ziarna oliwinu.

Tabela 3

Zestawienie udziału (% obj.) prakryształów oliwinu i augitu z uwzględnieniem ich wielkości (w mm) średniej (śr.), minimalnej (min.) i maksymalnej (maks.) w nefelinitach Łysej Góry

| Partia złoża | Numer próbki | Oliwin | | | | Augit | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Udział | śr. | min. | maks. | Udział | śr. | min. | maks. |
| E | LG8 | 76 | 0,70 | 0,50 | 1,40 | 24 | 0,54 | 0,50 | 0,65 |
| | LG20-1 | 92 | 0,90 | 0,50 | 2,20 | 8 | 0,65 | 0,50 | 0,80 |
| | LG20-2 | 90 | 0,90 | 0,50 | 2,20 | 10 | 0,66 | 0,50 | 0,85 |
| | LG21 | 95 | 0,81 | 0,50 | 2,00 | 5 | 0,60 | 0,60 | 0,60 |
| W | LG1 | 100 | 0,68 | 0,50 | 1,40 | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | LG2 | 88 | 0,75 | 0,50 | 1,60 | 13 | 0,50 | 0,50 | 0,50 |
| | LG3 | 96 | 0,72 | 0,50 | 1,40 | 4 | 0,82 | 0,63 | 1,20 |
| S | LG7 | 95 | 0,84 | 0,50 | 2,50 | 5 | 0,69 | 0,50 | 1,20 |
| | LG23 | 94 | 1,18 | 0,50 | 4,00 | 6 | 0,50 | 0,60 | 0,55 |
| | LG25 | 97 | 0,73 | 0,50 | 2,20 | 3 | 0,68 | 0,50 | 1,00 |
| C | LG4 | 86 | 0,77 | 0,50 | 1,60 | 14 | 0,82 | 0,50 | 1,80 |
| | LG5 | 89 | 0,85 | 0,50 | 3,20 | 11 | 0,88 | 0,65 | 1,00 |
| | LG6 | 94 | 0,83 | 0,50 | 1,50 | 6 | 0,50 | 0,50 | 0,50 |
| | LG10 | 93 | 0,81 | 0,50 | 2,50 | 7 | 0,50 | 0,50 | 0,50 |
| | LG11 | 96 | 0,86 | 0,50 | 2,00 | 4 | 0,55 | 0,50 | 0,60 |
| | LG12-1 | 90 | 0,90 | 0,50 | 2,00 | 10 | 0,63 | 0,63 | 0,63 |
| | LG12-2 | 95 | 0,88 | 0,50 | 2,10 | 5 | 0,64 | 0,63 | 0,65 |






Rys. 13. Udział prakryształów oliwinu i augitu (w % obj.) oraz rozkład ich rozmiarów (w mm) w nefelinitach Łysej Góry

Fig. 13. Percentage share (%vol.) and size distribution (mm) of primary olivine and augite crystals in the nephelinite of the Łysa Góra

Dominującymi składnikami ciasta skalnego nefelinitów Łysej Góry jest augit, którego udział w skale wynosi zwykle ponad 50% obj. (z wyjątkiem próbki LG-8) (tab. 2). Zwraca przy tym uwagę wyższy udział augitu w przypadku bazaltoidów typu A w porównaniu do typów B. Spośród pozostałych składników znaczącą rolę odgrywają nefelin, minerały nieprzeźroczyste oraz szkliwo wulkaniczne, których udział średnio wynosi ponad 10% obj.

W typie B obserwuje się wyraźny wzrost zawartości zeolitu – analcymu, która waha się od 1,1 do 1,9% obj., w porównaniu do bazaltoidów świeżych, gdzie udział tego składnika wynosi od 0,0 do 0,6% obj. Podobna sytuacja jest w przypadku pozostałych zeolitów, w bazaltoidach typu B zawartość wynosi zwykle powyżej 3% obj., podczas gdy w bazaltoidach świeżych 0,8 – 2,3% obj. Typ B zwykle posiada przewagę udziału prakryształów oliwinu przeobrażonego (o większych rozmiarach) nad świeżym. Prawdopodobnie podwyższona obecność zeolitów jest efektem przeobrażenia nefelinu. Równocześnie zwraca uwagę relacja występująca pomiędzy nefelinem i zeolitami oraz nefelinem i szkliwem wulkanicznym w zależności od typu (A lub B) bazaltoidu. Stwierdza się, że ze wzrostem udziału nefelinu rośnie udział zeolitów (rys. 14). Wyższe udziały tych minerałów występują w bazaltoidach typu B w porównaniu do typu A. Można zatem przypuszczać, że skoro zeolity są pochodzenia pomagmowego lub powstawały w procesie autometamorfizmu, to część nefelinu będzie miała podobne pochodzenie (Adamczyk, Derewecki 2004). Stwierdza się również, że wzrostowi udziału szkliwa wulkanicznego towarzyszy wzrost zawartości nefelinu niezależnie od typu bazaltoidu. Jednak typ B zawiera zawsze wyższy udział nefelinu przy porównywalnych ilościach szkliwa niż typ A (rys. 15).

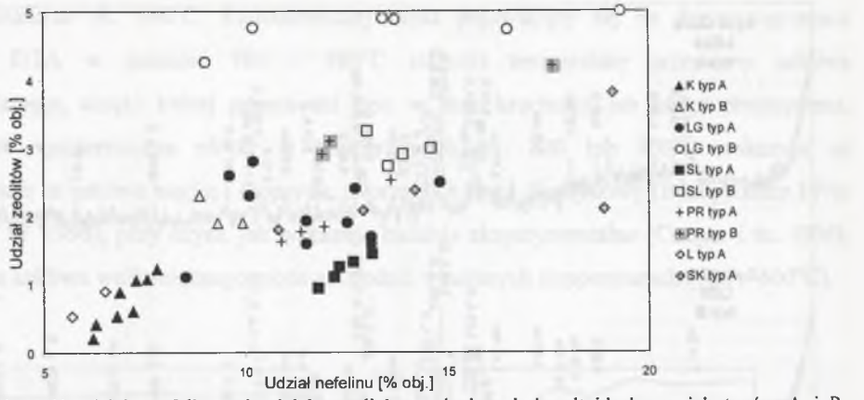
Wyniki badań metodą dyfrakcji rentgenowskiej potwierdziły obecność głównych składników mineralnych (przykładowe dyfraktogramy zamieszczono na rys. 16). Na dyfraktogramach występują bowiem charakterystyczne refleksy poszczególnych minerałów, które często koincydują ze sobą:

- augit i diopsyd – 4.66, 3.23, 3.00, 2.96-2.95, 2.91-2.89, 2.56-2.55, 2.53-2.52, 2.31-2.28, 2.16-2.11, 1.84-1.83, 1.75-1.74, 1.63-1.62, 1.56, 1.53 Å,
- oliwin – 3.75, 2.77, 2.47, 2.15 Å,
- nefelin – 4.33, 4.27, 3.85, 3.27, 3.02, 2.88, 2.56, 2.34 Å,
- magnetyt (tytanomagnetyt) – 2.52, 2.11, 1.73, 1.42 Å,

ponadto obecne są refleksy pochodzące od zeolitów:

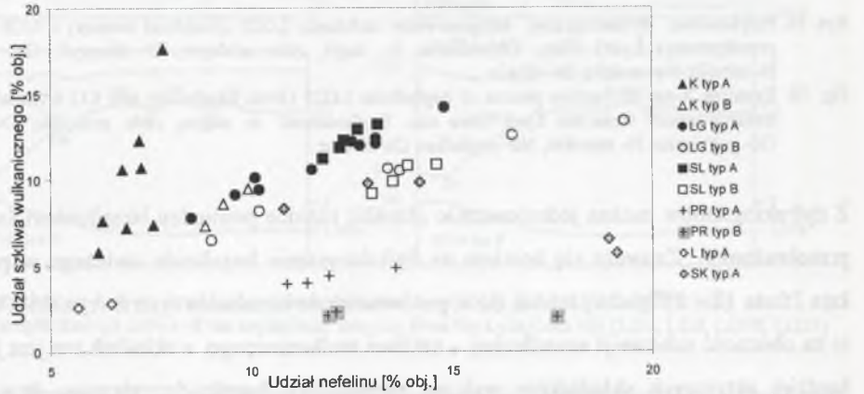
- gobbinsyt – 7.11, 4.11, 3.20 Å,
- natrolit – 6.49, 5.90, 2.86 Å,
- analcym – 3.44-3.42, 2.70, 2.23, 2.51, 1.75 Å,






Rys. 14. Zależność udziału nefelinu od udziału zeolitów w badanych bazaltoidach wg ich typów A i B. Objaśnienia: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, K- Kłopotno, SK- wystąpienia skałkowe, L- nieczynny łom przy drodze Gierczyn – Rębiszów

Fig. 14. Dependence of nepheline contents on zeolite contents in the investigated basaltoides of A and B type. Description: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, K- Kłopotno, SK- separately surface rocks, L- inactive quarry aside the Gierczyn – Rębiszów road



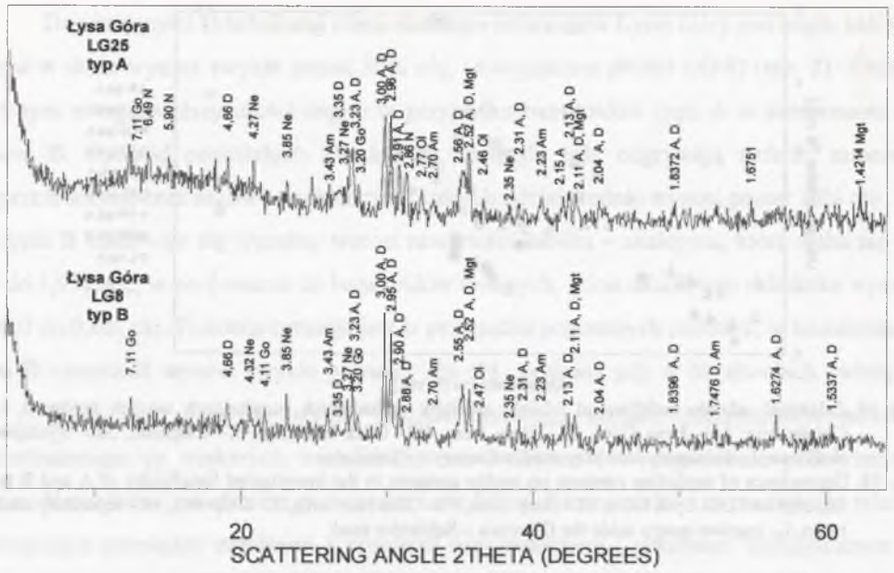

Rys. 15. Zależność udziału nefelinu od udziału szkliwa wulkanicznego w badanych bazaltoidach wg ich typów A i B. Objaśnienia jak na rys. 14

Fig. 15. Dependence of nepheline contents on volcanic glass contents in the investigated basaltoides of A or B type. Descriptions as for Figure 14

przy czym z uwagi na niewielki udział zeolitów znaczna część ich refleksów jest słabo widoczna w zakresie kąta theta 10 – 18°, gdzie występuje podwyższone tło dyfraktogramu. Wartości $d_{hkl}$ augitu wskazują, iż jest to odmiana diopsydowa, przemawia za tym obecność na dyfraktogramach pojedynczych linii tego minerału: 4.66, 1.75 – 1.74 Å.

W przypadku oliwinu należy zwrócić uwagę na wysoką intensywność refleksu 2.47 Å, wskazującego na duży udział forsterytu w jego składzie.

Wyraźna linia 1.42 Å pojawiająca się na dyfraktogramach wskazuje na obecność tytanomagnetytu (O'Reilly 1968).




Rys. 16. Przykładowe dyfraktogramy rentgenowskie nefelinitu LG25 (bazaltoid świeży) i LG8 (bazaltoid przeobrażony) Łysej Góry. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, D- diopsyd, Go- gobbinsyt, N- natrolit, Ne- nefelin, Ol- oliwin

Fig. 16. Example X-ray diffraction pattern of nephelinite LG25 (fresh basaltoide) and LG 6 (basaltoide after transformation) from the Łysa Góra site. Explanations: A- augite, Am- analcime, D- diopside, Go- gobbinsite, N- natrolite, Ne- nepheline, Ol- olivine

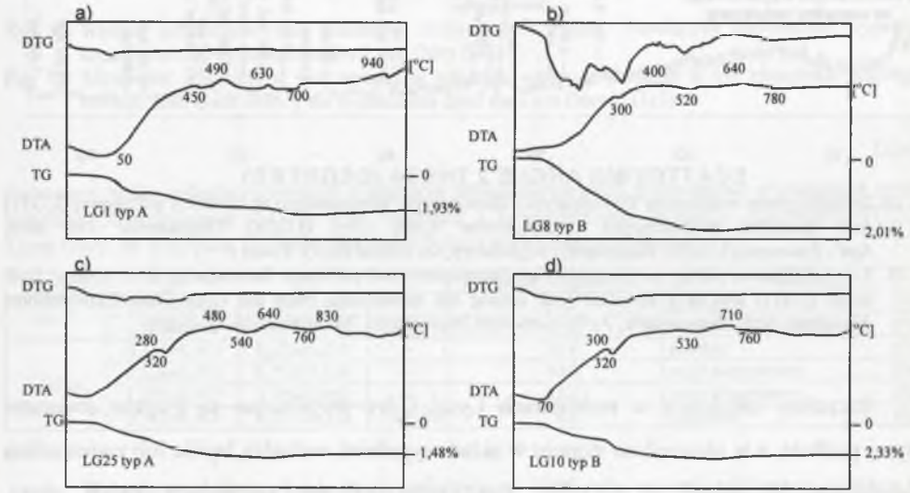
Z dyfraktogramów można jednoznacznie określić różnicę pomiędzy bazaltoidem świeżym a przeobrażonym. Zauważa się bowiem na dyfraktogramie bazaltoidu świeżego w przedziale kąta 2theta 10 – 18° podwyższone tło w porównaniu do bazaltoidu typu B (rys. 16). Wskazuje to na obecność substancji amorficznej – szkliwa wulkanicznego, a składnik ten jest jednym z bardziej aktywnych składników podczas przeobrażeń bazaltoidu, ulegając łatwiej temu procesowi od pozostałych składników. W bazaltoidzie przeobrażonym widoczny jest również wzrost intensywności podstawowych linii pochodzących od nefelinu i zeolitów.

Jednakże o intensywności przeobrażeń z pewnością będzie decydował skład chemiczny szkliwa wulkanicznego. Można zatem przypuszczać, że bazaltoidy przeobrażone posiadały pierwotnie szkliwo o odmiennym składzie chemicznym od bazaltoidów obecnie nadal świeżych. Powodowało to większą jego podatność na przeobrażenia.

Analizę termiczną wykonano dla próbek bazaltoidów typu A i B (przykładowe krzywe termiczne rys. 17). Przebieg krzywych DTA dla poszczególnych próbek jest dość zbliżony, zaznaczają się bowiem charakterystyczne efekty termiczne związane z utratą wilgoci w temperaturze ok. 80°C, z obecnością minerałów z grupy zeolitów w zakresie temperatur 190 – 460°C, a także przemianami polimorficznymi minerałów zawierających żelazo



w temperaturze ok. 640°C. Endotermiczny efekt pojawiający się na derywatogramach krzywej DTA w zakresie 700 – 780°C stanowi temperaturę przemiany szkliwa wulkanicznego, dzięki której przechodzi ono w stan kruchości lub ulega przetopieniu. Natomiast egzotermiczne efekty w temperaturach ok. 800 lub 900°C wskazują na krystalizację ze szkliwa augitu i diopsydu, tworzących augit diopsydowy (Beall, Rittler 1976; Yilmaz i in. 1996), przy czym, jak wskazują badania eksperymentalne (Cooper i in. 1996), utlenianie szkliwa wulkanicznego może zachodzić w niższych temperaturach (500 – 600°C).

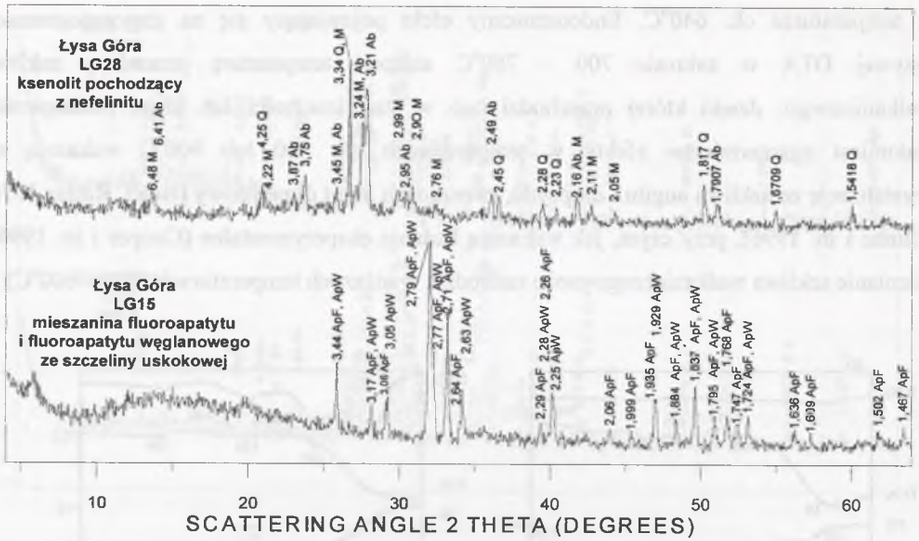



Rys. 17. Przykładowe krzywe termiczne próbek nefelinitów Łysej Góry (LG1, LG8, LG10, LG25)

Fig. 17. Example thermal curves of the nephelinite samples from the Łysa Góra site (LG1, LG8, LG10, LG25)

Na krzywej DTG niektórych derywatogramów obserwuje się różnice pomiędzy poszczególnymi próbkami, polegające na zmianach prędkości ubytku masy, co związane jest głównie z obecnością zeolitów, a także ze wzrostem masy, wynikającym z przeobrażeń minerałów zawierających żelazo. Zwraca również uwagę podobieństwo krzywych DTG w zakresie temperatury 0 – 400°C w bazalcie przeobrażonym (rys. 17b) i uśrednionej próbki zeolitu (rys. 79). Potwierdza to przypuszczenie, że ubytek masy w nefelinitach w tym zakresie temperaturowym wiązać należy głównie z obecnością tej grupy minerałów, mniejsze znaczenie będą miały inne produkty przeobrażeń, łatwo ulegające przemianom termicznym.

Obserwacje makroskopowe, mikroskopowe oraz wyniki badań fazowych metodą rentgenowską ksenolitów (rys. 18) (LG28) wskazują, że są to fragmenty skał podłoża nefelinitów – gnejsy izerskie. Zbudowane są one głównie ze skaleni (reprezentowanych przez albit i mikroklin) oraz kwarcu.




Rys. 18. Dyfraktogramy mieszaniny fluoroapatytu i fluoroapatytu węglanowego ze szczeliny uskokowej (LG15) oraz ksenolitu pochodzących z nefelinitów Łysej Góry (LG28). Objaśnienia: Ab- albit, ApF- fluoroapatyt, ApW- fluoroapatyt węglanowy, M- mikroklin, Q- kwarc

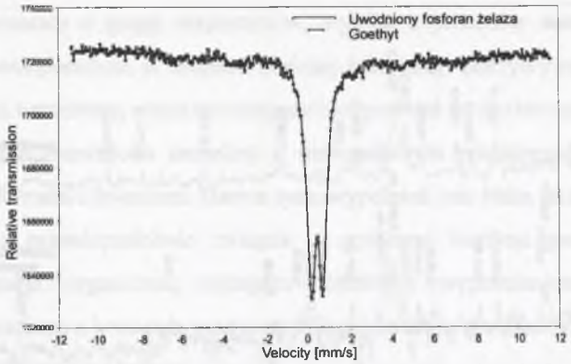
Fig. 18. X-ray diffraction pattern of the mixture of fluoroapatite and carbonate fluoroapatite from tectonic fault crack (LG15) and of a xenolitic rock among the nephelinites from the Łysa Góra. Explanations: Ab- albite, ApF- fluoroapatite, ApW- carbonate fluoroapatite, M- microcline, Q- quartz

Szczeliny uskokowe w nefelinitach Łysej Góry wypełnione są zwykle utworami ilastymi podłoża, a w niewielkim stopniu w skład wypełnień wchodzą lapille lub zwietrzelina bazaltoidowa. W jednej ze szczelin, zlokalizowanych we wschodniej części złoża, stwierdzono 2 cm wkładkę tufu i tufitu. W szczelinie uskokowej w środkowej części wyrobiska stwierdzono natomiast wypełnienie minerałami o pokroju słupkowym i pręcikowym (do 1 mm wielkości) o białej barwie, lokalnie zabarwione na żółto-brunatno.

Jak wskazują refleksy widoczne na dyfraktogramie (rys. 18), białymi minerałami są fluoroapatyt oraz fluoroapatyt węglanowy (próbka LG15). Podstawowe refleksy tych minerałów posiadają zbliżone do siebie wartości $d_{hkl}$, co często powoduje ich rozszerzenie: 2.79, 2.77, 2.71 Å. Jednakże z uwagi na licznie występujące pojedyncze refleksy fluoroapatytu (3.06, 2.64, 2.29, 2.26, 2.06, 1.999, 1.935, 1.884, 1.837, 1.795, 1.768. 1.747, 1.724, 1.636, 1.609, 1.502, 1.467 Å) w porównaniu do fluoroapatytu węglanowego (3.05, 2.63, 2.28, 2.25, 1.929 Å) można sądzić o przewadze ilościowej tego pierwszego.

Lokalnie fosforanowe wypełnienia szczelin uskokowych są zabarwione na brunatno goethytem, co potwierdzono spektroskopią mössbauerowską (rys. 19, tab. 4). Wartości parametrów widma mössbauerowskiego IS i QS wskazują, iż obok goethytu obecne są trudne do jednoznacznej identyfikacji uwodnione fosforany żelaza.






Rys. 19. Widmo mössbauerowskie minerałów zawierających żelazo, barwiących fosforanowe wypełnienia szczelin uskokowych nefelinitów Łysej Góry (LG15)

Fig. 19. Mössbauer spectrum of iron containing minerals, which give colour to the phosphatic infillings of tectonic fault crack among the nephelinites from the Łysa Góra (LG15)

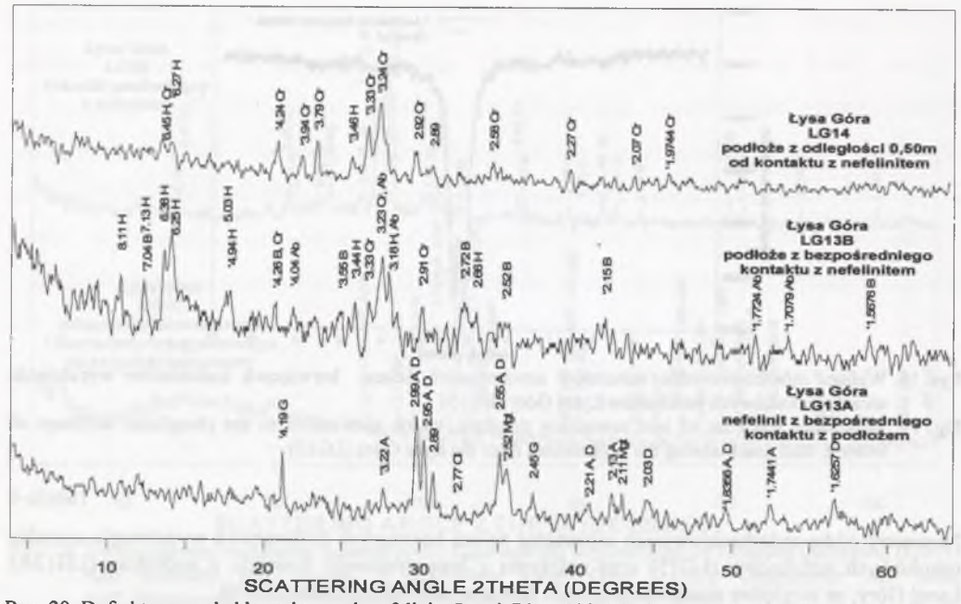
Tabela 4

Parametry widm mössbauerowskich minerałów żelaza barwiących fosforanowe wypełnienia szczelin uskokowych nefelinitów (LG15) oraz nefelinitu z bezpośredniego kontaktu z podłożem (LG13A) Łysej Góry, ze względną zawartością udziału żelaza w składnikach mineralnych

| Nr próbki | IS | QS | H | Zawartość względna Fe | Składnik | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| LG15 | 0,365±0,003 | 0,568±0,006 | --- | 92,2 | goethyt | ($Fe^{3+}$) |
| | 1,221±0,085 | 2,117±0,139 | --- | 7,8 | uwodniony fosforan żelaza | ($Fe^{3+}$) |
| LG13A | 0,354±0,012 | 0,620±0,018 | --- | 33,4 | goethyt | ($Fe^{3+}$) |
| | 0,528±0,053 | 0,712±0,020 | --- | 30,0 | augit diopsydowy | ($Fe^{3+}$) |
| | 1,032±0,007 | 2,396±0,012 | --- | 31,3 | augit diopsydowy | ($Fe^{2+}$) |
| | 0,342±0,108 | 0,237±0,210 | 443±7 | 4,8 | magnetyt | ($Fe^{3+}$) |

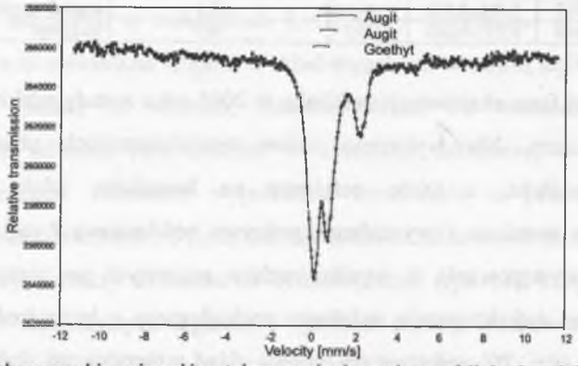
W końcowej fazie eksploatacji nefelinitu w 2005 roku zostały odsłonięte miejsca jego kontaktu z podłożem. Nie wykazano zmian temperaturowych utworów ilastych z bezpośredniego podłoża, a także nefelinitu na kontakcie. Może to potwierdzać przypuszczenie, że zestalona i wystudzona pokrywa nefelinitowa Łysej Góry dotarła na miejsce swojego występowania w wyniku ruchów masowych po niestabilnym podłożu. Zidentyfikowane na dyfraktogramie nefelinitu pochodzącego z bezpośredniego kontaktu z podłożem refleksy (rys. 20) wskazują na typowy skład mineralny tej skały (LG13A), choć pojawienie się głównych linii goethytu wskazuje na procesy wietrzenia bazaltoidu w spągowej części pokrywy. Obecność goethytu, a także augitu diopsydowego, głównego minerału nefelinitów, potwierdzono spektroskopią mössbauerowską (rys. 21, tab. 4).

Analiza dyfraktogramu skał pochodzących z bezpośredniego kontaktu podłoża nefelinitu (LG13B) oraz skały z odległości 0,50 m od nefelinitu (LG14) ujawnia obecność refleksów pochodzących głównie od skaleni (ortoklaz i albit) oraz zeolitu – harmotomu (rys. 20). Należy jednak zaznaczyć, iż w próbce skały pochodzącej z podłoża nefelinitu –




Rys. 20. Dyfraktogram skał kontaktowych nefelinitu Łysej Góry. Objaśnienia: A- augit, Ab- albit, B- berthieryn, D- diposyd, G- goethyt, H- harmotom, Mgt- magnetyt, Or- ortoklaz

Fig. 20. Diffraction pattern of contact rocks with the nepheline of the Łysa Góra. Explanations: A- augite, Ab- albite, B- berthierine, D- diposide, G- goethite, H- harmotome, Mgt- magnetite, Or- orthoclase




Rys. 21. Widmo mössbauerowskie minerałów żelaza pochodzących z nefelinitu Łysej Góry z bezpośredniego kontaktu z podłożem (LG13A)

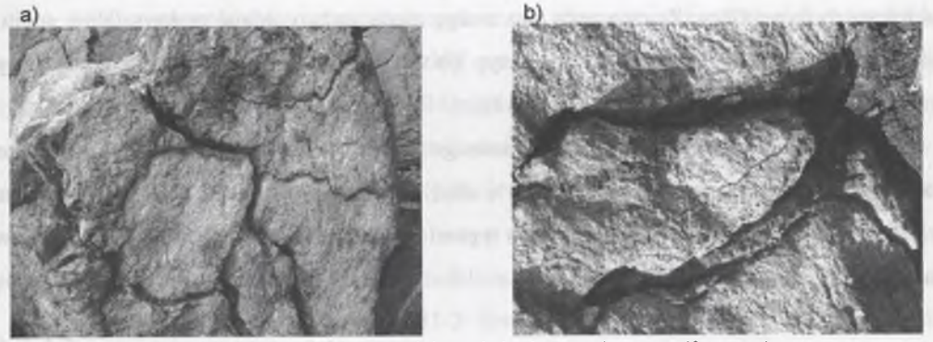
Fig. 21. Mössbauer spectrum of iron minerals originating from the Łysa Góra nephelinite in direct contact zone with its underground (LG13A)

bezpośredni kontakt – stwierdzono obecność berthierynu, a wyższa intensywność refleksów harmotomu wskazuje na wyższy udział tego składnika w porównaniu do skały pochodzącej z odległości 0,50 m od nefelinitu. A zatem skład mineralny strefy kontaktowej wskazuje, że lawa bazaltowa uległa wcześniej zestaleniu i nie mogła oddziaływać temperaturowo na materiał podłoża w miejscu dzisiejszej lokalizacji pokrywy Łysej Góry. Obecność goethytu



i berthierynu – minerału z grupy serpentynów, wynika z procesów wietrzenia nefelinitu, zachodzących prawdopodobnie w miejscu obecnej lokalizacji pokrywy nefelinitowej Łysej Góry. Jednocześnie harmotom, zeolit zawierający bar, powstał na drodze hydrotermalnej.

W nefelinicie zauważono szczeliny o nieregularnym przebiegu (rys. 22), lokalnie wypełnione chalcedonem i kwarcem. Barwa tych wypełnień jest biała, kremowa lub czarna. Ich powstanie ma prawdopodobnie związek z utworami ilastymi podłoża, w których występuje substancja organiczna, nadająca niektórym wypełnieniom czarną barwę. Krystalizacja chalcedonu z kwarcem mogła przebiegać zatem z gorących źródeł czynnych po zastygnięciu całego masywu skalnego.




Rys. 22. Szczeliny w nefelinicie Łysej Góry wypełnione chalcedonem z kwarcem (fot. autor)

Fig. 22. Cracks in nephelinite from the Łysa Góra, filled with chalcedony and quartz (phot. author)

### *Nefelinity Starego Łomu*

Nefelinity Starego Łomu swoim wykształceniem są zbliżone do nefelinitów Łysej Góry. Skała jest szara i ciemnoszara, struktura jest afanitowa lub porfirowa. Nefelinit zbudowany jest z prakryształów oliwinu, sporadycznie augitu oraz ciasta skalnego, w skład którego wchodzą augit, minerały nieprzeźroczyste (tytanomagnetyt), biotyt, apatyt, a tło skalne stanowi nefelin z zeolitami i szkliwem wulkanicznym. Nefelinit pocięty jest białymi żyłkami o grubości 0,08 – 1,00 mm, a obserwacje mikroskopowe pozwoliły na zidentyfikowanie w nich opalu i chalcedonu. Minerały te impregnują w wielu miejscach składniki budujące skałę, w szczególności dotyczy to wypierania produktów przeobrażeń oliwinu. Można zatem wnioskować, że silifikacja była procesem późniejszym od przeobrażeń oliwinu. Cechą charakterystyczną bazaltoidu typu B jest jego plamista barwa, co przejawia się obecnością ciemnych i jasnoszarych plamek o średnicy do 1 mm.

Prakryształy oliwinu osiągają wielkość do 1,70 mm. Niekiedy kilka mniejszych prakryształów tworzy skupienia o średnicy do 1,80 mm. Pośród nich występują skupienia

minerałów nieprzeźroczystych. Prakryształy oliwinu ulegają przeobrażeniom, ale proces nie jest zaawansowany, gdyż nie zauważono całkowitego przeobrażenia kryształów. Efektem przeobrażeń są zielonkawe, niekiedy przechodzące w brunatnawe produkty, wskazujące na iddingsytyzację. Szczególnie widoczny jest ten proces w bazaltoidach typu B. Często obserwowano drobniutkie, pomarańczowe żyłki, odchodzące od prakryształów oliwinu, będące prawdopodobnie goethytem.

Prakryształy augitu osiągają wielkość do 2,00 mm i podobnie jak oliwin tworzą niekiedy skupienia zbudowane z kilku mniejszych kryształów.

Jak wskazuje analiza planimetryczna (tab. 5), ilość prakryształów w nefelinitach Starego Łomu waha się od 1,9 do 3,9% obj. i jest porównywalna do ilości prakryształów w nefelinitach Łysej Góry. Zwraca przy tym uwagę nieco wyższy udział prakryształów augitu (średnio 0,7% obj. – typ A, 0,8% obj. – typ B) w porównaniu do nefelinitów Łysej Góry (średnio 0,2% obj. – typ A, 0,3% obj. – typ B).

Dominującym składnikiem ciasta skalnego nefelinitów Starego Łomu jest augit. Jego udział w skale waha się od 56,8 do 60,8% obj., przy czym nie zaznacza się tak wyraźna różnica w udziale tego składnika pomiędzy typami A i B bazaltoidów, jak miało to miejsce w nefelinitach Łysej Góry.

Tabela 5

Wyniki analizy planimetrycznej nefelinitów Starego Łomu (SL) (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin i analcym, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, $Ol_{sw}$- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży, B- bazaltoid przeobrażony, Min- wartość minimalna, Maks- wartość maksymalna, x- średnia arytmetyczna, s- odchylenie standardowe, E- wschodnia partia złoża, S- południowa partia złoża, W- zachodnia partia złoża

| Partia złoża | Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Ap | Bt | MN | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| E | SL30-1 | A | 59,1 | 12,3 | 1,3 | 0,0 | 0,2 | 1,1 | 11,1 | 12,3 | 0,8 | 1,2 | 0,6 | 2,6 | 100,0 |
| | SL30-2 | | 59,9 | 11,8 | 0,8 | 0,1 | 0,3 | 1,1 | 12,0 | 11,2 | 0,3 | 1,8 | 0,7 | 2,8 | 100,0 |
| S | SL30-3 | | 57,1 | 13,1 | 1,5 | 0,0 | 0,8 | 1,2 | 9,6 | 13,2 | 0,6 | 1,9 | 1,0 | 3,5 | 100,0 |
| | SL30-4 | | 56,8 | 12,7 | 1,1 | 0,2 | 1,1 | 1,3 | 10,0 | 12,9 | 1,2 | 1,5 | 1,2 | 3,9 | 100,0 |
| W | SL30-5 | | 60,8 | 12,2 | 1,1 | 0,0 | 0,6 | 0,9 | 9,9 | 11,9 | 0,4 | 1,3 | 0,9 | 2,6 | 100,0 |
| | Min | | 56,8 | 11,8 | 0,8 | 0,0 | 0,2 | 0,9 | 9,6 | 11,2 | 0,3 | 1,2 | 0,6 | 2,6 | |
| | Maks | | 60,8 | 13,1 | 1,5 | 0,2 | 1,1 | 1,3 | 12,0 | 13,2 | 1,2 | 1,9 | 1,2 | 3,9 | |
| | x | | 58,7 | 12,4 | 1,2 | 0,1 | 0,6 | 1,1 | 10,5 | 12,3 | 0,7 | 1,5 | 0,9 | 3,1 | |
| | s | | 1,74 | 0,51 | 0,22 | 0,09 | 0,37 | 0,15 | 1,00 | 0,80 | 0,36 | 0,30 | 0,24 | 0,59 | |
| E | SL31-3 | B | 59,3 | 13,5 | 1,5 | 1,2 | 0,8 | 2,4 | 9,4 | 9,9 | 0,3 | 0,4 | 1,2 | 1,9 | 100,0 |
| S | SL31-2 | | 57,7 | 14,6 | 2,1 | 0,9 | 0,1 | 1,6 | 9,3 | 10,9 | 1,3 | 0,4 | 1,1 | 2,8 | 100,0 |
| W | SL31-4 | | 58,2 | 13,9 | 2,0 | 0,9 | 0,1 | 1,5 | 10,2 | 10,8 | 1,1 | 0,6 | 0,7 | 2,4 | 100,0 |
| | SL31-1 | | 58,3 | 13,0 | 2,4 | 0,8 | 0,2 | 1,5 | 11,1 | 9,2 | 0,6 | 0,9 | 2,0 | 3,5 | 100,0 |
| | Min | | 57,7 | 13,0 | 1,5 | 0,8 | 0,1 | 1,5 | 9,3 | 9,2 | 0,3 | 0,4 | 0,7 | 1,9 | |
| | Maks | | 59,3 | 14,6 | 2,4 | 1,2 | 0,8 | 2,4 | 11,1 | 10,9 | 1,3 | 0,9 | 2,0 | 3,5 | |
| | x | | 58,4 | 13,8 | 2,0 | 1,0 | 0,3 | 1,8 | 10,0 | 10,2 | 0,8 | 0,6 | 1,3 | 2,7 | |
| | s | | 0,67 | 0,67 | 0,38 | 0,17 | 0,34 | 0,44 | 0,84 | 0,80 | 0,46 | 0,24 | 0,54 | 0,68 | |



W składzie mineralnym istotną rolę odgrywają nefelin z analcymem, minerały nieprzeźroczyste i szkliwo wulkaniczne, których udział średnio wynosi powyżej 10% obj. Należy podkreślić, iż rozróżnienie nefelinu i analcymu w tle skalnym jest dość kłopotliwe, bowiem przerastają się one wzajemnie. Taka forma występowania tych minerałów wskazuje na zastępowanie nefelinu analcymem, co następuje często podczas ich krystalizacji przy dużej prężności $H_2O$. W bazaltoidach przeobrażonych typu B wyraźnie zaznacza się wyższy udział zeolitów – średnio 2% obj. (analcym idiomorficzy średnio 1% obj.) w porównaniu do bazaltoidów typu A (średni udział zeolitów – 1,2% obj., analcymu idiomorficznego 0,1% obj.). W bazaltoidach typu B obserwuje się również przewagę udziału oliwinu przeobrażonego nad świeżym w porównaniu do bazaltoidów typu A.

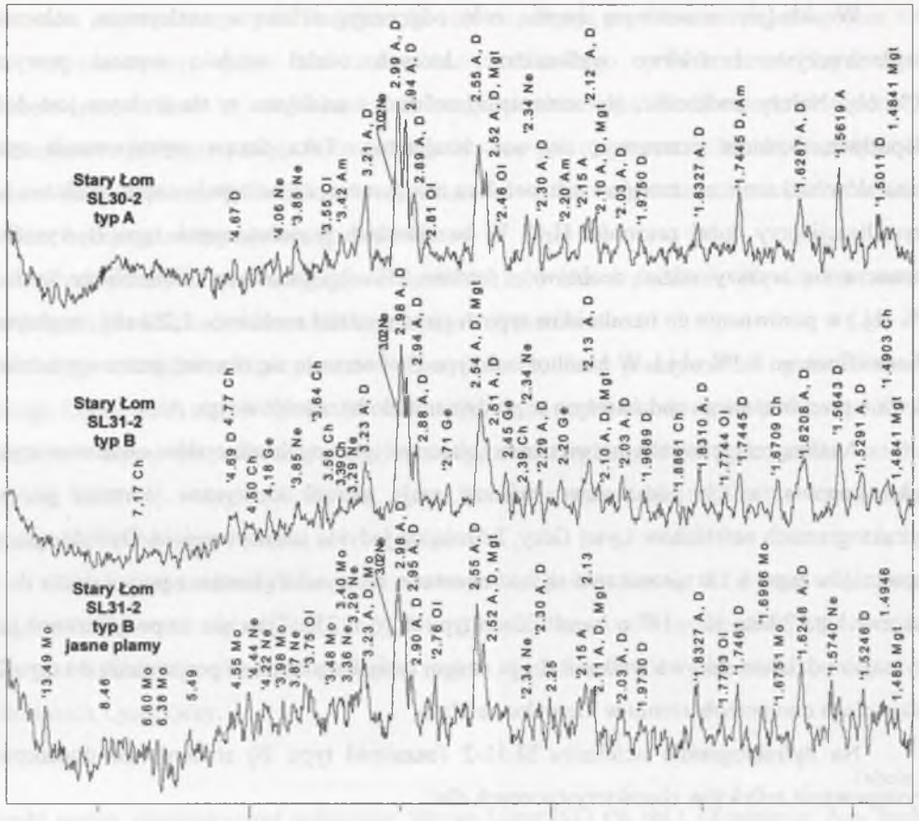
Analizą rentgenowską potwierdzono obecność głównych minerałów obserwowanych mikroskopowo, a ich podstawowe refleksy mają niemal identyczne wartości jak na dyfraktogramach nefelinitów Łysej Góry. Różnią się jedynie intensywnością. Dyfraktogramy bazaltoidów typu A i B nieznacznie są zróżnicowane, co wynika głównie z podniesienia tła w zakresie kąta 2theta 10 – 18° w bazaltoidach typu A (rys. 23). Zjawisko to podyktowane jest wyższym udziałem szkliwa wulkanicznego w tym typie bazaltoidu w porównaniu do typu B, gdzie ulega ono przeobrażeniu w kierunku nefelinu.

Na dyfraktogramie nefelinitu SL31-2 (bazaltoid typu B) stwierdzono dodatkowo występowanie refleksów charakterystycznych dla:

- chlorytów – 7.17, 4.77, 3.58, 3.39 Å,
- goethytu – 4.18, 2.71, 2.45, 2.20 Å.

Obecność tych minerałów związana jest z przeobrażeniem oliwinu – iddindsytyzacją. Jak wiadomo, produktami tego procesu są zwykle saponit, chloryty i goethyt. Oliwin nefelinitów Starego Łomu nie zawiera saponitu.

W celach porównawczych identyfikację faz metodą dyfrakcji rentgenowskiej przeprowadzono również dla wyseparowanych (próbka SL31-2) jasnoszarych plamek – skupień tworzących się w bazaltoidach typu B (rys. 23). Obserwacje refleksów na dyfraktogramie wskazują, iż obok podstawowych składników (augit, diopsyd, oliwin, nefelin i magnetyt) obecny jest również mordenit, na co wskazuje obecność jego najsilniejszych refleksów: 6.60, 6.38, 4.55, 3.98, 3.48, 3.40, 3.23 Å. Istotnym wynikiem analizy rentgenostrukturalnej jest obecność na tym dyfraktogramie refleksów 4.22, 3.87 i 1.5740 Å, pochodzących od nefelinu wygrzewanego w temperaturze 400°C (Foreman, Peacor 1970). Można przypuszczać, że jednym z czynników przeobrażenia bazaltoidów typu B było oddziaływanie termiczne kolejnego potoku lawowego na wcześniej zastygły potok. Dopiero




Rys. 23. Przykładowe dyfraktogramy nefelinitów Starego Łomu (bazaltoidy typu A i B). Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, Ch- chloryt, D- diopsyd, Ge- goethyt, Mgt- magnetyt, Mo- mordenit, Ne- nefelin, Ol- oliwin

Fig. 23. Example diffraction charts of nephelinite from the Stary Łom site (basaltoides types A and B). Explanations: A- augite, Am- analcime, Ch- chlorite, D- diopside, Ge- goethite, Mgt- magnetite, Mo- mordenite, Ne- nefeline, Ol- olivine

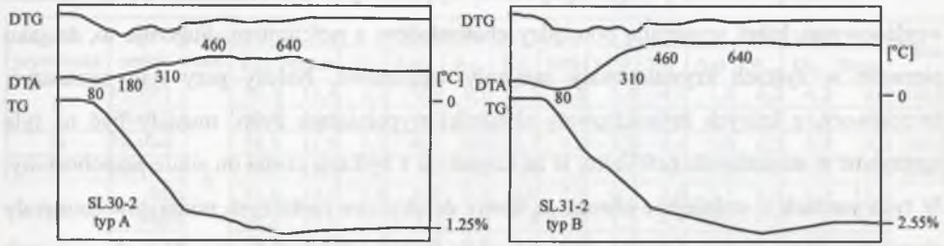
później następowała krystalizacja zeolitów. Nie można wykluczyć, iż przyczyną obecności nefelinu wygrzewanego w 400°C są przemiany związane z oddziaływaniem termicznym potoku lawowego na starszy potok, w którym występowały zeolity. Przeobrażenia termiczne np. natrolitu przebiegają bowiem w kierunku rekrystalizacji nefelinu.

Analizę termiczną wykonano dla próbek reprezentujących odpowiednie typy bazaltoidów A i B. Przebieg krzywych termicznych (przykładowe krzywe rys. 24) jest zbliżony do przebiegu krzywych termicznych nefelinitów Łysej Góry. Widoczne są charakterystyczne efekty termiczne na krzywej DTA, związane z utratą wilgoci w temperaturze ok. 80°C, z obecnością minerałów z grupy zeolitów w zakresie temperatur 180 –



460°C, a także przemianami polimorficznymi minerałów zawierających żelazo w ok. 640°C. Na krzywej DTG obserwowane są różnice związane ze zmianami prędkości ubytku masy (obecność zeolitów) oraz z nieznacznym wzrostem masy wynikającym z przeobrażeń minerałów zawierających żelazo.

Przeprowadzone badania wskazują, iż przeobrażenie nefelinitów Starego Łomu przebiegało w nieco innym kierunku niż na Łysej Górze. W bazalcie typu B obecny jest bowiem mordenit, inny zeolit niż skład asocjacji zeolitowej z Łysej Góry.




Rys. 24. Przykładowe krzywe termiczne bazaltoidu świeżego (A) i przeobrażonego (B) ze Starego Łomu
Fig. 24. Example thermal curves of fresh (A) and transformed basaltoides (B) from the Stary Łom site

***Nefelinity Góry Hucianka***

Nefelinity Góry Hucianka pod względem petrograficznym, a w szczególności wykształcenia podstawowych minerałów są zbliżone do nefelinitów Łysej Góry i Starego Łomu. Barwa skał jest ciemnopopielata, prawie czarna z brunatnymi nalotami na powierzchniach spękań. Struktura jest afanitowa, miejscami porfirowa. Na świeżej powierzchni skały widoczne są prakryształy oliwinów i piroksenów o wielkości do 4 mm. Cechą, która odróżnia ten nefelinit od pozostałych bazaltoidów tego rejonu, jest tekstura. Jest ona zbita i bezładna, ale w szczytowej partii Góry Hucianka porowata, prawie gąbczasta.

Mikroskopowo potwierdzono porfirową strukturę nefelinitów i występowanie prakryształów oliwinu i augitu. Ciasto skalne zbudowane jest głównie z augitu oraz nefelinu poprzerastanego analcymem tak, iż odróżnienie obu minerałów jest bardzo trudne. W nefelinitach występują także nieprzeźroczyste tlenki żelaza, a także zeolity, apatyt, minerały węglanowe i szkliwo wulkaniczne. Obecność minerałów węglanowych – dolomitu i kalcytu – odróżnia te nefelinity od pozostałych bazaltoidów badanych w tym obszarze, podobnie jak brak biotytu w cieście skalnym. W nefelinicie spotyka się również ksenolity, które są fragmentami gnejsów izerskich, stanowiących podłoże.

Prakryształy oliwinu uległy przeobrażeniu, a intensywność tych przeobrażeń jest znacznie większa niż w oliwinach pozostałych bazaltoidów obszaru badań. W nefelinitach

Góry Hucianka dobrze zachowane prakryształy oliwinu praktycznie nie występują. Warto jednak podkreślić, że pseudomorfozy po oliwinie to zwykle iddingsyt, serpentyny, talk i minerały węglanowe. Kierunki przeobrażeń oliwinu są zatem nieco inne w porównaniu do pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, a zbliżone są do dolerytów nefelinowych. Podobnie jak w innych bazaltoidach dolnośląskich (L. Chodyniecka 1969, 1971) najbardziej przeobrażone są mniejsze ziarna oliwinu. Prakryształy augitu występują rzadko i nie wykazują oznak przeobrażeń.

Nefelinity lokalnie pocięte są żyłkami, wypełnionymi chalcedonem oraz minerałami węglanowymi, które występują pomiędzy chalcedonem a nefelinitem. Sugeruje to, że jako pierwsze w żyłkach krystalizowały minerały węglanowe. Należy przy tym zaznaczyć, że roztwory, z których krystalizowały składniki wypełniające żyłki, musiały być na tyle agresywne w stosunku do nefelinitu, iż na kontakcie z żyłkami został on silnie przeobrażony. W tych partiach w nefelinicie obecne są formy dendrytowe niektórych minerałów (minerały nieprzeźroczyste, apatyt, nefelin), wskazujące na szybką ich krystalizację. W tych miejscach obecne są kryształki augitu ciasta skalnego o wybitnie fioletowej barwie i pleochroizmie w odcieniach barw. Występują prawidłowo wykształcone kryształy analcymu. Uzupełnieniem składu mineralnego stref żyłek są pręcikowo wykształcone kryształy brunatnego augitu egirynowego o kącie ściemniania światła 10°. Zwraca również uwagę, że chalcedon budujący żyłki, mikroskopowo ma barwę zielonkawą (spowodowaną prawdopodobnie domieszkami chlorytu) lub silnie brunatną (spowodowaną domieszkami związków żelaza, prawdopodobnie goethytu).

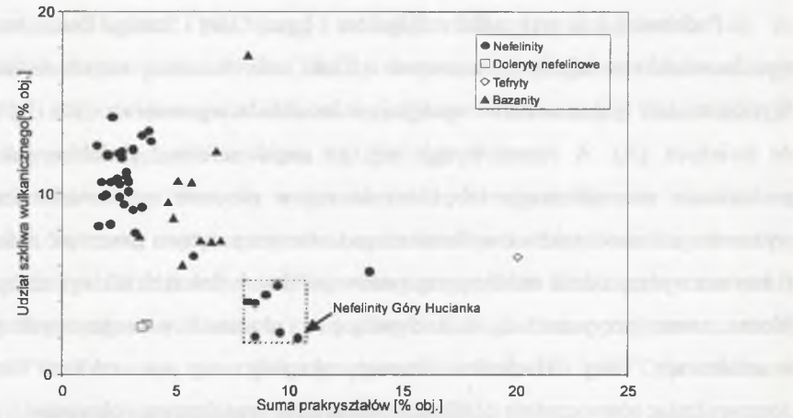
Analiza planimetryczna ujawniła (tab. 6), że udział większości składników mineralnych jest porównywalny z innymi nefelinitami (Adamczyk 1998; Adamczyk, Derewecki 2004), a wyjątkiem jest udział prakryształów i szkliwa wulkanicznego (rys. 25). Udział prakryształów w nefelinitach Góry Hucianka, w porównaniu do pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, jest wysoki, waha się od 8,2 do 10,4% obj., podczas gdy w pozostałych bazaltoidach rzadko przekracza 7,0% obj. (rys. 26). Przeważa oliwin nad augitem. Udział szkliwa wulkanicznego nie przekracza 5% obj., podczas gdy w pozostałych bazaltoidach składnik ten zwykle występuje w ilości ponad 10% obj. (nefelinity Łysej Góry i Starego Łomu) lub bliskich tej wartości (bazanity Kłopotna, nefelinity i tefryty wystąpień skałkowych pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka). Jedynie w pojedynczej skałce nefelinitowej – próbka SK50 – udział szkliwa wulkanicznego wynosi 5,7% obj., a w dolerytach nefelinowych – próbki L32 i L33 – 2,6 – 2,8% obj. Warto podkreślić, iż pod względem ilościowym średni skład mineralny nefelinitów Góry Hucianka jest zbliżony do bazaltoidu z Góry Świętej Anny (L. Chodyniecka 1967) (tab. 6).



Tabela 6

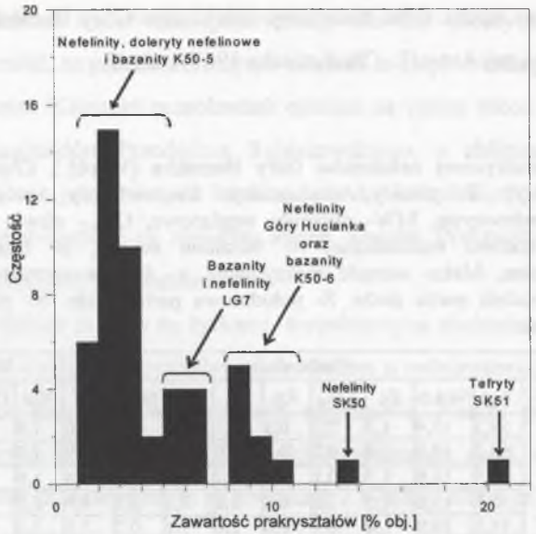
Wyniki analizy planimetrycznej nefelinitów Góry Hucianka (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin i analcym, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Ap- apatyt, Ks- ksenolity, MN- minerały nieprzeźroczyste, MW- minerały węglanowe, $Ol_{sw}$.- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży, B- bazaltoid przeobrażony, Min- wartość minimalna, Maks- wartość maksymalna, x- średnia arytmetyczna, s- odchylenie standardowe, E- wschodnia partia złoża, S- południowa partia złoża, N- północna partia złoża, C- środkowa partia złoża

| Partia wyrobiska | Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Ap | Ks | MN | MW | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| E | PR40-1 | A | 59,3 | 11,4 | 1,7 | 0,1 | 0,1 | 2,1 | 11,8 | 1,3 | 4,0 | 1,8 | 0,2 | 6,2 | 8,2 | 100,0 |
| | PR40-2 | | 60,2 | 10,9 | 1,4 | 0,2 | 0,8 | 2,0 | 11,4 | 0,7 | 3,9 | 1,7 | 0,3 | 6,5 | 8,5 | 100,0 |
| N | PR40-3 | | 58,5 | 11,9 | 1,7 | 0,1 | 0,8 | 2,7 | 9,6 | 1,2 | 4,4 | 1,9 | 0,2 | 6,9 | 9,0 | 100,0 |
| C | PR41 | | 55,1 | 13,6 | 1,5 | 1,0 | 0,0 | 5,1 | 7,1 | 2,2 | 4,9 | 2,2 | 0,0 | 7,3 | 9,5 | 100,0 |
| | Min | | 55,1 | 10,9 | 1,4 | 0,1 | 0,0 | 2,0 | 7,1 | 0,7 | 3,9 | 1,7 | 0,0 | 6,2 | 8,2 | |
| | Maks | | 60,2 | 13,6 | 1,7 | 1,0 | 0,8 | 5,1 | 11,8 | 2,2 | 4,9 | 2,2 | 0,3 | 7,3 | 9,5 | |
| | x | | 58,3 | 12,0 | 1,6 | 0,4 | 0,4 | 3,0 | 10,0 | 1,4 | 4,3 | 1,9 | 0,2 | 6,7 | 8,8 | |
| | s | | 2,23 | 1,18 | 0,14 | 0,44 | 0,43 | 1,45 | 2,14 | 0,62 | 0,44 | 0,22 | 0,13 | 0,48 | 0,57 | |
| C | PR42 | B | 56,8 | 17,6 | 1,1 | 3,1 | 0,4 | 0,5 | 5,6 | 2,5 | 2 | 1,3 | 0,6 | 8,5 | 10,4 | 100,0 |
| C | PR41-2 | | 59,5 | 12,1 | 2,9 | 0,2 | 0 | 0,9 | 10,9 | 1,6 | 2,3 | 1,2 | 0,6 | 7,8 | 9,6 | 100,0 |
| S | PR41-1 | | 60,1 | 11,9 | 2,2 | 0,7 | 0,1 | 0,8 | 11,8 | 1,8 | 2,1 | 0,9 | 0,4 | 7,2 | 8,5 | 100,0 |
| | Min | | 56,8 | 11,9 | 1,1 | 0,2 | 0,0 | 0,5 | 5,6 | 1,6 | 2,0 | 0,9 | 0,4 | 7,2 | 8,5 | |
| | Maks | | 60,1 | 17,6 | 2,9 | 3,1 | 0,4 | 0,9 | 11,8 | 2,5 | 2,3 | 1,3 | 0,6 | 8,5 | 10,4 | |
| | x | | 58,8 | 13,9 | 2,1 | 1,3 | 0,2 | 0,7 | 9,4 | 2,0 | 2,1 | 1,1 | 0,5 | 7,8 | 9,5 | |
| | s | | 1,76 | 3,23 | 0,91 | 1,55 | 0,21 | 0,21 | 3,35 | 0,47 | 0,15 | 0,21 | 0,12 | 0,65 | 0,95 | |
| Góra Świętej Anny (Chodyniecka 1967) | | | 58 | 14 | 2 | | 2 | | 10 | 2 | | | | | 12 | 100,0 |




Rys. 25. Związek udziału sumy prakryształów (oliwin i augit) i udziału szkliwa wulkanicznego (w % obj.) w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 25. Relation between total amount of primary crystals of olivine and augite and volcanic glass contents (% vol.) in the basaltoides of the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 26. Histogram udziału sumy prakryształów (oliwin i augit) według odmian bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (w % obj.)

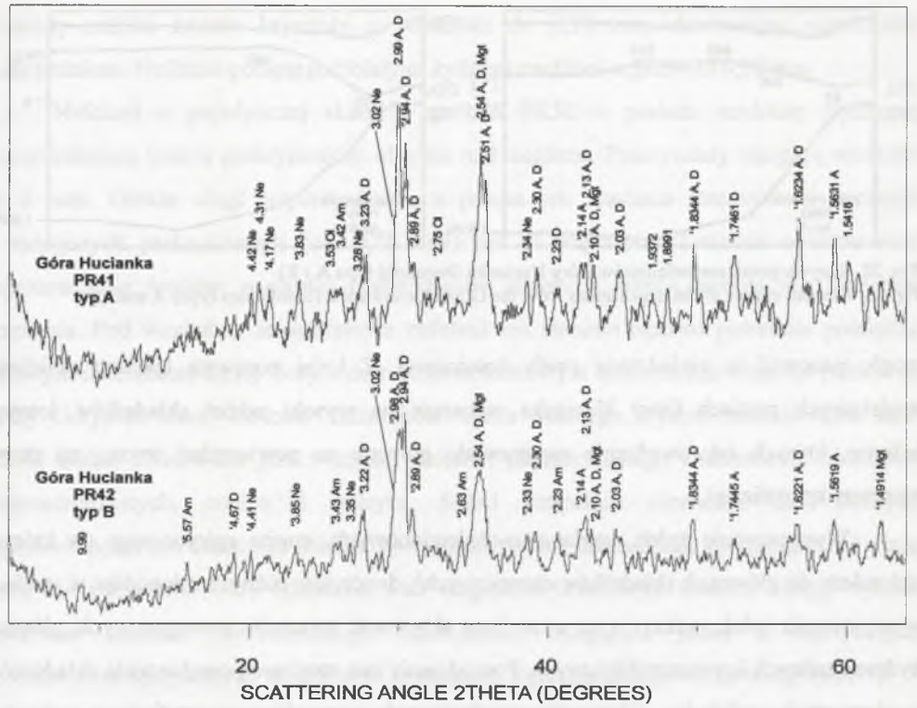
Fig. 26. Total amount of primary crystals of olivine and augite in different types of basaltoides of the Przedgórze Rębiszowskie region

Zwraca również uwagę znaczny, w porównaniu do innych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, udział ksenolitów w nefelinitach Góry Hucianka. W bazaltoidach typu A udział tego składnika przekracza nawet 5% obj. (próbka PR41). Wysoki udział ksenolitów oraz znaczny udziału prakryształów wskazują, że nefelinity Góry Hucianka należą do strefy kominowej.

Podobnie jak w przypadku nefelinitów z Łysej Góry i Starego Łomu, w zależności od typu bazaltoidu A lub B, ze wzrostem udziału nefelinu rośnie udział zeolitów (rys. 14). Wyższe udziały tych minerałów występują w bazaltoidach przeobrażonych (B) w porównaniu do świeżych (A). A zatem wydaje się, że część nefelinu, podobnie jak zeolity, jest pochodzenia pomagmowego lub tworzyła się w procesie autometamorfizmu. Również wyższemu udziałowi szkliwa wulkanicznego towarzyszy wyższa zawartość nefelinu, choć typ B zawiera wyższy udział nefelinu przy porównywalnych ilościach szkliwa niż typ A (rys. 15). Można zatem przypuszczać, iż zachodzące w procesach pomagmowych przeobrażenia w nefelinitach Góry Hucianka również skupiały się na szkliwie wulkanicznym, doprowadzając równocześnie do niemal całkowitego przeobrażenia oliwinów.

Identyfikacja faz metodą dyfrakcji rentgenowskiej (rys. 27) potwierdziła obecność podstawowych minerałów budujących nefelinity z Góry Hucianka, zidentyfikowanych mikroskopowo, tj. augit (augit diopsydowy), nefelin, analcym, oliwin i tytanomagnetyt.





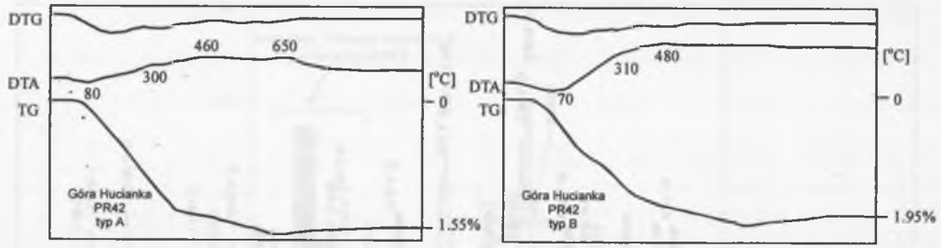

Rys. 27. Przykładowe dyfraktogramy nefelinitów Góry Hucianka (bazaltoidy typu A i B). Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, D- diopsyd, Mgt- magnetyt, Ne- nefelin, Ol- oliwin

Fig. 27. Example diffraction charts of nephelinites from the Góra Hucianka site (basaltoides types A and B). Explanations: A- augite, Am- analcime, D- diopside, Mgt- magnetite, Ne- nepheline, Ol- olivine

Podstawowe refleksy tych minerałów posiadają wartości $d_{hkl}$ takie jak na innych dyfraktogramach nefelinitów. Na uwagę zasługuje fakt, iż nie zauważa się na dyfraktogramach badanych próbek PR41 i PR42 podwyższenia intensywności tła w zakresie kąta 2theta 10 – 18°, związanego z obecnością szkliwa wulkanicznego. Zawartość tego składnika w badanych skałach jest niewielka, stąd brak tego efektu.

Dla nefelinitów Góry Hucianka wykonano analizę termiczną. Krzywe termiczne na derywatogramach są mniej czytelne niż dla bazaltoidów pochodzących z innych miejsc badanego obszaru (rys. 28). Na krzywej DTA widoczne są jednak charakterystyczne efekty termiczne, podobnie jak w nefelinitach Łysej Góry i Starego Łomu, związane z: utratą wilgoci – ok. 80°C, obecnością minerałów z grupy zeolitów – ok. 300 i 460°C, przemianami polimorficznymi minerałów zawierających żelazo – ok. 640°C.

Zarówno ilość prakryształów i ich wielkość, jak również obniżony udział szkliwa wulkanicznego nefelinitu Góry Hucianka, w porównaniu do innych bazaltoidów tego rejonu, mogą świadczyć o wolniejszym spadku temperatury lawy na powierzchni. Takie warunki




Rys. 28. Krzywe termiczne nefelinitów Góry Hucianka (bazaltoid typu A i B)
Fig. 28. Thermal curves of the nephelinites from the Góra Hucianka site (basaltoides types A and B)

mogły panować w sąsiedztwie strefy kominowej. Z kolei porowata tekstura nefelinitu w niektórych partiach Góry Hucianka wskazuje na wysoki udział składników lotnych w lawie, których odprowadzanie następowało głównie na powierzchni terenu, na etapie wczesnej krystalizacji.

Występowanie żyłek węglanowo-chalcedonowych, augitu egirynowego (w którym sód należy do głównych składników chemicznych), dendrytów różnych minerałów w strefach występowania żyłek, wskazują na wzmożoną aktywność procesów pomagmowych, głównie hydrotermalnych i pneumatolitycznych. Powodowały one strefowe przeobrażenia składników macierzystych nefelinitu. Obecność wymienionych minerałów w strefach przeobrażeń hydrotermalnych wskazuje, iż składnikami roztworów były m.in. $CO_2$, $Na^+$ oraz krzemionka.

***Nefelinity pojedynczych wystąpień skałkowych***

Nefelinity zlokalizowane w formie pojedynczych wystąpień skałkowych pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka pod względem struktury, barwy i składu mineralnego są podobne do nefelinitów Łysej Góry i Starego Łomu. Reprezentują one bazaltoidy typu A.

Nefelinit tworzący wśród nich największą skałkę (próbki SK40 i SK54) posiada strukturę porfirową, z przeważającym udziałem prakryształów oliwinu nad prakryształami augitu. Prakryształy oliwinu dochodzą do 4 mm wielkości. Są dobrze zachowane w próbce SK54, natomiast w próbce SK40 są silnie zserpentynizowane. Prakryształy augitu w tym nefelinicie tworzą lokalne skupienia, w środku których znajdują się oliwiny. Skupienia te przypominają składem mineralnym skały ultrazasadowe. Minerały budujące ciasto skalne są bardzo drobne (średnio ok. 0,02 mm) w porównaniu do pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. W cieście skalnym dominuje augit, ponadto występują w znacznych ilościach minerały nieprzeźroczyste, nefelin (z analcymem), w mniejszych zeolity, apatyt i biotyt. Skała w wielu miejscach posiada strukturę poikilitową, gdzie kryształy augitu zostały przerośnięte krystalizującym nefelinem z analcymem, tworzącymi tło skalne.



Niekiedy nefelin tworzy kryształy o wielkości do 0,70 mm, dorównując rozmiarami prakryształom. Nefelinit pocięty jest białymi żyłkami zeolitów o grubości 0,20 mm.

Nefelinit z pojedynczej skałki – próbka SK50 – posiada strukturę porfirową z przeważającą ilością prakryształów oliwinu nad augitem. Prakryształy osiągają wielkość do 2 mm. Oliwin uległ serpentynizacji, a proces ten znacznie intensywniej zachodzi w mniejszych prakryształach (ok. 0,50 mm) niż w większych. Lokalnie obserwowano nagromadzenia średniej wielkości prakryształów oliwinu i augitu, tworzących sferyczne skupienia. Pod względem strukturalnym nefelinit ten stanowi ogniwo pośrednie pomiędzy typowym nefelinitem Łysej Góry a dolerytem nefelinowym nieczynnego łomu na północ od Łysej Góry, bowiem wielkość składników ciasta skalnego wynosi średnio 0,06 mm. Ciasto skalne zbudowane jest z augitu, nefelinu poprzerastanego analcymem, minerałów nieprzeźroczystych, zeolitu i apatytu. Skład uzupełnia niewielka ilość biotytu. Lokalnie spotykano skupienia minerałów węglanowych i chalcedonu, co upodabnia badaną skałę do nefelinitów Góry Hucianka. Pod względem ilościowym zwraca uwagę wysoka zawartość nefelinu poprzerastanego analcymem, osiągająca jedną z najwyższych ze wszystkich opisywanych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego – 17,9% obj. (tab. 7).

Podobnie udział prakryształów w opisywanym nefelinicie jest bardzo wysoki i wynosi 13,6% obj., z czego oliwin stanowi 12,6% obj. Zawartość szkliwa wulkanicznego jest niższa od pozostałych bazaltoidów i wynosi 5,7% obj. Udział prakryształów, szkliwa wulkanicznego oraz obecność minerałów węglanowych wskazują, że opisywany nefelinit jest bardzo zbliżony do nefelinitów Góry Hucianka. Z kolei, biorąc pod uwagę charakter strukturalny oraz wysoki udział prakryształów, można wnioskować, że tworzy on dajkę.

Tabela 7

Wyniki analizy planimetrycznej nefelinitów z pojedynczych skałek (SK) (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin i analcym, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, MW- minerały węglanowe, $Ol_{sw}$.- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży, Min- wartość minimalna, Maks- wartość maksymalna, x- średnia arytmetyczna, s- odchylenie standardowe

| Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Ap | Bt | MN/*MW | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| SK50 | A | 50,1 | 17,9 | 1,0 | 2,8 | 1,0 | 1,3 | 5,4/*1,2 | 5,7 | 1,0 | 0,8 | 11,8 | 13,6 | 100,0 |
| SK53 | | 62,3 | 10,8 | 1,5 | 0,3 | 0,8 | 1,3 | 12,6 | 8,3 | 0,3 | 1,0 | 0,8 | 2,1 | 100,0 |
| SK54 | | 57,0 | 12,9 | 1,6 | 0,5 | 1,0 | 0,8 | 14,0 | 9,8 | 0,2 | 1,6 | 0,7 | 2,5 | 100,0 |
| SK40 | | 57,5 | 14,2 | 2,2 | 0,2 | 1,7 | 1,0 | 11,6 | 9,8 | 0,3 | 1,4 | 0,1 | 1,8 | 100,0 |
| Min | | 50,1 | 10,8 | 1,0 | 0,2 | 0,8 | 0,8 | 5,4 | 5,7 | 0,2 | 0,8 | 0,1 | 1,8 | |
| Maks | | 62,3 | 17,9 | 2,2 | 2,8 | 1,7 | 1,3 | 14,0 | 9,8 | 1,0 | 1,6 | 11,8 | 13,6 | |
| x | | 56,7 | 14,0 | 1,6 | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 10,9 | 8,4 | 0,5 | 1,2 | 3,4 | 5,0 | |
| s | | 5,02 | 2,98 | 0,48 | 1,24 | 0,39 | 0,24 | 3,80 | 1,94 | 0,37 | 0,37 | 5,64 | 5,74 | |

Nefelinit pojedynczej skałki, z którego pochodzi próbka SK53, to skała typowo wykształcona dla tego obszaru. Wykazuje strukturę porfirową, w której prakryształami są oliwiny, rzadziej augit. Ich wielkość rzadko przekracza 2 mm. W cieście skalnym, którego ziarna mają średnią wielkość ok. 0,03 mm, dominuje augit, nefelin z analcymem i minerały nieprzeźroczyste, rzadziej zeolity i apatyt. Wszystkie składniki wykształcone są również w sposób bardzo podobny do innych bazaltoidów opisywanego obszaru. Warto jednak podkreślić, że prakryształy oliwinu są świeże i nie uległy przeobrażeniom. Tylko w nielicznych ziarnach obserwowano początki serpentynizacji w nieregularnych spękaniach.

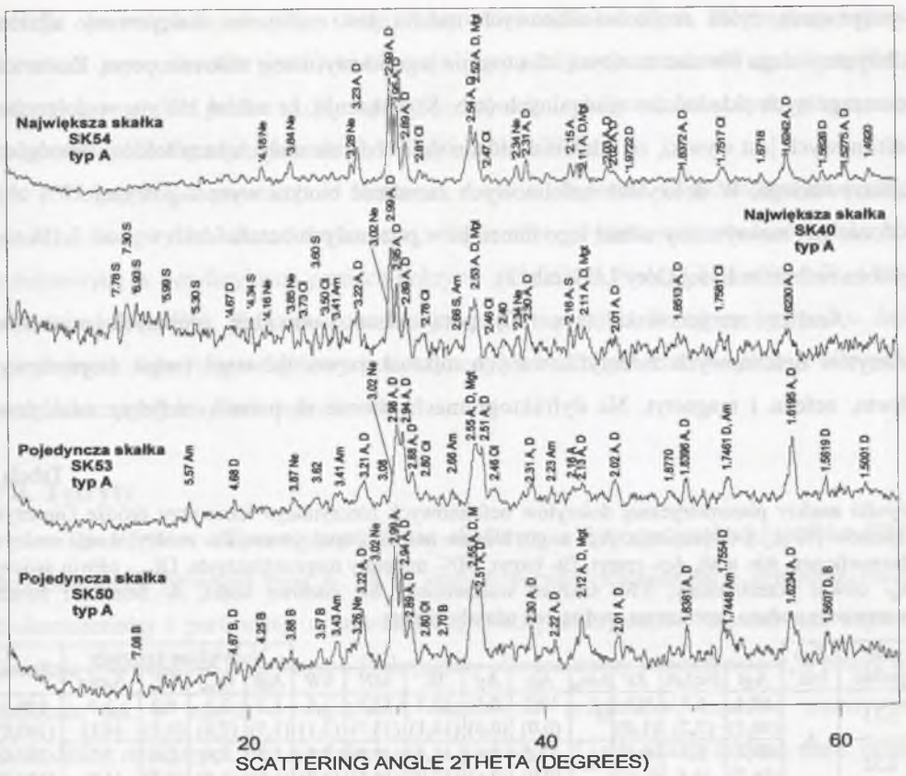
W skale obserwowano sferyczne lub bardzo nieregularne skupienia kryształów augitu, z lekko fioletowym pleochroizmem. Ich wielkość wynosi od ok. 0,70 mm w centrum skupień do wielkości 0,30 mm w partiach zewnętrznych, dorównując w nich wielkościom kryształów ciasta skalnego. Skupienia te zawierają dendryty ilmenitu. Można przypuszczać, że augit tworzy w tym przypadku trzy generacje: prakryształy, kryształy skupień sferycznych lub nieregularnych i kryształy ciasta skalnego. Udziały głównych składników mineralnych uzyskane analizą planimetryczną tego nefelinitu są porównywalne z innymi nefelinitami.

Analiza rentgenowska (rys. 29) ujawniła obecność głównych minerałów (augitu diopsydowego, nefelinu, analcymu, oliwinu, magnetytu) obecnych w nefelinitach wystąpień skałkowych, równocześnie umożliwiając identyfikację produktów przeobrażeń oliwinów w próbce SK40 (największa skałka). Są nimi minerały z grupy serpentynu. Refleksy na dyfraktogramach pochodzą bowiem od lizardytu, chryzotylu i antygorytu. Dyfraktogram próbki SK50 ujawnia obecność berthierynu, minerału należącego również do serpentynów. Obecność tego minerału wykazano również w próbkach skał podłoża, pochodzących z bezpośredniego kontaktu z nefelinitem Łysej Góry.

## 7.2. Doleryty nefelinowe

Doleryty nefelinowe nieczynnego łomu, zlokalizowanego w kierunku na północ od Starego Łomu (próbki L32 i L33), są barwy ciemnoszarej, prawie czarnej. Z uwagi na charakter strukturalny, a w szczególności wielkość kryształów budujących te skały, zakwalifikowano je jako doleryty. Wśród dolerytów nefelinowych występuje tylko jeden typ bazaltoidu – A. Makroskopowo struktura jest bowiem bardzo drobnoziarnista, a miejscami porfirowa. Największe kryształy tworzy oliwin, rzadziej augit, a przestrzenie pomiędzy nimi wypełniają augit, minerały nieprzeźroczyste, nefelin poprzerastany analcymem, apatyt, biotyt, rzadziej analcym idiomorficzny. Dodatkowym minerałem wchodzącym w skład dolerytu jest






Rys. 29. Dyfraktogramy nefelinitów z wystąpień skałkowych. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, B- berthieryn, D- diopsyd, Mgt- magnetyt, Ne- nefelin, Ol- oliwin, S- serpentyny (lizardyt, chryzotyl, antygoryt)

Fig. 29. Diffraction pattern of nephelinites from surface rock outcrops. Explanations: A- augite, Am- analcime, B- berthierine, D- diposide, Mgt- magnetite, Ne- nepheline, Ol- olivine, S- serpentines: (lizardite, chrysotile, antigorite)

albit. Minerał ten, jak przypuszcza E. Słaby (1993), został zaasymilowany w wyniku topienia ksenolitów gnejsów izerskich przez magmę bazaltową. Największe kryształy dochodzą nawet do 4 mm wielkości. Pozostałe składniki mineralne posiadają znacznie większe rozmiary w porównaniu do ciasta skalnego innych opisywanych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Zwykle osiągają wielkość powyżej 0,10 mm.

Prakryształy oliwinu często ulegają przeobrażeniom, których charakter zbliżony jest do przeobrażeń oliwinów z nefelinitów Góry Hucianka. Występują bowiem pseudomorfozy po oliwinie, które stanowi iddingsyt, serpentyny, talk i sporadycznie minerały węglanowe.

Doleryty nefelinowe pocięte są żyłkami zeolitów z albitem o grubości do 0,22 mm. Miejscami obserwowano strefy silnie wzbogacone w nefelin, który poprzerastany jest analcymem, interstycjalnie rozmieszczony wśród pozostałych kryształów. W miejscach

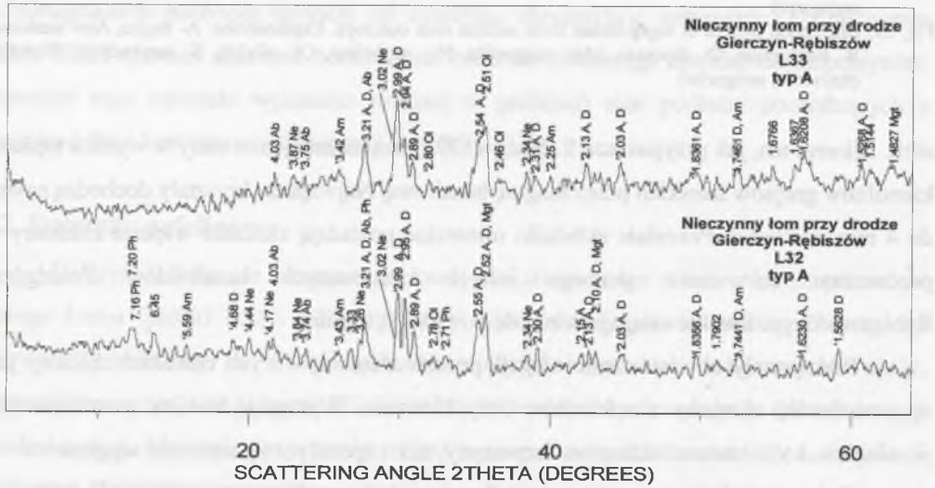
występowania żyłek zeolitowo-albitowych nefelin jest częściowo zastępowany albitem. Albityzacji ulega również analcym, co utrudnia jego identyfikację mikroskopową. Zawartość poszczególnych składników mineralnych (tab. 8) wskazuje, że udział biotytu w dolerytach nefelinowych jest wysoki, co odróżnia badane skały od pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. W dolerytach nefelinowych zawartość biotytu wynosi powyżej 10% obj., podczas gdy maksymalny udział tego minerału w pozostałych bazaltoidach wynosi 3,1% obj. (próbka nefelinitu Łysej Góry LG3, tab. 2).

Analizą rentgenowską (rys. 30) potwierdzono obecność głównych minerałów dolerytów nefelinowych zidentyfikowanych mikroskopowo, tj.: augit (augit diopsydowy), oliwin, nefelin i magnetyt. Na dyfraktogramach obecne są ponadto refleksy analcymu,

Tabela 8

Wyniki analizy planimetrycznej dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu przy drodze Gierczyn-Rębiszów (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin z analcymem, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Ab- albit, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, $Ol_{sw}$.- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, Śl- śladowe ilości, A- bazaltoid świeży (w nawiasie podano przeliczoną analizę bez udziału albitu)

| Nr próbki | Typ baz. | | | | | | | | | | Największe kryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Ab | Ap | Bt | MN | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| L31 | A | 50,4 (56,1) | 6,5 (7,2) | 0,9 (1,0) | Śl | 10,2 (0,0) | 0,5 (0,6) | 12,7 (14,1) | 12,3 (13,7) | 2,8 (3.11 | 1,2 (1,3) | 2,3 (2,6) | 0,2 (0,2) | 3,7 (4,1) | 100,0 (100,0) |
| L32 | | 49,7 (56,2) | 5,7 (6,4 | 0,5 (0,6) | Śl | 11,6 (0,0) | 0,4 (0,6) | 11,4 (12,9) | 14,6 (16,5) | 2,6 (2,9) | 1,3 (1,5) | 1,6 (1,8) | 0,6 (0,7) | 3,5 (4,0) | 100,0 (100,0) |




Rys. 30. Dyfraktogramy dolerytów nefelinowych z nieczynnego łomu przy drodze Gierczyn – Rębiszów. Objaśnienia: A- augit, Ab- albit, Am- analcym, D- diopsyd, Mgt- magnetyt, Ne- nefelin, Ol- oliwin, Ph- philipsyt

Fig. 30. Diffraction pattern of nepheline dolerites from the inactive quarry aside the Gierczyn – Rębiszów road. Explanations: A- augite, Ab- albite, Am- analcime, D- diposide, Mgt- magnetite, Ne- nepheline, Ol- olivine, Ph- philipsite



którego obecność mikroskopowo stwierdzono w ilościach śladowych. Można przypuszczać, że udział tego minerału jest większy, ale jego albityzacja uniemożliwia identyfikację mikroskopową. W próbce L32 występuje ponadto philipsyt, za czym przemawiają podstawowe refleksy tego minerału: 7.20, 7.16, 3.21, 2.71 Å.

Doleryty, jak powszechnie wiadomo, mogą występować w wewnętrznych partiach potoków lawowych lub tworzyć dajki, bądź sille. Tymczasem obecność dolerytów nefelinowych w peryferyjnych partiach pokrywy nefelinitów Starego Łomu (rys. 7), z którą prawdopodobnie brak połączenia, wskazuje na formę dajki. W takim przypadku dajka opisywanych dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu mogła stanowić jeden z kierunków wędrówki magmy ku powierzchni terenu.

## 7.3. Tefryty

Do tefrytów zaliczono wystąpienie skałkowe, z którego pochodzi próbka SK51, przedstawiająca bazaltoid typu A. Są to skały o barwie ciemnoszarej i strukturze bardzo drobnoziarnistej i porfirowej, z przeważającą ilością prakryształów oliwinu nad augitem. Osiągają one wielkość do 2,50 mm. Prakryształy oliwinu uległy serpentynizacji, a proces ten, podobnie jak w innych wystąpieniach skałkowych nefelinitów, znacznie intensywniej zachodził w mniejszych prakryształach niż w większych. Ciasto skalne budują: augit, nefelin poprzerastany analcymem, plagioklazy, minerały nieprzeźroczyste, szkliwo wulkaniczne oraz w niewielkich ilościach zeolity i apatyt.

Pod względem wykształcenia poszczególnych składników mineralnych opisywane tefryty są zbliżone do nefelinitowego wystąpienia skałkowego, z którego pochodzi próbka SK50 (występujące sferyczne skupienia prakryształów, wielkość składników ciasta skalnego ok. 0,06 mm itp.). Cechą odróżniającą tefryty od pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego jest bardzo wysoki udział prakryształów – 20,1% obj. (tab. 9), co z dużymi rozmiarami kryształów ciasta skalnego nadaje tefrytom charakter dolerytowy. W związku z tak dużym udziałem prakryształów, zawartości pozostałych składników są znacznie niższe w porównaniu do innych opisywanych bazaltoidów. Jednak istotnym ilościowo składnikiem mineralnym jest nefelin poprzerastany analcymem, stanowiący blisko 19% obj.

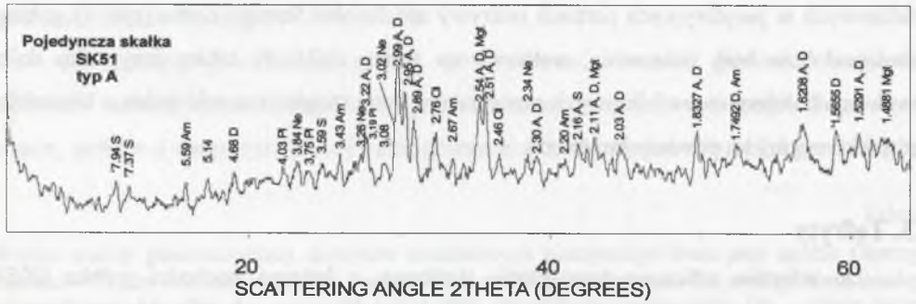
Na dyfraktogramie rentgenowskim (rys. 31) zidentyfikowano refleksy głównych minerałów: augit (augit diopsydowy), nefelin, analcym, plagioklazy, oliwin i magnetyt. Obecne są także refleksy pochodzącr od produktów przeobrażeń oliwinu – serpentynów.

Wyniki badań tefrytów pozwalają na stwierdzenie, iż tworzą one dajkę.

Tabela 9

Wyniki analizy planimetrycznej tefrytów z wystąpienia skałkowego pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka (SK51) (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin i analcym, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym idiomorficzny, Plg- plagioklaz, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, $Ol_{sw}$.- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży

| Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Plg | Ap | MN | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| SK51 | A | 41,7 | 18,9 | 0,2 | 1,9 | 6,5 | 0,5 | 3,7 | 6,5 | 8,0 | 1,6 | 10,5 | 20,1 | 100,0 |




Rys. 31. Dyfraktogram tefrytów z wystąpienia skałkowego pomiędzy Łysą Górą a Górą Hucianka. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, D- diopsyd, Mgt- magnetyt, Ol- oliwin, Ne- nefelin, Pl- plagioklaz, S- serpentyny (lizardyt, chryzotyl, antygoryt)

Fig. 31. Diffraction pattern of tephrites from the surface rock outcrops between the Łysa Góra and the Góra Hucianka sites. Explanations: A- augite, Am- analcime, D- diposide, Mgt- magnetite, Ol- olivine, Ne- nepheline, Pl- plagioclases, S- serpentines: (lizardite, chrysotile, antigorite)

## 7.4. Bazanity

Makroskopowo badane bazanity Kłopotna wykazują barwę szarą, niekiedy prawie czarną, strukturę porfirową lub afanitową. Tekstura jest zbita i bezładna, czasem gruzełkowa i mikroporowata. Lokalnie obserwowano słabo widoczne oznaki tekstury fluidalnej. W bazanitach obecne są ksenolity skał sąsiadujących, które mają charakter metamorficznie zmienionych gnejsów, upodabniając się do kwarcytów.

Bazanity odznaczają się strukturą mikroporfirową, gdzie prakryształami są oliwin i augit, nieprzekraczające 2 mm wielkości. Sporadycznie spotykano sześcioboczne kryształy nefelinu. Prakryształy oliwinu są stosunkowo świeże, a produkty przeobrażeń (serpentyny z goethytem) obserwowano jedynie w szczelinach nieregularnych spękań oliwinu. W próbkach pochodzących z peryferyjnych partii złoża obserwowano bardziej intensywne przeobrażenia oliwinu. Prakryształy augitu nie ulegały przeobrażeniom. Prakryształy tkwią w cieście skalnym zbudowanym głównie z augitu, plagioklazów, oliwinu, nefelinu poprzerastanego analcymem i szkliwa wulkanicznego. Obecność w cieście skalnym plagioklazów oraz znacznych ilości oliwinu różni ten bazaltoid od pozostałych, występujących na Przedgórzu Rębiszowskim. W cieście skalnym występują również minerały nieprzeźroczyste (magnetyt



lub tytanomagnetyt) i podrzędnie zeolity, sporadycznie biotyt, apatyt i rutyl. Stwierdzono też występowanie pojedynczych ziaren kwarcu, będących jak się wydaje ksenolitami, pochodzącymi ze skał otaczających. Wokół tych ziaren obserwowana jest zawsze charakterystyczna obwódka reakcyjna. Bazanity pocięte są żyłkami o grubości od ułamka milimetra do kilku milimetrów. Tworzą je chalcedon i rzadziej minerały węglanowe, a wzajemne ułożenie tych składników wskazuje, że najpierw następowała silifikacja, a następnie karbonatyzacja. Na granicy żyłka – bazanit lokalnie obserwowano zastępowanie prakryształów augitu chalcedonem, a granica pomiędzy tymi minerałami wskazuje na rozpuszczanie augitu. W przypadku lokalizacji żyłek w obrębie prakryształów oliwinu, chalcedon tworzy charakterystyczne obwódki wokół nich. W partiach peryferyjnych pokrywy obecne są również żyłki goethytu, które w przypadku przecięcia z prakryształami lub kryształami ciasta skalnego tworzą plamiste skupienia.

Określona analizą planimetryczną zawartość prakryształów waha się od 3,4 do 8,2%, przy czym dominuje zwykle oliwin (tab. 10). W niektórych próbkach (K50-4 i K50-6) udział prakryształów oliwinu jest dwu- lub czterokrotnie wyższy od prakryształów augitu.

Tabela 10

Wyniki analizy planimetrycznej bazanitów Kłopotna (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin z analcymem, Ze- zeolity, Plg- plagioklaz, Ap- apatyt, $Ol_{cs}$- oliwin ciasta skalnego, MN- minerały nieprzeźroczyste, MW- minerały węglanowe, $Ol_{sw}$.- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony, SW- szkliwo wulkaniczne, A- bazaltoid świeży, B- bazaltoid przeobrażony, Min- wartość minimalna, Maks- wartość maksymalna, x- średnia arytmetyczna, s- odchylenie standardowe, E- partia wschodnia złoża, W- partia zachodnia złoża, C- partia środkowa złoża

| Partia wyrobiska | Nr próbki | Typ baz. | Ciasto skalne | | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Agt | NeAm | Ze | Plg | Ap | $Ol_{cs}$ | MN | MW | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| E | K50-6 | | 32,5 | 7,8 | 1,2 | 11,9 | 0,1 | 11,4 | 9,3 | 0,0 | 17,6 | 1,2 | 4,8 | 2,2 | 8,2 | 100,0 |
| | K50-7 | | 41,3 | 7,2 | 0,6 | 11,5 | 0,1 | 11,0 | 9,1 | 0,1 | 12,3 | 1,9 | 2,7 | 2,2 | 6,8 | 100,0 |
| | K50-8 | | 42,6 | 6,2 | 0,2 | 15,1 | 0,1 | 13,3 | 11,2 | 0,0 | 6,0 | 2,5 | 1,6 | 1,2 | 5,3 | 100,0 |
| W | K50-5 | | 47,2 | 6,3 | 0,4 | 12,8 | 0,1 | 11,3 | 10,9 | 0,0 | 7,6 | 2,4 | 0,7 | 0,3 | 3,4 | 100,0 |
| | K8 | | 46,1 | 6,9 | 0,9 | 11,3 | 0,1 | 11,1 | 10,1 | 0,0 | 7,4 | 1,8 | 2,4 | 1,9 | 6,1 | 100,0 |
| C | K50-9 | | 45,8 | 6,8 | 0,5 | 10,6 | 0,1 | 9,3 | 10,6 | 0,0 | 10,6 | 1,7 | 2,5 | 1,5 | 5,7 | 100,0 |
| | K9 | | 44,3 | 7,3 | 1,1 | 11,6 | 0,1 | 10,1 | 9,8 | 0,0 | 10,7 | 2,1 | 1,9 | 1,1 | 5,1 | 100,0 |
| | K50-4 | | 45,4 | 7,6 | 1,1 | 11,0 | 0,1 | 10,4 | 9,4 | 0,7 | 7,4 | 1,8 | 3,5 | 1,7 | 7,0 | 100,0 |
| | Min | A | 32,5 | 6,2 | 0,2 | 10,6 | 0,1 | 9,3 | 9,1 | 0,0 | 6,0 | 1,2 | 0,7 | 0,3 | 3,4 | |
| | Maks | | 47,2 | 7,8 | 1,2 | 15,1 | 0,1 | 13,3 | 11,2 | 0,7 | 17,6 | 2,5 | 4,8 | 2,2 | 8,2 | |
| | x | | 43,2 | 7,0 | 0,8 | 12,0 | 0,1 | 11,0 | 10,1 | 0,1 | 9,9 | 1,9 | 2,5 | 1,5 | 6,0 | |
| | s | | 4,72 | 0,57 | 0,36 | 1,42 | 0,00 | 1,17 | 0,78 | 0,24 | 3,77 | 0,41 | 1,24 | 0,64 | 1,45 | |
| E | K50-1 | | 45,1 | 9,9 | 1,9 | 9,0 | 0,1 | 10,2 | 9,6 | 0,0 | 9,5 | 1,6 | 1,2 | 1,9 | 4,7 | 100,0 |
| | K50-2 | | 44,2 | 9,3 | 1,9 | 10,0 | 0,1 | 10,5 | 10,3 | 0,2 | 8,6 | 2,1 | 0,8 | 2,0 | 4,9 | 100,0 |
| | K50-3 | | 43,3 | 8,9 | 2,3 | 11,0 | 0,1 | 9,6 | 10,8 | 0,1 | 7,3 | 1,8 | 1,3 | 3,5 | 6,6 | 100,0 |
| | Min | B | 43,3 | 8,9 | 1,9 | 9,0 | 0,1 | 9,6 | 9,6 | 0,0 | 7,3 | 1,6 | 0,8 | 1,9 | 4,7 | |
| | Maks | | 45,1 | 9,9 | 2,3 | 11,0 | 0,1 | 10,5 | 10,8 | 0,2 | 9,5 | 2,1 | 1,3 | 3,5 | 6,6 | |
| | x | | 44,2 | 9,4 | 2,0 | 10,0 | 0,1 | 10,1 | 10,2 | 0,1 | 8,5 | 1,8 | 1,1 | 2,5 | 5,4 | |
| | s | | 0,90 | 0,53 | 0,23 | 1,00 | 0,00 | 0,46 | 0,60 | 0,10 | 1,11 | 0,25 | 0,26 | 0,90 | 1,04 | |

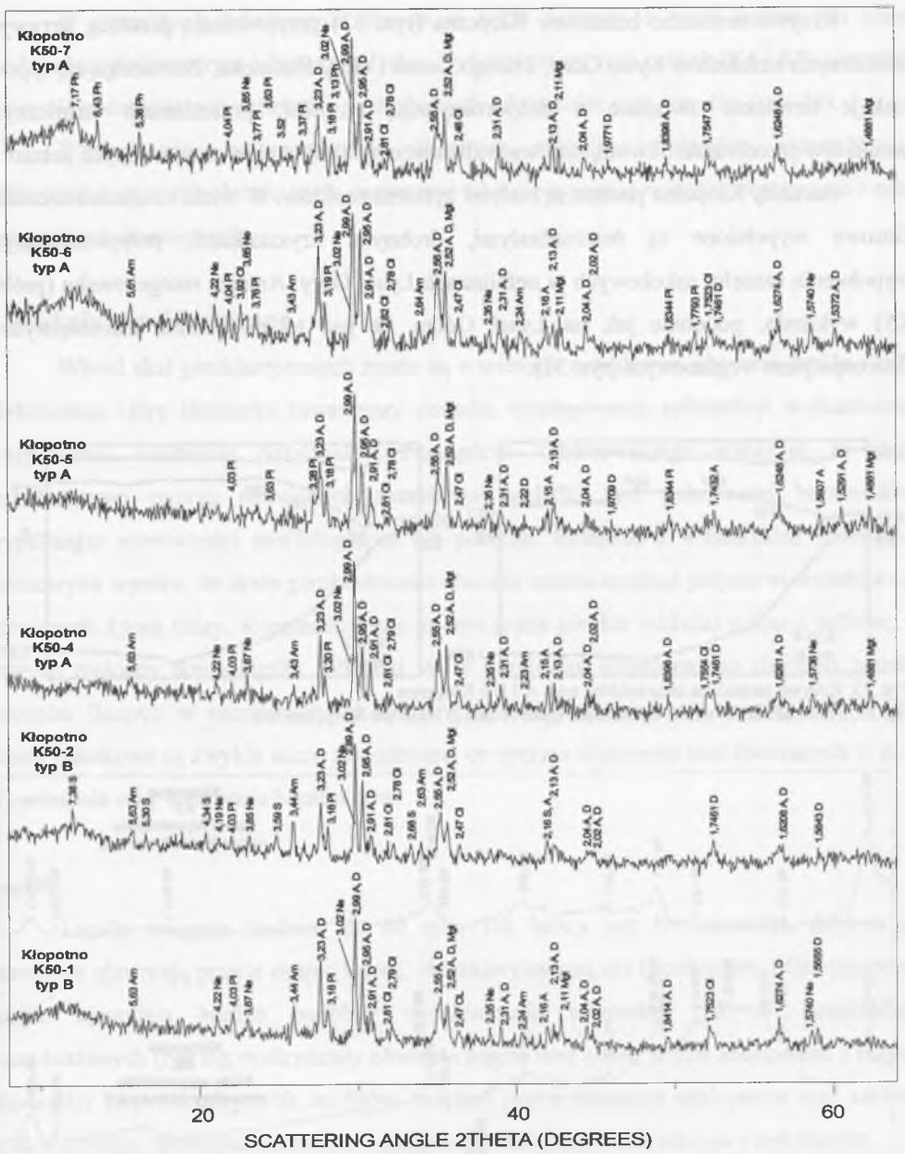
W jednej tylko z próbek stwierdzono przewagę prakryształów augitu nad prakryształami oliwinu (próbka K50-5).

Dominującym składnikiem ciasta skalnego jest augit, którego zawartość waha się od 32,6 do 47,2% i jest to ilość jedna z najniższych w opisywanych bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego. Istotnymi składnikami mineralnymi bazanitów są plagioklazy, oliwin i nefelin. Udział plagioklazów waha się od 9,0 do 15,1% obj., w przypadku oliwinu od 9,3 do 13,3% obj. i nie zauważa się szczególnego zróżnicowania w udziale tych minerałów w typach A i B bazaltoidów. Natomiast w przypadku nefelinu (poprzerastanego analcymem) udział w bazaltoidach typu A wynosi 6,2 – 7,8% obj., a w bazaltoidach typu B 8,9 – 9,9% obj. Zawartość objętościowa szkliwa wulkanicznego wynosi średnio 8,5 dla typu B i 9,9% obj. dla typu A bazaltoidów, przyjmując maksymalny udział nawet 17,6% obj. w bazaltoidzie typu A (próbka K50-6). W badanych bazanitach występuje również znaczna ilość minerałów nieprzeźroczystych, wynosząca średnio ponad 10% obj. niezależnie od typu bazaltoidu. W ilościach śladowych występują pozostałe składniki mineralne, choć zwraca uwagę wyższa zawartość zeolitów w bazaltoidach typu B (1,9 – 2,3% obj.) w porównaniu do bazaltoidów typu A (0,2 – 1,2% obj.).

Wzajemne relacje pomiędzy nefelinem i zeolitami oraz nefelinem i szkliwem wulkanicznym z uwzględnieniem typu bazaltoidu (A lub B) są podobne do obserwowanych w innych bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (rys. 14 i 15).

Na dyfraktogramach próbek bazanitów Kłopotna (rys. 32) widoczne jest niewielkie zróżnicowanie z uwagi na typ A lub B bazaltoidu. Przejawia się ono wzrostem intensywności tła w niskim zakresie kątowym (2theta 10 – 15°) dla bazaltoidów typu A w porównaniu z typem B. Podobne tendencje były obserwowane w nefelinitach, dolerytach nefelinowych i tefrytach, co związane jest z obecnością znacznych ilości szkliwa wulkanicznego. Na dyfraktogramach próbek bazanitów stwierdza się obecność refleksów o podobnej charakterystyce (wartości $d_{hkl}$, intensywność) jak na dyfraktogramach innych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Pochodzą one od augitu diopsydowego, oliwinu, nefelinu, magnetytu, analcymu (rys. 32). W odróżnieniu od pozostałych bazaltoidów obserwuje się refleksy pochodzące od plagioklazów 4.03-4.05, 3.76-3.77, 3.63, 3.18-3.20, 1.83 Å. Występuje wysokotemperaturowy nefelin, podobnie jak w nefelinitach ze Starego Łomu, co potwierdzają jego obecność na dyfraktogramach refleksy 3.87, 4.22 i 1.5749 Å. Obecne są również serpentyny, bowiem występują podstawowe refleksy tej grupy minerałów: 7.38, 3.59, 2.68, 2.16 A. Na dyfraktogramie próbki K50-6 w zakresie kąta 2theta 10 – 15° obserwuje się





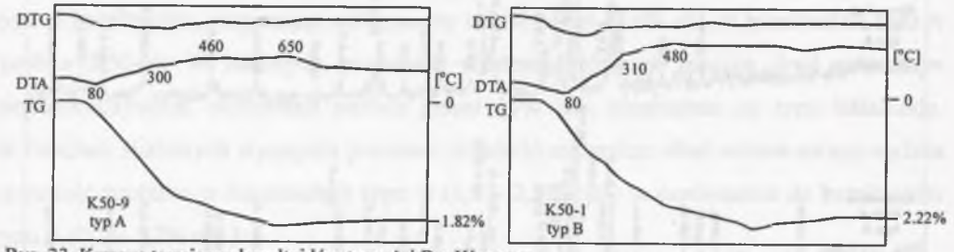

Rys. 32. Dyfraktogramy bazanitów Kłopotna. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, D- diopsyd, Mgt- magnetyt, Ne- nefelin, Ol- oliwin, Ph- philipsyt, Pl- plagioklaz, S- serpentyny (lizardyt, chryzotyl, antygoryt)

Fig. 32. Diffraction pattern of basanites from the Kłopotno site. Explanations: A- augite, Am- analcime, D- diposide, Mgt- magnetite, Ne- nepheline, Ol- olivine, Ph- philipsite, Pl- plagioclase, S- serpentines (lizardite, chrysotile, antigorite)

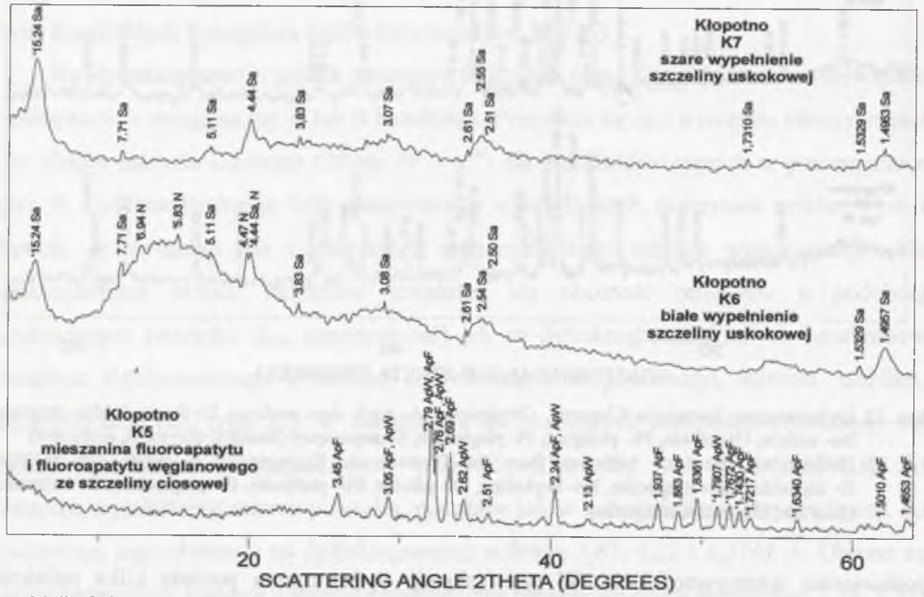
podniesienie intensywności tła. W tym zakresie dyfraktogram posiada kilka refleksów o słabej intensywności. Zwykle w tym zakresie obecne są refleksy zeolitów.

Krzywe termiczne bazanitów Kłopotna (rys. 33) przypominają przebieg krzywych termicznych nefelinitów Łysej Góry, Starego Łomu i Góry Hucianka. Zaznaczają się typowe reakcje termiczne związane z dehydroksylacją zeolitów, przemianami termicznymi produktów przeobrażeń oliwinu, szkliwa wulkanicznego i minerałów zawierających żelazo.

Bazanity Kłopotna pocięte są białymi żyłkami zeolitów. W wielu miejscach szczeliny ciosowe wypełnione są śnieżnobiałymi, drobnymi kryształkami, przypominającymi wypełnienia szczelin uskokowych w nefelinitach Łysej Góry. Analiza rentgenowska (próbka K5) wykazała, podobnie jak na Łysej Górze, iż jest to mieszanina fluoroapatytu z fluoroapatytem węglanowym (rys. 34).




Rys. 33. Krzywe termiczne bazaltoidów typu A i B z Kłopotna
Fig. 33. Thermal curves of the basaltoides types A and B from the Kłopotno site




Rys. 34. Dyfraktogramy wypełnień szczelin ciosowych bazanitów Kłopotna. Objaśnienia: ApF- fluoroapatyt, ApW- fluoroapatyt węglanowy, N- natrolit, Sa- saponit
Fig. 34. Diffraction pattern of cleveage infillings in basanites from the Kłopotno site. Explanations: ApF- fluoroapatite, ApW- carbonate fluoroapatite, N- natrolite, Sa- saponite



W szczelinach uskokowych obecne są także agregaty o białej barwie lub szarej z odcieniem zielonkawym i tłustym połysku. Dyfraktogramy tych próbek (K6 i K7) ujawniają obecność podstawowych refleksów pochodzących od saponitu oraz natrolitu (rys. 34).

Występowanie w szczelinach ciosowych saponitu i natrolitu, minerałów o hydrotermalnym pochodzeniu może sugerować taką samą genezę współwystępujących z nimi minerałów fosforanowych.

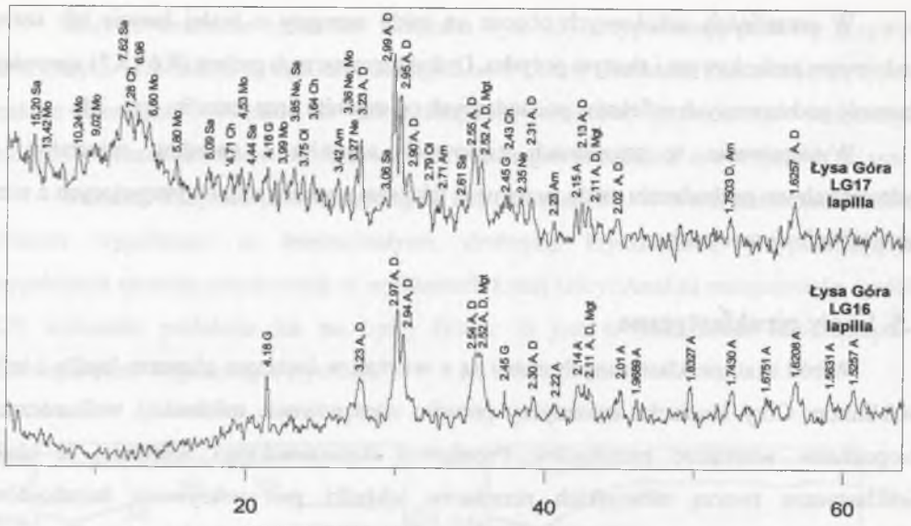
## 7.5. Skały piroklastyczne

Wśród skał piroklastycznych znane są z wierceń w badanym obszarze lapille i tufy. Nefelinitom Góry Hucianka towarzyszy ponadto występowanie tufobrekcji wulkanicznej. Rozpoznanie wiertnicze bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wskazuje, iż skały piroklastyczne tworzą niewielkich rozmiarów wkładki pod pokrywami bazaltoidów, wypełniając nierówności morfologiczne ich podłoża. Jednakże z wieloletnich obserwacji terenowych wynika, że skały piroklastyczne obecnie można spotkać jedynie w wyrobiskach górniczych Łysej Góry. Reprezentowane są one przez cienkie wkładki tufów i tufitów, w których niekiedy tkwią lapille. Wkładki te, w przypadku nieprzerwania ciągłości warstw utworów ilastych w szczelinach uskowkowych, zawsze znajdują się w stropie (rys. 5b). Strefy uskokowe są zwykle silnie zawodnione, co sprzyja wietrzeniu skał tworzących w nich wypełnienia oraz wietrzenia bazaltoidów.

### *Lapille*

Lapille osiągają średnice do 40 mm. Ich barwa jest brunatnożółta, dopiero na przełamie ujawniają prawie czarną barwę, charakterystyczną dla bazaltoidów. Mikroskopowo lapille ujawniają bardzo podobne wykształcenie minerałów jak w bazaltoidach przeobrażonych (typ B); prakryształy oliwinu i augitu oraz ciasto skalne zbudowane z augitu, minerałów nieprzeźroczystych, zeolitów, nefelinu poprzerastanego analcymem oraz szkliwa wulkanicznego, sporadycznie biotytu i apatytu. Jest to zatem skład właściwy nefelinitom.

Różnica, w porównaniu do innych nefelinitów Przedgórza Rębiszowskiego, zaznacza się w produktach przeobrażeń oliwinu. Stopień przeobrażeń jest bardziej intensywny w oliwinach lapilli w porównaniu do innych bazaltoidów tego obszaru. Produktami przeobrażeń jest saponit oraz goethyt. Skała miejscami wykazuje plamiste, brunatnawe zabarwienie oraz występowanie brunatnych cieniutkich żyłek goethytu. Obecność saponitu (próbka LG 17) i goethytu (LG16 i LG17) w lapillach potwierdzono na dyfraktogramach (rys. 35). Ich refleksy występują obok głównych refleksów augitu (augit diopsydowy) i magnetytu.




Rys. 35. Dyfraktogramy lapilli z Łysej Góry. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, Ch- chloryt, D- diopsyd, G- goethyt, Mgt- magnetyt, Mo- mordenit, Ne- nefelin, Ol- oliwin, Sa- saponit

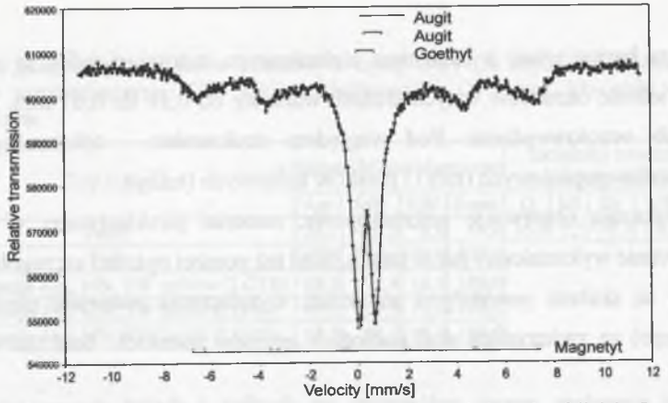
Fig. 35. Diffraction pattern of volcanic lapille from the Łysa Góra site. Explanations: A- augite, Am- analcime, Ch- chlorite, D- diposide, Ge- goethite, Mgt- magnetite, Mo- mordenite, Ne- nepheline, Ol- olivine, Sa- saponite

Na dyfraktogramie próbki LG17 obecne są refleksy mordenitu, zeolitu, który występował w nefelinicie Starego Łomu w wyseparowanych jasnych plamach – skupień tworzących się w bazaltoidach typu B.

Spektroskopia mössbauerowska potwierdziła obecność goethytu, magnetytu i augitu, charakterystycznymi wartościami parametrów IS i QS na widmach (rys. 36). Minerałem zawierającym największe ilości żelaza w próbce jest goethyt, w którym udział Fe wynosi 55% wag. (tab. 11). Tak wysoki udział fazy wodorotlenkowej wskazuje na bardzo zaawansowane przeobrażenia zachodzące w lapillach, które przebiegały w etapach pomagmowych oraz hipergenicznym.

Analiza planimetryczna lapilli ujawnia różnice w udziałach poszczególnych składników mineralnych w porównaniu do średnich udziałów w nefelinitach (tab. 12). W szczególności dotyczy to ciasta skalnego lapilli, w którym obserwuje się znacznie niższy udział nefelinu, brak analcymu idiomorficznego oraz wyższy udział minerałów nieprzeźroczystych. Niewielki udział nefelinu, kształtującego się w ostatnim etapie krystalizacji, wskazuje na szybkie zastyganie lawy na powierzchni terenu lub krzepnięcie w atmosferze przed depozycją.






Rys. 36. Widmo mössbauerowskie lapilli (próbka LG16) ze szczeliny uskokowej nefelinitów Łysej Góry

Fig. 36. Mössbauer spectrum of the volcanic lapilla (sample LG16) from the tectonic fault crack among nephelinites of the Łysa Góra

Tabela 11

Parametry widma mössbauerowskiego lapilli z Łysej Góry (próbka LG16) ze względną zawartością udziału żelaza w składnikach mineralnych

| IS | QS | H | Zawartość względna Fe | Minerał | |
|---|---|---|---|---|---|
| 0,360±0,002 | 0,708±0,003 | --- | 55,0 | goethyt | $Fe^{2+}$ |
| 0,523±0,012 | 0,633±0,016 | | 3,0 | augit | $Fe^{3+}$ |
| 1,012±0,024 | 2,270±0,047 | --- | 5,0 | augit | $Fe^{2+}$ |
| 0,478±0,041 | 0,030±0,077 | 442±8 | 7,5 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| 0,380±0,012 | 0,200±0,023 | 487±1 | 29,5 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |

Tabela 12

Wyniki analizy planimetrycznej lapilli z Łysej Góry i średnie udziały minerałów w nefelinitach (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, NeAm- nefelin z analcymem, Ze- zeolity, $Am_{id}$- analcym, Ap- apatyt, Bt- biotyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, G- goethyt, SW- szkliwo wulkaniczne, $Ol_{sw}$- oliwin świeży, $Ol_p$- oliwin przeobrażony

| Nr próbki | Typ skały | | Ciasto skalne | | | | | | | | | Prakryształy | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Agt | NeAm | Ze | $Am_{id}$ | Ap | Bt | MN | G/MW | SW | Agt | $Ol_{sw}$ | $Ol_p$ | Suma | |
| LG16 | Lapille | | 61,5 | 1,6 | 2,4 | 0,0 | 0,4 | 0,8 | 16,2 | 3,8/- | 11,2 | 0,3 | 0,3 | 1,5 | 2,1 | 100,0 |
| LG17 | | | 59,6 | 4,9 | 2,3 | 0,0 | 0,6 | 0,2 | 15,9 | 2,1/- | 12,1 | 0,2 | 0,3 | 1,8 | 2,3 | 100,0 |
| | Nefelinity Łysej Góry | typ A | 60,8 | 11,5 | 1,8 | 0,3 | 0,4 | 1,7 | 10,0 | -/- | 11,0 | 0,2 | 1,2 | 1,2 | 2,6 | |
| | | typ B | 55,5 | 13,7 | 3,2 | 1,5 | 0,7 | 2,0 | 10,1 | -/- | 10,3 | 0,3 | 1,4 | 1,3 | 3,0 | |
| | Nefelinity Starego Łomu | typ A | 58,7 | 12,4 | 1,2 | 0,1 | 0,6 | 1,1 | 10,5 | -/- | 12,3 | 0,7 | 1,5 | 0,9 | 3,1 | |
| | | typ B | 59,3 | 14,6 | 2,4 | 1,2 | 0,8 | 2,4 | 11,1 | -/- | 10,9 | 0,8 | 0,9 | 2,0 | 3,5 | |
| | Nefelinity Góry Hucianka | typ A | 58,3 | 12,0 | 1,6 | 0,4 | 0,4 | 3,0 | 10,0 | -/1,4 | 4,3 | 1,9 | 0,2 | 6,7 | 8,8 | |
| | | typ B | 58,8 | 13,9 | 2,1 | 1,3 | 0,2 | 0,7 | 9,4 | -/2,0 | 2,1 | 1,1 | 0,5 | 7,8 | 9,5 | |
| | Nefelinity pojedynczych skałek | typ A | 56,7 | 14,0 | 1,6 | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 10,9 | -/- | 8,4 | 0,5 | 1,2 | 3,4 | 5,0 | |

*Tufy i tufity*

Tufy są barwy szarej z odcieniem zielonkawym, natomiast tufity są zwykle nieco jaśniejsze. Wielkość okruchów w tych skałach waha się od 0,10 do 0,67 mm. Są one słabo obtoczone lub ostrokrawędziste. Pod względem strukturalno – teksturalnym skały te zaliczono do tufów popiołowych (tufy) i piasków tufitowych (tufity).

Jak wskazują obserwacje mikroskopowe, materiał piroklastyczny w tufitach jest prawie identycznie wykształcony jak w tufach. Stąd też poniżej opisano szczegółowo tufity.

Tufity są skałami powstałymi na skutek wymieszania materiału piroklastycznego (bazaltoidowego) ze zwietrzeliną skał podłoża – gnejsów izerskich. Stąd też w jego skład wchodzą:

- składniki zwietrzeliny gnejsów izerskich: kwarc, minerały ilaste, skalenie, miki,
- składniki piroklastyczne: augit, minerały nieprzeźroczyste (magnetyt, tytanomagnetyt), szkliwo wulkaniczne.

W tufitach obecne są także pojedyncze lapille.

Kwarc spotyka się w formie bezbarwnych i nieregularnie spękanych ziaren. Minerały ilaste występują w formie drobnołuseczkowatych agregatów lub w postaci nieco większych pojedynczych blaszek, niekiedy zabarwionych na zielonkawo i o niskich barwach interferencyjnych. Skalenie spotyka się rzadko, reprezentowane są przez tabliczkowe plagioklazy, z charakterystycznymi albitowymi zbliźniaczeniami. Sporadycznie występujące miki reprezentowane są przez muskowit i biotyt, z przewagą ilościową muskowitu. Występujący w tufitach augit jest przeobrażony. Najczęściej są to pseudomorfozy po jego kryształach, wypełnione mieszaniną minerałów ilastych o zielonkawym zabarwieniu. Magnetyt (tytanomagnetyt) występuje w postaci nieregularnych ziaren, tworząc lokalnie skupienia kilku, a nawet kilkunastu osobników. W tufitach występują ostrokrawędziste ziarna szkliwa wulkanicznego, które na ogół jest bezbarwne, czasem zabarwione na pomarańczowo lub bladozielono. Pod względem ilościowym udział składników piroklastycznych w tufitach wynosi 41% obj., a uzupełniają go składniki zwietrzeliny gnejsów izerskich w ilości 59% obj. (tab. 13), w której zamieszczono udziały składników budujących tufy: augit, minerały nieprzeźroczyste i szkliwo wulkaniczne. W celu możliwości porównania udziału składników piroklastycznych w tufach, tufitach i lapillach dokonano ich normalizacji (tab. 13). Zauważa się, że udział dominującego składnika – augitu – jest porównywalny w opisywanych skałach, waha się on bowiem od 67,6 do 69,2% obj. Niewielkie zróżnicowanie uwidacznia się w przypadku minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego. Zwraca przy tym uwagę najwyższy udział tego ostatniego w tufach, osiągający 20% obj., podczas gdy w lapillach nie przekracza 14% obj.



Tabela 13

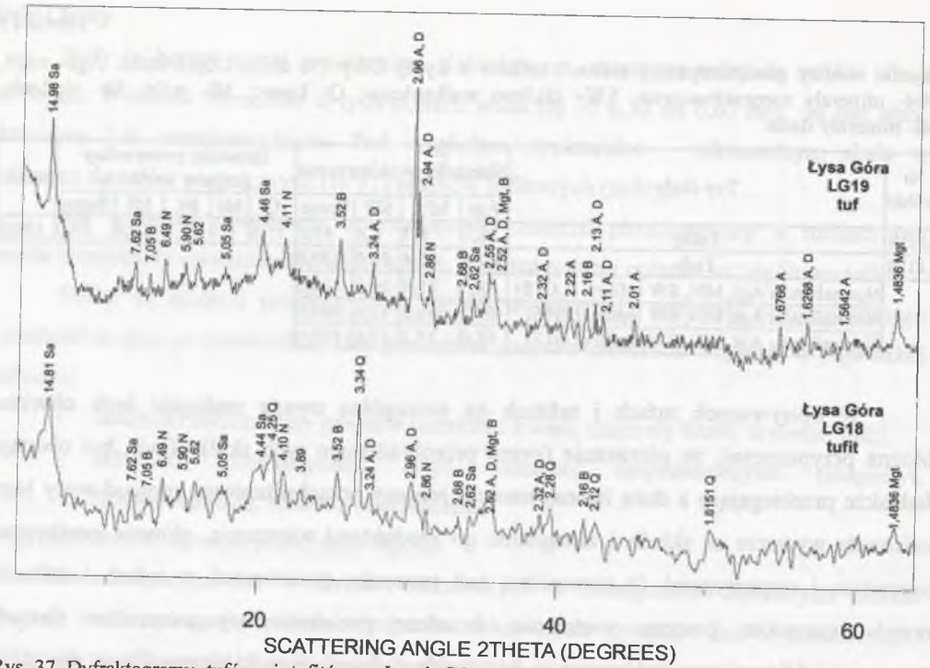
Wyniki analizy planimetrycznej tufów i tufitów z Łysej Góry (% obj.). Objaśnienia: Agt- augit, MN- minerały nieprzeźroczyste, SW- szkliwo wulkaniczne, Q- kwarc, Mi- miki, Sk- skalenie, MI- minerały ilaste

| Nr próbki | Typ skały | Składniki piroklastyczne | | | | Składniki zwietrzeliny gnejsów izerskich | | | | | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Agt | MN | SW | Suma | Q | Mi | Sk | MI | Suma | |
| LG18 | Tufity | 28,1 | 6,3 | 6,6 | 41,0 | 35,8 | 1,5 | 2,1 | 19,6 | 59,0 | 100,0 |
| LG19 | Tufy | 67,6 | 12,4 | 20,0 | 100,0 | | | | | | |
| | Normalizacja Agt, MN, SW tufitów (LG18) | 68,5 | 15,4 | 16,1 | 100,0 | | | | | | |
| | Normalizacja Agt, MN, SW lapilli (LG16) | 69,2 | 18,2 | 12,6 | 100,0 | | | | | | |
| | Normalizacja Agt, MN, SW lapilli (LG17) | 68,0 | 18,2 | 13,8 | 100,0 | | | | | | |

W opisywanych tufach i tufitach na szczególną uwagę zasługuje brak oliwinu. Można przypuszczać, że pierwotnie (przed przeobrażeniem tych skał) oliwin był obecny. Jednakże przebiegające z dużą intensywnością procesy przeobrażeniowe spowodowały jego całkowite wyparcie ze składu i zastąpienie go produktami wietrzenia, głównie goethytem, saponitem i serpentynami. O szczególnej roli procesów przeobrażeń w tufach i tufitach, przede wszystkim procesu wietrzenia, świadczą pseudomorfozy minerałów ilastych po augicie. Minerał ten praktycznie w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego nie ulega przeobrażeniom, z wyjątkiem tufów i tufitów.

Na dyfraktogramie tufitu (rys. 37) obserwuje się obecność charakterystycznych refleksów kwarcu (4,25; 3,34; 2,28; 2,13; 1,8151 Å) i saponitu (14,81; 7,62; 5,05; 4,44; 2,62 Å). Pojawiają się również refleksy innych minerałów, a mianowicie: augitu, magnetytu, berthierynu i natrolitu. Dyfraktogram tufu jest bardzo zbliżony do dyfraktogramu tufitu, przy czym w tym przypadku brak refleksów kwarcu. Jednakże widoczne jest bardzo wysokie tło dyfraktogramu próbki tufu wulkanicznego niemal w całym zakresie pomiaru kąta 2theta, w szczególności w zakresie 10 – 25°. Efekt ten wynika ze znacznego udziału szkliwa wulkanicznego w tufie (20% obj.) w porównaniu do tufitu (6,6% obj.) (tab. 13).

Interesującym wynikiem badań fazowych metodą dyfrakcji rentgenowskiej jest pojawienie się refleksów natrolitu – zeolitu zawierającego w swoim składzie sód. Do tej pory jedynym zeolitem opisywanym w skałach podłoża pokryw bazaltoidowych był harmotom, współwystępujący z berthierynem (skały strefy kontaktowej nefelinitu Łysej Góry z podłożem utworów ilastych). Harmotom to zeolit zawierający bar, o hydrotermalnej genezie i świadczący o przeobrażeniach skał w spągu bazaltoidu. Tymczasem w tufach i tufitach, znajdujących się pomiędzy podłożem (zwietrzelina gnejsów izerskich z utworami ilastymi) a bazaltoidem, obecna jest inna asocjacja mineralna (natrolit i berthieryn), wskazująca na hydrotermalne przeobrażenia.




Rys. 37. Dyfraktogramy tufów i tufitów z Łysej Góry. Objaśnienia: A- augit, D- diopsyd, B- berthieryn, Mgt- magnetyt, N- natrolit, Sa- saponit

Fig. 37. Diffraction pattern of tuffs and tuffites from the Łysa Góra site. Explanations: A- augite, D- diposide, B- berthierine, Mgt- magnetite, N- natrolite, Sa- saponite

Występowanie utworów piroklastycznych pod pokrywami bazaltoidowymi w postaci niewielkich wkładek, wypełniających nierówności morfologiczne podłoża, przy ich braku wśród potoków lawowych wskazuje, że proces wydostawania się lawy na powierzchnię terenu był poprzedzony wyrzutem materiału piroklastycznego. Następne etapy wydobywania się lawy na powierzchnię to proces efuzji, który zachodzi w przypadku lawy o małej lepkości. Obecność brekcji wulkanicznej w rejonie nefelinitów Góry Hucianka wskazuje, iż w tym miejscu zachodziła pierwsza faza erupcji. Można zatem przypuszczać, że był to obszar źródłowy pokryw nefelinitów Łysej Góry i Góry Hucianka, a także niektórych skałek pomiędzy tymi dwoma pokrywami.

# 8. WSKAŹNIKI I DOWODY EWOLUCJI WULKANIZMU BAZALTOIDOWEGO PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO

Wyniki badań datowań radiometrycznych bazaltoidów dolnośląskich ujawniają dwa okresy wzmożonej aktywności wulkanicznej w kenozoiku (Birkenmajer i in. 2004a i b), tj.:

- w późnym oligocenie (30 – 26 Ma z kulminacją 28 – 27 Ma), zaznaczający się na całym obszarze Dolnego Śląska,
- we wczesnym miocenie (z kulminacją 20 Ma), bardziej zróżnicowany regionalnie.

Efektem najmłodszego epizodu wulkanicznego, przypadającego wg Birkenmajera i in. (2002) na okres 5,46 – 3,86 Ma, są bazaltoidy wewnątrzsudeckie okolic Lądka Zdroju. Najnowsze badania ujawniają (Badura J. i in. 2006), że najstarszy wiek wulkanizmu może przypadać nawet na paleocen i eocen (65 – 33,9 Ma). Dotychczas nie przeprowadzono badań datowań bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego.

Badania petrograficzne bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego dowodzą, że kenozoiczny wulkanizm tego obszaru ulegał ewolucji. Przejawem tej ewolucji jest obecność różnych odmian skał bazaltoidowych: nefelinitów, dolerytów nefelinowych, bazanitów, tefrytów oraz skał piroklastycznych wywodzących się z nefelinitów. Dowodem zachodzącej ewolucji wulkanizmu neogeńskiego są wskaźniki: geologiczne (w tym petrograficzne), chemiczne, mineralne, które genetycznie są ze sobą powiązane. Nie wszystkie jednak wskaźniki dostarczają dowodów na ewolucję wulkanizmu.

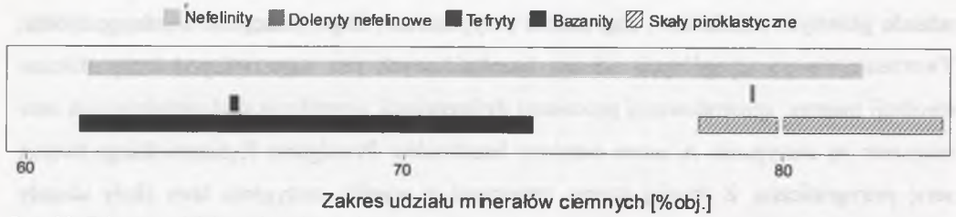
## 8.1. Wskaźniki geologiczne

Występujące na Przedgórzu Rębiszowskim nefelinity i ich odmiany piroklastyczne (tufy i tufity), doleryty nefelinowe, bazanity i tefryty, jak wskazują badania petrograficzne i obserwacje terenowe, tworzą zespół skał magmowych powiązanych sposobem i miejscem tworzenia się. Występujące zmiany w składzie mineralnym polegają na zróżnicowaniu udziału głównych składników, stąd można przypuszczać, iż pochodzą one z jednego źródła. Tworzenie się poszczególnych odmian bazaltoidowych jest najprawdopodobniej efektem ewolucji magmy, spowodowanej procesami dyferencjacji, asymilacją skał sąsiadujących oraz miejscem jej zastygania. A zatem odmiany bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego tworzą serię petrograficzną. Z drugiej strony, utworzone w wyniku zastygania lawy skały ulegały przeobrażeniom, wynikającym z oddziaływania czynników pomagmowych (procesy pneumatolityczne i hydrotermalne) i hipergenicznych. Przejawy tych przeobrażeń,

zachodzących z różną intensywnością, obserwowano we wszystkich odmianach petrograficznych bazaltoidów. A zatem skały ulegały ewolucji, której rezultatem jest obecny stan jakościowy surowca bazaltowego.

O konsekwentnych zmianach w udziale głównych składników mineralnych w poszczególnych odmianach bazaltoidów świadczy skład modalny ustalony mikroskopowo. Zawartość minerałów ciemnych (augitu, oliwinu i minerałów nieprzeźroczystych) wyróżnionych odmian bazaltoidów mieści się w zakresie od 61 do 82% obj. Najszerszy zakres ich udziału wykazują nefelinity i odpowiadające im utwory piroklastyczne (rys. 38). Udziały minerałów ciemnych w pozostałych odmianach petrograficznych bazaltoidów pokrywają się z zakresem nefelinitów. Można zatem przypuszczać, że z uwagi na dominację nefelinitów wśród badanych skał magma, z której kształtowały się skały wulkaniczne Przedgórza Rębiszowskiego, najprawdopodobniej miała charakter nefelinitowy. Potwierdzeniem tej tezy są przedstawione na rysunku 39 pola, odpowiadające odmianom bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, sporządzone w projekcji głównych minerałów ciemnych augit – oliwin – minerały nieprzeźroczyste. Tworzą one w tym układzie zwarte skupienie w obszarze wysokich udziałów augitu. Utworzenie się bazanitów i tefrytów było związane z dyferencjacją magmy w obrębie skorupy ziemskiej lub z warunkami jej krystalizacji.

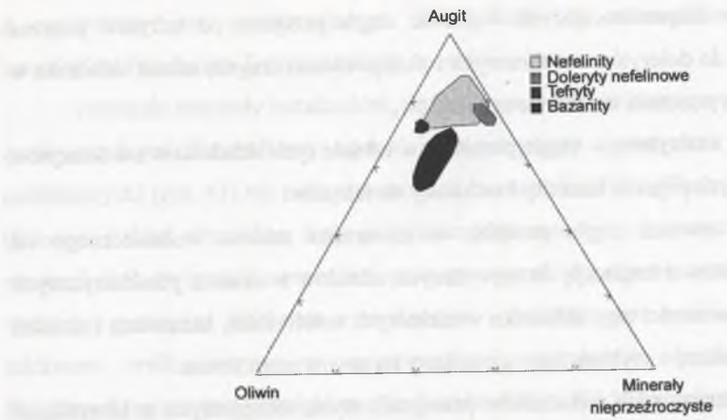
W przypadku dolerytów nefelinowych istotnym czynnikiem ich tworzenia się były prawdopodobnie warunki krystalizacji oraz dyferencjacja związana z asymilacją gnejsów izerskich, za czym przemawia obecność w nich albitu. W projekcji sporządzonej dla układu minerałów ciemnych (rys. 39) nie zostały uwzględnione skały piroklastyczne (brak w nich oliwinu), wykonano projekcję w układzie augit – szkliwo wulkaniczne – minerały nieprzeźroczyste (rys. 40). Pole skał piroklastycznych znajduje się w tym przypadku pomiędzy nefelinitami a bazanitami.




Rys. 38. Zakresy udziału minerałów ciemnych (suma: augitu, oliwinu, minerałów nieprzeźroczystych) w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian

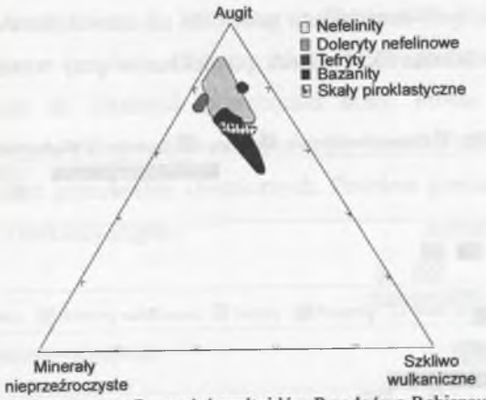
Fig. 38. Range of dark minerals contents (sum of augite, olivine and non transparent minerals) in different types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region






Rys. 39. Pola projekcyjne odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie głównych minerałów ciemnych: augit – oliwin – minerały nieprzeźroczyste

Fig. 39. Projection chart of the petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region as a fuction of dark minearls contents: augite – olivine – non transparent minerals




Rys. 40. Pola projekcyjne odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie augit – oliwin – szkliwo wulkaniczne

Fig. 40. Projection chart of the petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region in fuction of the component contents: augite – olivine – volcanic glass

W poszczególnych odmianach bazaltoidów obserwuje się ponadto zróżnicowane zawartości (rys. 41):

- augitu – prawie ciągłe przejście od bazanitów do nefelinitów i ich skał piroklastycznych, gdzie osiąga maksimum; udział minerału w dolerytach nefelinowych przypada w zakresie nefelinitów, a udział tefrytów w zakresie bazanitów,

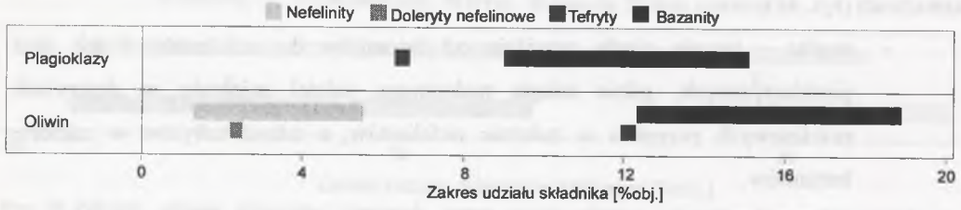
- minerałów nieprzeźroczystych – prawie ciągłe przejście od tefrytów poprzez nefelinity do dolerytów nefelinowych i skał piroklastycznych; udział składnika w bazanitach przypada w zakresie nefelinitów,
- nefelinu z analcymem – ciągłe przejście w udziale tych składników od dolerytów nefelinowych poprzez bazanity i nefelinity do tefrytów.

Zauważa się również ciągłe przejście w zawartości szkliwa wulkanicznego od nefelinitów do bazanitów z tendencją do najwyższych udziałów w skałach piroklastycznych (rys. 41). Wysokie zawartości tego składnika w niektórych nefelinitach, bazanitach i skałach piroklastycznych świadczą o szybkim zastyganiu lawy na powierzchni terenu.

Jednym z podstawowych wskaźników petrograficznych, stosowanych w klasyfikacji bazaltoidów, jest obecność plagioklazów, nefelinu i udział oliwinu w skale. W przypadku bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego obecność plagioklazów została stwierdzona w bazaltoidach Kłopotna oraz pojedynczej skałce SK51 (rys. 42). Obecność oliwinu w znacznych ilościach w tych bazaltoidach pozwoliła na zakwalifikowanie ich do bazanitów (Kłopotno) i tefrytów (skałka SK51). Brak plagioklazów przy wysokim udziale nefelinu

Rys. 41. Zakresy udziału augitu, minerałów nieprzeźroczystych, nefelinu z analcymem, szkliwa wulkanicznego w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian

Fig. 41. Contents range of augite, non transparent minerals, nepheline with analcime and volcanic glass in different types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region



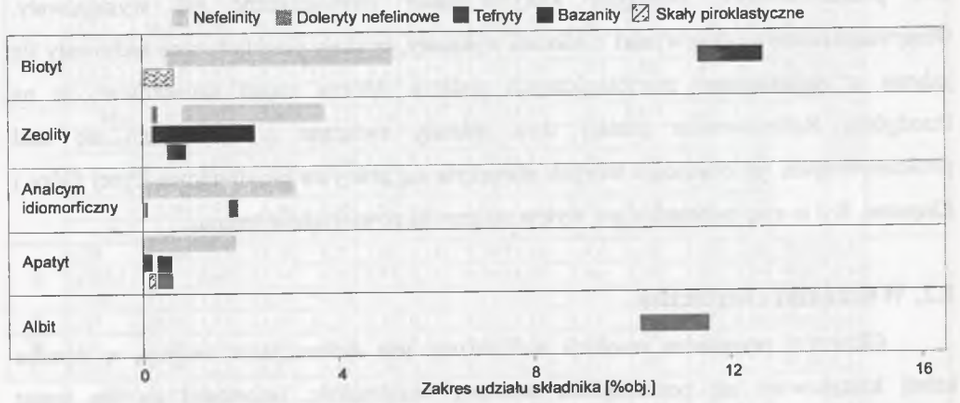

Rys. 42. Zakresy udziału oliwinu i plagioklazów w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian

Fig. 42. Contents range of olivine and plagioclases in different types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region



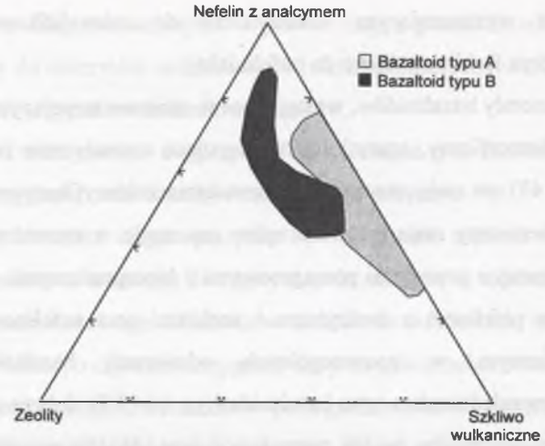
z analcymem jest wystarczającym wskaźnikiem do zakwalifikowania pozostałych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego do nefelinitów.

Pozostałe minerały bazaltoidów, występujące w znacznie mniejszych ilościach (biotyt, zeolity, analcym idiomorficzny, apatyt) lub występujące sporadycznie (albit w dolerytach nefelinowych) (rys. 43) nie mają znaczenia w rozważaniach klasyfikacyjnych. Natomiast ich obecność i skład chemiczny mają pierwszorzędne znaczenie w rozważaniach dotyczących ewolucji skał, związanej z procesami pomagmowymi i hipergenicznymi. Wzajemne relacje wykazane pomiędzy nefelinem z analcymem i zeolitami oraz nefelinem z analcymem i szkliwem wulkanicznym w poszczególnych odmianach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, z uwzględnieniem typu bazaltoidu (rys. 14 i 15), dobrze oddaje projekcja w układzie tych trzech składników po ich normalizacji (rys. 44). W projekcji tej wydzielono dwa pola, które odpowiadają typom bazaltoidów A (świeżych) i B (przeobrażonych). A zatem udziały nefelinu z analcymem, zeolitów i szkliwa wulkanicznego mogą służyć jako wskaźniki jakościowe surowców bazaltoidowych. Na uwagę zasługuje fakt, iż obecność zeolitów i części nefelinu z analcymem wynika z oddziaływania procesów pomagmowych na zestalony bazaltoid, doprowadzając do lokalnych przeobrażeń skały. Proces ten, jak wynika z obserwacji mikroskopowych, przebiegał prawdopodobnie kosztem szkliwa wulkanicznego. Miałby on zatem charakter przeobrażeń chemicznych. Podobna geneza dotyczy produktów przeobrażeń oliwinów, a niekiedy augitu.




Rys. 43. Zakresy udziału biotytu, zeolitów, analcymu idiomorficznego, apatytu i albitu w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian

Fig. 43. Contents range of biotite, zeolites, idiomorphic analcime, apatite and albite in different types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 44. Pola projekcyjne badanych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie nefelin – zeolity – szkliwo wulkaniczne

Fig. 44. Projection chart of the petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region as a fuction of the component contents: nepheline – zeolites – volcanic glass

Wskaźnikiem ujawniającym przeobrażenia temperaturowe jest obecność nefelinu poddanego obróbce termicznej, a wynikająca z oddziaływania termicznego potoku lawowego młodszego na starszy.

Z geologicznego punktu widzenia istotną rolę odgrywają skały piroklastyczne w opisywanym obszarze. Występują one w niewielkich ilościach, tworząc cienkie wkładki pomiędzy bazaltoidami a ilastymi utworami ich podłoża. W złożu Łysa Góra obserwowano dwa potoki lawowe, pomiędzy którymi skały piroklastyczne nie występowały. Obserwacje terenowe oraz wyniki z wierceń wykazały, że skały piroklastyczne zachowały się jedynie w zagłębieniach morfologicznych podłoża. Można zatem wnioskować, że na Przedgórzu Rębiszowskim istniały dwa epizody związane z tworzeniem się skał piroklastycznych, po osadzeniu których utworzyła się pokrywa bazaltoidowa Łysej Góry i Kłopotna. Był to etap poprzedzający wylew magmy na powierzchnię terenu.

## 8.2. Wskaźniki chemiczne

Głównym przejawem ewolucji wulkanizmu jest dyferencjacja magmy, w wyniku której kształtowały się poszczególne odmiany bazaltoidów. Informacji na ten temat dostarczają główne składniki chemiczne ($SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO, MgO, CaO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ i straty prażenia), a także pierwiastki śladowe. Spośród pierwiastków śladowych w bazaltoidach ilościowo oznaczono większość pierwiastków z grupy lantanowców (Ce, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, Yb) oraz takie, jak: Ba, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, Y i Zr.



### 8.2.1. Główne składniki chemiczne

Dominującymi składnikami chemicznymi, niezależnie od odmiany petrograficznej i typu A lub B bazaltoidu, są: $SiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO, MgO oraz CaO. Pozostałe składniki ($TiO_2$, MnO, $Na_2O$, $K_2O$ i $P_2O_5$) występują w mniejszych ilościach. Jednak skład chemiczny bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego jest zróżnicowany. Zróżnicowanie to obserwuje się w nawet obrębie jednego złoża, np. Łysa Góra, skąd pochodzi największa liczba próbek.

*Nefelinity*

Zawartość krzemionki nefelinitów Łysej Góry waha się od ok. 31 do ponad 40% wag., średnia wynosi 37,37 dla bazaltoidów typu A i 39,81% wag. dla bazaltoidów typu B (tab. 14).

Tabela 14

Skład chemiczny próbek nefelinitów Łysej Góry (% wag). Oznaczenia: Min.- minimum, Maks.- maksimum, x- średnia arytmetyczna, M- mediana, s- odchylenie standardowe, v- współczynnik zmienności, LOI- straty prażenia, n.o.- nie oznaczano, *- żelazo jako $Fe_2O_3$, #Mg=Mg/(Mg+$Fe_{całkowite}$), E- wschodnia partia złoża, S- południowa partia złoża, W- zachodnia partia złoża, N- północna partia złoża, C- środkowa partia złoża (w nawiasie podano wartość bez uwzględnienia próbki LG20-2)

| Partia złoża | Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| E | LG21 | 33,52 | 0,95 | 21,53 | 6,96 | 7,90 | 0,14 | 8,17 | 15,11 | 1,43 | 1,67 | 1,47 | 1,78 | 100,63 | 0,51 | |
| S | LG23 | 38,04 | 0,46 | 18,02 | 6,11 | 7,98 | 0,15 | 7,06 | 16,22 | 1,69 | 1,20 | 2,11 | 1,33 | 100,37 | 0,49 | |
| | LG25 | 37,44 | 1,35 | 12,38 | 12,23 | 6,11 | 0,16 | 7,39 | 16,18 | 1,70 | 1,33 | 1,38 | 2,19 | 99,84 | 0,44 | |
| W | LG1 | 38,54 | 1,60 | 12,57 | 12,39 | 5,69 | 0,17 | 6,52 | 15,34 | 1,68 | 1,21 | 1,70 | 2,03 | 99,44 | 0,41 | |
| | LG3 | 37,67 | 1,20 | 12,34 | 11,63 | 5,56 | 0,15 | 7,52 | 16,05 | 1,82 | 1,81 | 2,29 | 1,95 | 99,99 | 0,46 | |
| C | LG4 | 33,07 | 0,30 | 21,52 | 7,82 | 7,32 | 0,12 | 9,05 | 14,69 | 1,53 | 0,85 | 1,61 | 1,87 | 99,75 | 0,53 | |
| | LG5 | 38,12 | 0,38 | 15,88 | 8,56 | 7,71 | 0,14 | 10,76 | 13,60 | 1,46 | 0,98 | 0,69 | 1,32 | 99,60 | 0,56 | |
| | LG11 | 38,89 | 0,40 | 16,08 | 5,12 | 8,39 | 0,18 | 7,95 | 16,59 | 1,80 | 1,72 | 1,19 | 1,85 | 100,16 | 0,52 | |
| | LG12-1 | 37,30 | 0,80 | 14,60 | 7,26 | 7,40 | 0,13 | 10,50 | 16,70 | 1,36 | 0,96 | 1,61 | 1,92 | 100,54 | 0,58 | A |
| | LG12-2 | 40,53 | 3,42 | 13,33 | *12,03 | n.o. | 0,19 | 11,58 | 13,25 | 3,38 | 1,08 | 1,41 | n.o. | 100,19 | 0,66 | |
| | LG6 | 37,91 | 0,48 | 16,71 | 8,11 | 7,78 | 0,14 | 8,02 | 14,64 | 1,56 | 1,00 | 1,93 | 1,68 | 99,96 | 0,49 | |
| | Min | 33,07 | 0,30 | 12,34 | 5,12 | 5,56 | 0,12 | 6,52 | 13,25 | 1,36 | 0,85 | 0,69 | 1,32 | | 0,41 | |
| | Maks | 40,53 | 3,42 | 21,53 | 12,39 | 8,39 | 0,19 | 11,58 | 16,70 | 3,38 | 1,81 | 2,29 | 2,19 | | 0,66 | |
| | x | 37,37 | 1,03 | 15,91 | 8,93 | 7,18 | 0,15 | 8,59 | 15,31 | 1,76 | 1,26 | 1,58 | 1,79 | | 0,51 | |
| | M | 37,91 | 0,80 | 15,88 | 8,11 | 7,56 | 0,15 | 8,02 | 15,34 | 1,68 | 1,20 | 1,61 | 1,86 | | | |
| | s | 2,20 | 0,91 | 3,36 | 2,66 | 1,02 | 0,02 | 1,66 | 1,17 | 0,56 | 0,34 | 0,44 | 0,28 | | | |
| | v [%] | 5,89 | 87,84 | 21,13 | 29,83 | 14,17 | 14,07 | 19,35 | 7,66 | 31,50 | 26,80 | 27,94 | 15,73 | | | |
| E | LG8 | 37,06 | 0,82 | 14,79 | 8,21 | 7,09 | 0,14 | 9,90 | 15,16 | 1,43 | 1,24 | 1,28 | 2,30 | 99,42 | 0,55 | |
| | LG20-1 | 36,17 | 0,60 | 13,34 | 8,93 | 6,97 | 0,14 | 9,79 | 15,69 | 1,60 | 1,05 | 1,83 | 2,74 | 98,85 | 0,54 | |
| | LG20-2 | 57,52 | 1,55 | 25,50 | *9,16 | n.o. | 0,22 | 1,71 | 0,85 | 0,37 | 3,18 | 0,28 | n.o. | 100,34 | 0,27 | |
| S | LG7 | 38,50 | 1,71 | 11,99 | 12,21 | 5,59 | 0,17 | 6,95 | 15,35 | 1,73 | 1,63 | 2,48 | 2,16 | 100,47 | 0,43 | |
| W | LG2 | 37,98 | 0,56 | 14,86 | 8,22 | 7,89 | 0,14 | 9,50 | 12,79 | 1,62 | 1,09 | 1,74 | 2,69 | 99,08 | 0,53 | |
| C | LG10 | 31,64 | 1,23 | 18,65 | 8,42 | 7,36 | 0,13 | 8,52 | 16,72 | 1,52 | 1,63 | 1,47 | 2,35 | 99,64 | 0,51 | |
| | Min | 31,64 | 0,56 | 11,99 | 8,21 | 5,59 | 0,13 | 1,71 | 0,85 | 0,37 | 1,05 | 0,28 | 2,16 | | 0,27 | B |
| | Maks | 57,52 | 1,71 | 25,50 | 12,21 | 7,89 | 0,22 | 9,90 | 16,72 | 1,73 | 3,18 | 2,48 | 2,74 | | 0,55 | |
| | x | 39,81 | 1,08 | 16,52 | 9,19 | 6,98 | 0,16 | 7,73 | 12,76 | 1,38 | 1,64 | 1,51 | 2,45 | | 0,47 | |
| | M | 37,52 | 1,03 | 14,83 | 8,68 | 7,09 | 0,14 | 9,01 | 15,26 | 1,56 | 1,44 | 1,61 | 2,35 | | | |
| | s | 9,01 | 0,49 | 4,93 | 1,53 | 0,85 | 0,03 | 3,15 | 5,97 | 0,50 | 0,80 | 0,73 | 0,25 | | | |
| | v [%] | 22,64 (7,55) | 45,60 | 29,84 (16,92) | 16,63 | 12,23 | 21,61 | 40,75 (13,82) | 46,82 (9,55) | 36,52 (0,11) | 48,81 (21,48) | 48,20 (26,01) | 10,38 | | | |

Jedna z próbek bazaltoidu typu B (LG20-2) zawiera ponad 57% wag. $SiO_2$, co spowodowane jest najprawdopodobniej częściową asymilacją podłoża gnejsów izerskich, stąd też zawyża ona średnią dla bazaltoidów typu B. Próbka ta stanowi chemiczną anomalię.

Skutkiem zróżnicowanej zawartości krzemionki w poszczególnych próbkach jest zmienność w przestrzennym jej rozkładzie w złożu. Wyraża się ona zmianami zawartości na krótkich odcinkach (pomiędzy próbkami LG10 – LG11 nawet 6,2% wag./100 m), szczególnie w środkowej partii złoża (tab. 14). Obserwuje się generalnie niższe zawartości krzemionki w partii wschodniej i wschodniej części partii południowej złoża Łysa Góra. Zawartość krzemionki w nefelinitach Starego Łomu i Góry Hucianka są zbliżone do średnich zawartości w nefelinitach z Łysej Góry (tab. 15 i 16). W przypadku nefelinitów Starego Łomu zawartość $SiO_2$ waha się od 36,35 do 39,63% wag. (maksymalna zmiana zawartości pomiędzy próbkami SL30-2 i SL30-3 wynosi 2,8% wag./100 m), a dla nefelinitów z Góry Hucianka od 37,13 do 40, 82% wag. (maksymalna zmiana zawartości pomiędzy próbkami PR41-2 i PR42 wynosi ok. 15% wag./100 m). Zauważa się przy tym, iż zróżnicowanie zawartości tego składnika jest znacznie mniejsze, za czym przemawiają wartości współczynnika zmienności – Stary Łom v=1,06 – 3,26%; Góra Hucianka v=4,15 – 4,62% – w porównaniu do nefelinitów Łysej Góry, gdzie v=5,89 – 22,64%. Jednak obliczając współczynnik zmienności bez uwzględnienia LG20-2 w nefelinitach Łysej Góry będzie się on wahał w zakresie 5,89 – 7,55%, zbliżając się do pozostałych nefelinitów.

W nefelinitach wystąpień skałkowych zawartość krzemionki nie jest tak zróżnicowana, waha się bowiem od 38,30 do 39,68% wag., co przy średniej 39,06% wag. zbliża je do nefelinitów Góry Hucianka (tab. 17).

Porównując zawartość $SiO_2$ w nefelinitach Przedgórza Rębiszowskiego do zawartości najczęściej spotykanych w bazaltoidach dolnośląskich należy stwierdzić, iż nefelinity, podobnie jak pozostałe badane bazaltoidy, mają wyraźnie niższe udziały tego składnika. Typowe bazaltoidy z Dolnego Śląska posiadają zwykle zawartość powyżej 40% wag. $SiO_2$ (rys. 45).

Zawartość $Al_2O_3$ w nefelinitach Łysej Góry występuje w szerokim zakresie, wahając się od 11,99 do 21,53% wag., przy czym wyjątkowa pod tym względem jest próbka LG20-2, w której stwierdzono 25,50% wag. $Al_2O_3$. Jednakże wartość współczynnika zmienności wynosząca ponad 21 dla bazaltoidów typu A oraz ok. 17 dla bazaltoidów typu B (nie uwzględniając próbki LG20-2) wskazuje, że zróżnicowanie zawartości $Al_2O_3$ nie jest tak duże, jak wskazują na to wartości minimalne i maksymalne (tab. 15).



Tabela 15

Skład chemiczny próbek nefelinitów Starego Łomu (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Partia złoża | Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| E | SL30-1 | 38,25 | 0,92 | 17,23 | 9,62 | 7,51 | 0,12 | 8,25 | 14,65 | 1,89 | 0,62 | 0,21 | 1,46 | 100,73 | 0,48 | |
| | SL30-2 | 36,35 | 1,12 | 16,11 | 10,88 | 4,21 | 0,15 | 11,04 | 13,95 | 1,91 | 0,39 | 0,70 | 1,32 | 98,13 | 0,59 | |
| S | SL30-3 | 39,63 | 0,65 | 15,98 | 8,26 | 6,23 | 0,13 | 9,36 | 15,78 | 2,15 | 0,57 | 0,12 | 1,76 | 100,62 | 0,55 | |
| | SL30-4 | 38,96 | 1,25 | 15,92 | 7,12 | 7,01 | 0,17 | 10,36 | 14,96 | 2,08 | 0,60 | 0,19 | 1,62 | 100,24 | 0,59 | |
| W | SL30-5 | 38,89 | 0,84 | 16,49 | 6,12 | 6,27 | 0,16 | 9,48 | 16,09 | 1,94 | 0,49 | 1,49 | 1,55 | 99,81 | 0,59 | |
| | Min | 36,35 | 0,65 | 15,92 | 6,12 | 4,21 | 0,12 | 8,25 | 13,95 | 1,89 | 0,39 | 0,12 | 1,32 | | 0,48 | A |
| | Maks | 39,63 | 1,25 | 17,23 | 10,88 | 7,51 | 0,17 | 11,04 | 16,09 | 2,15 | 0,62 | 1,49 | 1,76 | | 0,59 | |
| | x | 38,42 | 0,96 | 16,35 | 8,40 | 6,25 | 0,15 | 9,70 | 15,09 | 1,99 | 0,53 | 0,54 | 1,54 | | 0,56 | |
| | M | 38,89 | 0,92 | 16,11 | 8,26 | 6,27 | 0,15 | 9,48 | 14,96 | 1,94 | 0,57 | 0,21 | 1,55 | | | |
| | s | 1,25 | 0,24 | 0,54 | 1,90 | 1,26 | 0,02 | 1,06 | 0,86 | 0,11 | 0,09 | 0,58 | 0,17 | | | |
| | v [%] | 3,26 | 24,63 | 3,31 | 22,66 | 20,14 | 14,20 | 10,93 | 5,73 | 5,69 | 17,50 | 106,62 | 10,74 | | | |
| E | SL31-3 | 38,01 | 1,01 | 16,32 | 7,29 | 4,15 | 0,12 | 10,15 | 14,87 | 2,21 | 0,76 | 1,53 | 2,70 | 99,12 | 0,63 | B |
| S | SL31-2 | 37,65 | 0,45 | 17,01 | 7,49 | 5,23 | 0,17 | 8,85 | 15,12 | 2,30 | 0,66 | 1,78 | 2,36 | 99,07 | 0,57 | |
| W | SL31-4 | 37,24 | 1,02 | 15,93 | 9,63 | 4,66 | 0,13 | 11,02 | 13,94 | 3,00 | 0,42 | 0,76 | 2,44 | 100,19 | 0,60 | |
| | SL31-1 | 37,15 | 1,55 | 15,69 | 8,11 | 6,25 | 0,16 | 8,67 | 15,86 | 2,21 | 0,53 | 1,18 | 2,67 | 100,03 | 0,48 | |
| | Min | 37,15 | 0,45 | 15,69 | 7,29 | 4,15 | 0,12 | 8,67 | 13,94 | 2,21 | 0,42 | 0,76 | 2,36 | | 0,48 | |
| | Maks | 38,01 | 1,55 | 17,01 | 9,63 | 6,25 | 0,17 | 11,02 | 15,86 | 3,00 | 0,76 | 1,78 | 2,70 | | 0,63 | |
| | x | 37,51 | 1,01 | 16,24 | 8,13 | 5,07 | 0,15 | 9,67 | 14,95 | 2,43 | 0,59 | 1,31 | 2,54 | | 0,57 | |
| | M | 37,45 | 1,02 | 16,13 | 7,80 | 4,95 | 0,15 | 9,50 | 15,00 | 2,26 | 0,60 | 1,36 | 2,55 | | | |
| | s | 0,40 | 0,45 | 0,58 | 1,06 | 0,90 | 0,02 | 1,11 | 0,79 | 0,38 | 0,15 | 0,44 | 0,17 | | | |
| | v [%] | 1,06 | 44,58 | 3,55 | 13,03 | 17,75 | 16,42 | 11,52 | 5,30 | 15,70 | 24,98 | 33,75 | 6,52 | | | |

Tabela 16

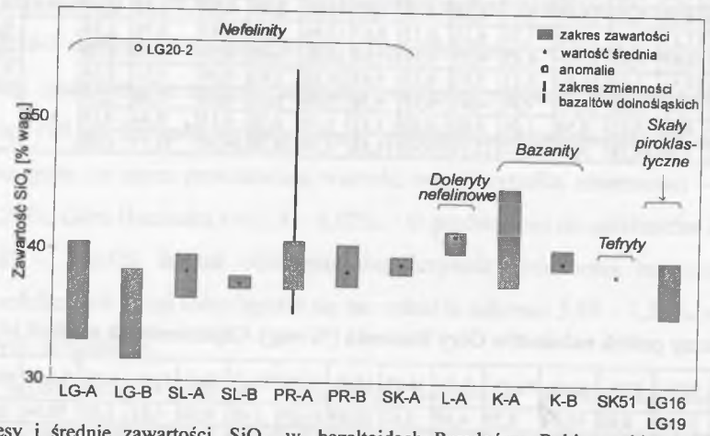
Skład chemiczny próbek nefelinitów Góry Hucianka (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Partia złoża | Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| E | PR40-1 | 37,13 | 0,80 | 16,84 | 8,22 | 4,87 | 0,17 | 10,89 | 14,69 | 2,45 | 0,55 | 0,81 | 1,51 | 98,94 | 0,61 | |
| | PR40-2 | 38,26 | 0,25 | 16,36 | 8,26 | 7,68 | 0,16 | 10,26 | 14,25 | 2,42 | 0,67 | 0,23 | 1,55 | 100,35 | 0,55 | |
| N | PR40-3 | 37,89 | 0,63 | 16,47 | 9,12 | 7,92 | 0,12 | 9,99 | 13,68 | 2,20 | 0,67 | 0,22 | 1,55 | 100,46 | 0,53 | |
| C | PR41 | 40,82 | 3,00 | 12,96 | *12,76 | n.o. | 0,18 | 10,02 | 13,97 | 3,80 | 0,99 | 1,57 | n.o. | 100,05 | 0,61 | |
| | Min | 37,13 | 0,25 | 12,96 | 8,22 | 4,87 | 0,12 | 9,99 | 13,68 | 2,20 | 0,55 | 0,22 | 1,51 | | 0,53 | |
| | Maks | 40,82 | 3,00 | 16,84 | 12,76 | 7,92 | 0,18 | 10,89 | 14,69 | 3,80 | 0,99 | 1,57 | 1,55 | | 0,61 | |
| | x | 38,52 | 1,17 | 15,66 | 9,59 | 6,82 | 0,16 | 10,29 | 14,15 | 2,72 | 0,72 | 0,71 | 1,54 | | 0,58 | A |
| | M | 38,08 | 0,72 | 16,42 | 8,69 | 7,68 | 0,17 | 10,14 | 14,11 | 2,43 | 0,67 | 0,52 | 1,55 | | | |
| | s | 1,60 | 1,24 | 1,81 | 2,15 | 1,70 | 0,03 | 0,42 | 0,43 | 0,73 | 0,19 | 0,64 | 0,02 | | | |
| | v [%] | 4,15 | 106,11 | 11,56 | 22,44 | 24,85 | 16,70 | 4,07 | 3,04 | 26,92 | 25,99 | 90,16 | 1,39 | | | |
| C | PR42 | 40,52 | 3,15 | 11,43 | *12,67 | n.o. | 0,18 | 11,42 | 13,34 | 4,37 | 0,97 | 1,44 | n.o. | 99,49 | 0,64 | |
| | PR41-2 | 37,41 | 0,57 | 15,68 | 8,93 | 7,82 | 0,23 | 8,69 | 13,41 | 2,52 | 0,73 | 1,37 | 1,90 | 99,26 | 0,50 | |
| S | PR41-1 | 37,47 | 0,71 | 14,22 | 8,46 | 6,57 | 0,22 | 11,37 | 14,12 | 2,46 | 0,86 | 1,47 | 2,01 | 99,94 | 0,59 | |
| | Min | 37,41 | 0,57 | 11,43 | 8,46 | 6,57 | 0,18 | 8,69 | 13,34 | 2,46 | 0,73 | 1,37 | 1,90 | | 0,50 | |
| | Maks | 40,52 | 3,15 | 15,68 | 12,67 | 7,82 | 0,23 | 11,42 | 14,12 | 4,37 | 0,97 | 1,47 | 2,01 | | 0,64 | B |
| | x | 38,47 | 1,48 | 13,78 | 10,02 | 7,20 | 0,21 | 10,49 | 13,62 | 3,12 | 0,85 | 1,43 | 1,96 | | 0,58 | |
| | M | 37,47 | 0,71 | 14,22 | 8,93 | 7,20 | 0,22 | 11,37 | 13,41 | 2,52 | 0,86 | 1,44 | 1,96 | | | |
| | s | 1,78 | 1,45 | 2,16 | 2,31 | 0,88 | 0,03 | 1,56 | 0,43 | 1,09 | 0,12 | 0,05 | 0,08 | | | |
| | v [%] | 4,62 | 98,25 | 15,68 | 23,02 | 12,28 | 12,60 | 14,88 | 3,16 | 34,82 | 13,96 | 3,59 | 3,98 | | | |

Tabela 17

Skład chemiczny próbek nefelinitów (bazaltoidy typu A) wystąpień skałkowych (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SK50 | 39,65 | 3,40 | 12,08 | 12,32 | 0,19 | 12,01 | 15,02 | 2,63 | 1,08 | 1,67 | 100,06 | 0,66 | |
| SK53 | 39,68 | 3,10 | 12,56 | 11,97 | 0,19 | 10,71 | 14,93 | 4,19 | 1,27 | 1,58 | 100,19 | 0,64 | |
| SK54 | 38,59 | 3,08 | 12,55 | 11,79 | 0,19 | 11,50 | 15,71 | 3,61 | 1,36 | 1,80 | 100,19 | 0,66 | |
| SK40 | 38,30 | 3,20 | 10,83 | 12,33 | 0,19 | 13,68 | 16,05 | 2,48 | 0,97 | 2,16 | 100,19 | 0,69 | |
| Min | 38,30 | 3,08 | 10,83 | 11,79 | 0,19 | 10,71 | 14,93 | 2,48 | 0,97 | 1,58 | | 0,64 | |
| Maks | 39,68 | 3,40 | 12,56 | 12,33 | 0,19 | 13,68 | 16,05 | 4,19 | 1,36 | 2,16 | | 0,69 | A |
| x | 39,06 | 3,20 | 12,00 | 12,10 | 0,19 | 11,97 | 15,43 | 3,23 | 1,17 | 1,80 | | 0,66 | |
| M | 39,12 | 3,15 | 12,32 | 12,15 | 0,19 | 11,76 | 15,36 | 3,12 | 1,17 | 1,73 | | | |
| s | 0,72 | 0,15 | 0,82 | 0,27 | 0,00 | 1,25 | 0,54 | 0,81 | 0,18 | 0,26 | | | |
| v [%] | 1,83 | 4,55 | 6,80 | 2,21 | 0,35 | 10,48 | 3,50 | 25,18 | 15,09 | 14,14 | | | |



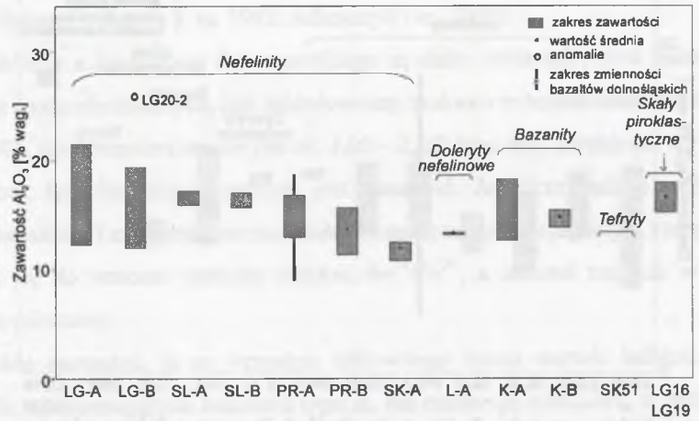

Rys. 45. Zakresy i średnie zawartości $SiO_2$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, SK- wystąpienia skałkowe, L- nieczynny łom przy drodze Gierczyn – Rębiszów, A- bazaltoid świeży, B- bazaltoid przeobrażony

Fig. 45. Contents range and average amount of $SiO_2$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, SK- separately surface rocks, L- inactive quarry aside the Gierczyn – Rębiszów road, A- fresh basaltoid, B- alterated basaltoid

Rozprzestrzenienie $Al_2O_3$ w złożu Łysa Góra wskazuje (tab. 14), iż na granicach wydzielonych w złożu partii wschodniej (LG20-1 i LG 21), południowej (LG23) i środkowej (LG 4 i LG10) dochodzi do najwyższych koncentracji tego składnika. Lokalnie zawartość $Al_2O_3$ w złożu spada poniżej 12,50% wag. W nefelinitach Starego Łomu oraz Góry Hucianka zawartość $Al_2O_3$ jest zbliżona do zakresów obserwowanych na Łysej Górze (tab. 15 i 16, rys. 46). Obserwuje się tendencję do niższych zawartości $Al_2O_3$ w nefelinitach Góry Hucianka. Zwraca jednak uwagę bardzo niski współczynnik zmienności w przypadku nefelinitu ze Starego Łomu, gdzie niezależnie od typu bazaltoidu wynosi on poniżej 4.



Spośród nefelinitów najniższe udziały $Al_2O_3$ obserwowane są w wystąpieniach skałkowych (tab. 17, rys. 46). Udział tego składnika waha się w nich od 10,83 do 12,56% wag., dając średnią wartość 12,00% wag. Tymczasem średnia wartość pozostałych nefelinitów (Łysa Góra, Stary Łom i Góra Hucianka) waha się od 15 do 17% wag., wyjątkiem są bazaltoidy typu B Góry Hucianka, gdzie średnia zawartość $Al_2O_3$ wynosi 13,78% wag. A zatem za podobieństwem chemicznym nefelinitów wystąpień skałkowych do nefelinitów Góry Hucianka przemawia nie tylko $SiO_2$, ale również $Al_2O_3$.

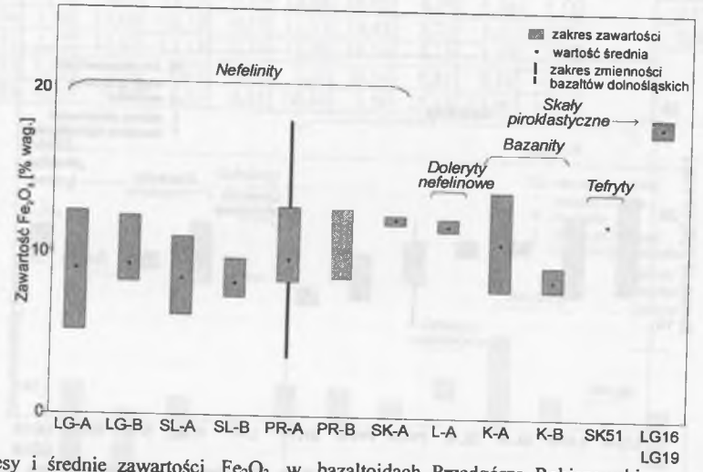



Rys. 46. Zakresy i średnie zawartości $Al_2O_3$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 46. Contents range and average amount of $Al_2O_3$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

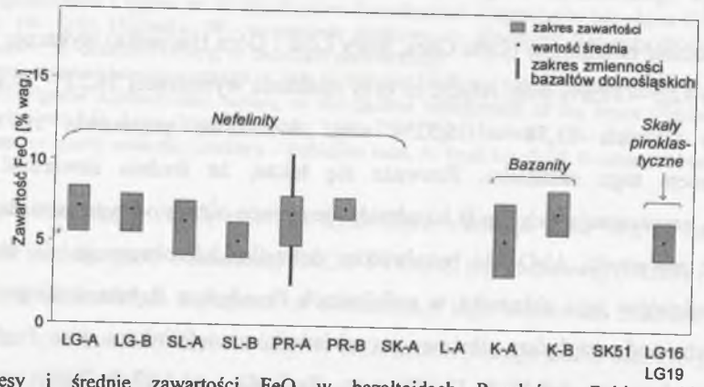
Większość nefelinitów (Łysa Góra, Stary Łom i Góra Hucianka) wykazuje zawartości w granicach 12,5 – 18,6% wag. $Al_2O_3$, co przy medianie wynoszącej 14,22 – 16,42% wag. i wartościach średnich 13,78 – 16,52% wag. dodatkowo przemawia za niewielkim zróżnicowaniem tego składnika. Zauważa się także, że średnia zawartość $Al_2O_3$ w nefelinitach, reprezentujących typ B bazaltoidu, jest nieco niższa od typu A w danym złożu. Porównując zawartości $Al_2O_3$ do bazaltoidów dolnośląskich obserwuje się tendencję do wyższych udziałów tego składnika w nefelinitach Przedgórza Rębiszowskiego. Jednym z istotniejszych pod względem ilościowym składników nefelinitów jest $Fe_2O_3$ i FeO. Ich średnie wahają się od 8,13 do 12,10% wag. dla $Fe_2O_3$ i od 5,07 do 7,89% wag. dla FeO (tab. 14 – 17). W przypadku $Fe_2O_3$ można stwierdzić, że zawartość tego składnika charakteryzuje się większym zróżnicowaniem w porównaniu do FeO (rys. 47 i 48). Wynika to głównie z zawartości minimalnej – 5,12% wag. (LG11) i maksymalnej – 12,39% wag. (LG1)

$Fe_2O_3$, a także z wartości współczynnika zmienności, który zwykle wynosi ponad 20 (z wyjątkiem nefelinitów wystąpień skałkowych, gdzie całe żelazo zostało oznaczone jako $Fe_2O_3$) i wysokiego odchylenia standardowego (s=1,06 – 2,66). Tymczasem udziały FeO nie są tak zróżnicowane, bowiem zawartość minimalna wynosi 4,15% wag. (SL31-3), a zawartość maksymalna 8,39% wag. (LG11). O niższym zróżnicowaniu świadczą także niższe wartości v=12 – 20% i s=0,85 – 1,70.




Rys. 47. Zakresy i średnie zawartości $Fe_2O_3$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 47. Contents range and average amount of $Fe_2O_3$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45




Rys. 48. Zakresy i średnie zawartości FeO w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 48. Contents range and average amount of FeO in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

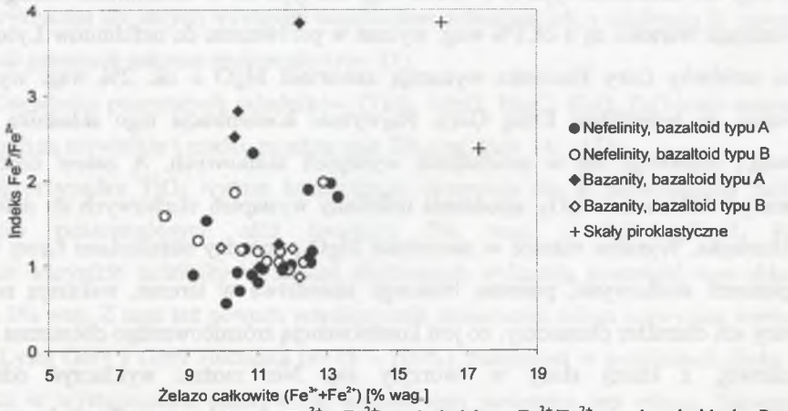


Zwracają również uwagę zwykle wyższe wartości współczynnika zmienności w bazaltoidach typu A w porównaniu do typu B w danym złożu tak dla $Fe_2O_3$, jak dla FeO. Obserwując koncentracje $Fe_2O_3$ w nefelinitach Łysej Góry, zauważa się, że najwyższe zawartości występują w partii południowej i zachodniej. W przypadku koncentracji FeO najwyższe zawartości występują w partii środkowej i wschodniej.

Zauważa się ponadto, że zawartość $Fe_2O_3$ zwykle przeważa nad FeO, niekiedy zawartości obu tych składników są bardzo zbliżone, a tylko w niektórych przypadkach FeO przeważa nad $Fe_2O_3$. Dobrym wskaźnikiem stopnia zwietrzenia bazaltoidu jest indeks $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (Bakun-Czubarow i. in. 1993, Adamczyk i in. 2000).

Nefelinity z Przedgórza Rębiszowskiego są słabo zwietrzałe, choć indeks $Fe^{3+}/Fe^{2+}$, obliczony z analiz chemicznych, jest zróżnicowany zarówno w bazaltoidach świeżych (od ok. 0,50 do 2,30), jak i przeobrażonych (od ok. 1,00 – 2,00) (rys. 49). Zwykle im wyższa wartość tego indeksu, tym bardziej zwietrzały jest bazaltoid. Jednakże badane nefelinity (oraz pozostałe bazaltoidy) zawierają znaczne ilości magnetytu (tytanomagnetyt), którego obecność przyczynia się do wzrostu wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$, a minerał ten, jak wiadomo, jest odporny na wietrzenie.

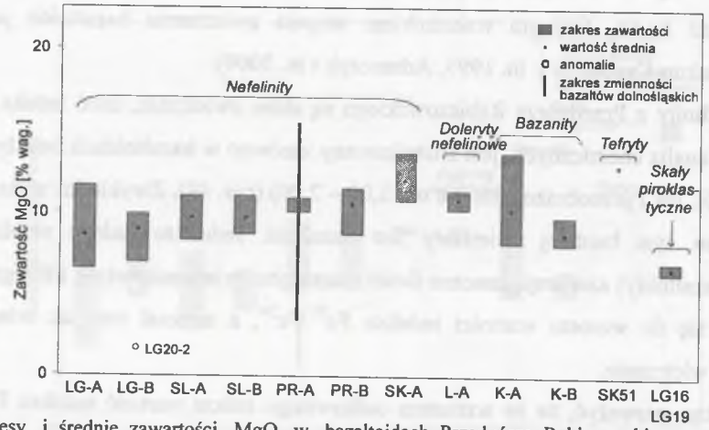
Można zauważyć, że ze wzrostem całkowitego żelaza wartość indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ w nefelinitach, reprezentujących bazaltoid typu B, ma tendencję spadkową, w przeciwieństwie do nefelinitów, reprezentujących typ A w danym złożu (rys. 49). Porównując zawartości obu składników ($Fe_2O_3$ i FeO) do innych bazaltoidów dolnośląskich należy stwierdzić, iż są to typowe koncentracje.




Rys. 49. Zależność żelaza całkowitego ($Fe^{3+} + Fe^{2+}$) od indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów

Fig. 49. Dependence of total iron contents ($Fe^{3+} + Fe^{2+}$) on $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ratio in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Zawartość MgO w nefelinitach jest w niewielkim stopniu zróżnicowana w poszczególnych złożach lub wystąpieniach skałkowych. Przemawiają za tym w niewielkim stopniu zróżnicowane wartości pomiędzy średnimi a medianą, a także wartości współczynnika zmienności i odchylenia standardowego (tab. 14 – 17). Natomiast zauważa się zróżnicowanie w zawartości MgO pomiędzy poszczególnymi złożami lub wystąpieniami skałkowymi (rys. 50).




Rys. 50. Zakresy i średnie zawartości MgO w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 50. Contents range and average amount of MgO in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

Najniższe zawartości występują w nefelinitach Łysej Góry, średnia wartość to 8,59% wag. dla bazaltoidu typu A i 7,73% wag. dla typu B. W nefelinitach Starego Łomu odpowiadające wartości są o ok.1% wag. wyższe w porównaniu do nefelinitów Łysej Góry. Z kolei nefelinity Góry Hucianka wykazują zawartość MgO o ok. 2% wag. wyższe w porównaniu do nefelinitów Łysej Góry. Najwyższe koncentracje tego składnika (blisko 12% wag.) obserwuje się w nefelinitach wystąpień skałkowych. A zatem ilość MgO, podobnie jak $SiO_2$ oraz $Al_2O_3$, upodabnia nefelinity wystąpień skałkowych do nefelinitów Góry Hucianka. Wyraźne różnice w zawartości MgO pomiędzy nefelinitami Łysej Góry, a wystąpieniami skałkowymi, pomimo bliskiego sąsiedztwa w terenie, wskazują na nieco odmienny ich charakter chemiczny, co jest konsekwencją zróżnicowanego chemizmu magmy nefelinitowej, z której skały te tworzyły się. Nie można wykluczyć odmiennie przebiegających procesów pomagmowych w tych miejscach, polegających na odprowadzaniu MgO w przypadku nefelinitów Łysej Góry.



W jednej z próbek (LG20-2) zawartość MgO jest najniższa i wynosi 1,71% wag., co jest anomalią dla bazaltoidów. O odmienności tej próbki świadczy nie tylko udział tego składnika chemicznego, ale również pozostałych. Porównując zawartości MgO nefelinitów Przedgórza Rębiszowskiego do bazaltoidów dolnośląskich zauważa się, iż są to typowe udziały (rys. 50).

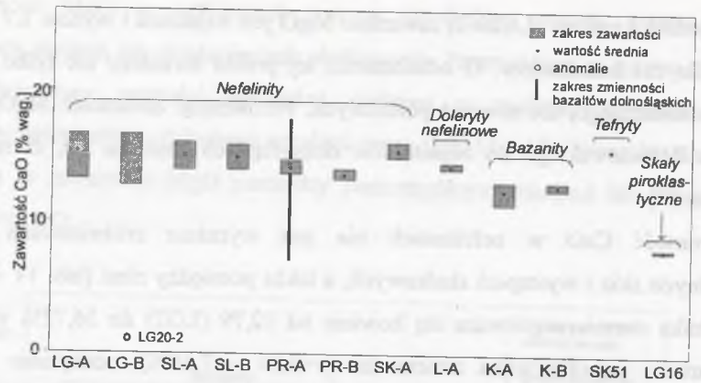
Zawartość CaO w nefelinitach nie jest wyraźnie zróżnicowana w obrębie poszczególnych złóż i wystąpień skałkowych, a także pomiędzy nimi (tab. 14 – 17). Udział tego składnika chemicznego waha się bowiem od 12,79 (LG2) do 16,72% wag. (LG10). Niskie wartości współczynnika zmienności (v=3,04 – 7,66%), odchylenie standardowe (s=0,43 – 1,17) oraz mediana bliska wartości średniej potwierdzają niewielkie zróżnicowanie tego składnika we wszystkich nefelinitach. Wyjątek stanowią nefelinity reprezentujące bazaltoidy typu B Łysej Góry, gdzie powyższe parametry statystyczne wyraźnie różnią się od pozostałych nefelinitów. Wynika to przede wszystkim z odmienności chemicznej próbki LG20-2, w której CaO występuje w ilości 0,85% wag., stanowiąc w tej grupie skał anomalię. Zauważa się natomiast tendencję do niższych zawartości CaO w nefelinitach, reprezentujących bazaltoidy typu B w porównaniu do bazaltoidów typu A w danym złożu (rys. 51).

W obrębie nefelinitów Łysej Góry zauważa się wyższe koncentracje CaO w partii południowej oraz wschodniej i na granicy partii wschodniej i środkowej (15 – 16% wag.) w porównaniu do partii zachodniej, środkowej i peryferyjnych części pozostałych partii (12 – 14% wag.).

Nefelinity Przedgórza Rębiszowskiego reprezentują typowe udziały CaO charakterystyczne dla innych wystąpień bazaltoidów dolnośląskich, z tendencją do zawartości w górnych granicach zakresu zmienności (rys. 51).

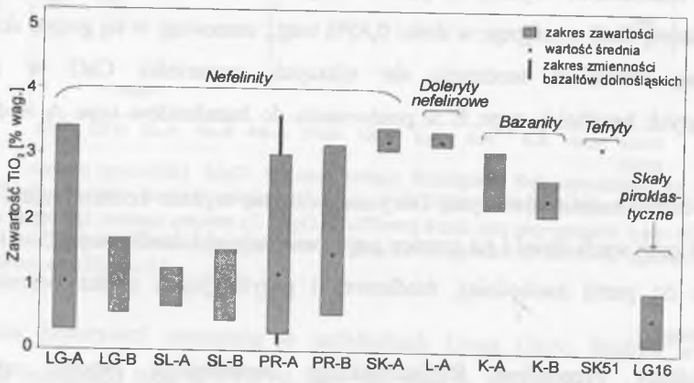
Zawartości pozostałych składników ($TiO_2$, MnO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$) we wszystkich nefelinitach są niewielkie i rzadko przekraczają 3% wag. (tab. 14 – 17).

W przypadku $TiO_2$ wyższe koncentracje obserwuje się w pojedynczych próbkach nefelinitów poszczególnych złóż (powyżej 2% wag. – LG12-1,PR41, PR42). Natomiast wszystkie nefelinity wystąpień skałkowych wykazują zawartość tego składnika powyżej 3% wag. Z tego też powodu współczynnik zmienności osiąga najwyższe wartości w złożach Łysej Góry i Góry Hucianka (v=45 – 106%). Natomiast w nefelinitach złoża Stary Łom oraz w wystąpieniach skałkowych wartość tego parametru jest niższa. Zauważa się także, że średnia zawartość $TiO_2$ w nefelinitach, reprezentujących typ B bazaltoidu, jest nieco




Rys. 51. Zakresy i średnie zawartości CaO w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 51. Contents range and average amount of CaO in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45




Rys. 52. Zakresy i średnie zawartości $TiO_2$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 52. Contents range and average amount of $TiO_2$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

wyższa od typu A (rys. 52). Może to wskazywać na stabilność tego pierwiastka w procesach przeobrażeń nefelinitów. Zawartości $TiO_2$ badanych nefelinitów, porównane do udziału tego składnika w bazaltoidach dolnośląskich, wykazują typowe koncentracje, zbliżając się do górnych i dolnych granic zakresu zmienności (rys. 52).

Udział MnO w nefelinitach jest najniższy spośród oznaczonych głównych składników chemicznych (tab. 14 – 17). Jego zakresy zawartości w poszczególnych złożach przedstawiają się następująco: Łysa Góra – 0,12 – 0,22% wag., Stary Łom – 0,12 – 0,17% wag., Góra Hucianka 0,12 – 0,23% wag., natomiast w nefelinitach wystąpień skałkowych – 0,19% wag.

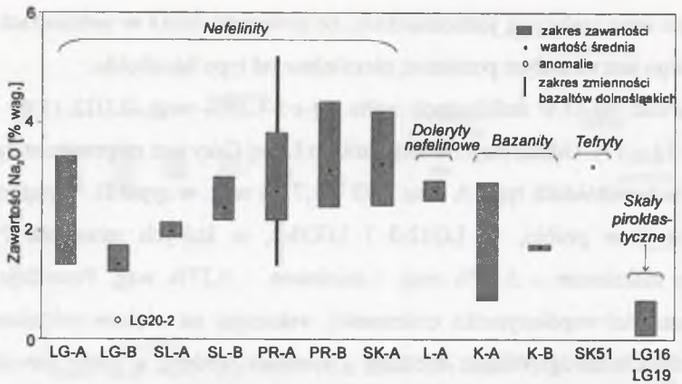


Przedstawione dane wskazują jednoznacznie, że zawartość MnO w nefelinitach Przedgórza Rębiszowskiego jest na stałym poziomie, niezależnie od typu bazaltoidu.

Zawartość $Na_2O$ w nefelinitach waha się od 1,36% wag. (LG12-1) do 4,37% wag. (PR42) (tab. 14 – 17). Udział $Na_2O$ w nefelinitach Łysej Góry jest na prawie stałym poziomie 1.36 – 1,82 w bazaltoidach typu A oraz 1,43 – 1,73% wag. w typie B. Wyjątkowe pod tym względem są dwie próbki, tj. LG12-2 i LG20-2, w których zawartość $Na_2O$ osiąga odpowiednio maksimum – 3,38% wag. i minimum – 0,37% wag. Powoduje to znaczne zawyżenie wartości współczynnika zmienności, wskazując na większe zróżnicowanie $Na_2O$ w złożu. Jednakże uwzględniając medianę i wartości średnie, a także niewielką wartość odchylenia standardowego, można wnioskować, że zmienność ta niewiele różni się od pozostałych złóż i wystąpień skałkowych nefelinitów.

W przypadku nefelinitów Starego Łomu udziały $Na_2O$ są nieco wyższe od nefelinitów Łysej Góry, wahają się bowiem od 1,89% wag. do 3,00% wag., przy czym wyższe koncentracje występują w bazaltoidach typu B od typu A. Wyższy udział $Na_2O$ w porównaniu do nefelinitów Łysej Góry i Starego Łomu widoczny jest również w nefelinitach Góry Hucianka – 2,20 – 4,37% wag., z przewagą ilościową tego składnika w bazaltoidach typu B nad typem A. W nefelinitach wystąpień skałkowych obserwuje się najwyższe udziały $Na_2O$ i choć zakres zmienności wynosi od 2,48% wag. do 4,19% wag., to średnia przyjmuje w tym przypadku wartość najwyższą spośród wszystkich badanych skał (3,23% wag.). Wartość średnia $Na_2O$ w nefelinitach wystąpień skałkowych porównywalna jest do średniej z Góry Hucianka, co wskazuje na podobieństwo chemiczne tych skał. Zakresy zmienności zawartości $Na_2O$ nefelinitów z Przedgórza Rębiszowskiego są typowe dla bazaltoidów Dolnego Śląska z tendencją do osiągania wartości dolnych granic (rys. 53).

Stwierdzone wyższe udziały $Na_2O$ w nefelinitach reprezentujących bazaltoidy typu B w porównaniu do typu A wskazują, że sód, który jest geochemicznie bardzo ruchliwym pierwiastkiem, brał aktywny udział w przeobrażaniu bazaltoidów. Wyjątkiem są nefelinity Łysej Góry, w których ilość $Na_2O$ w bazaltoidach typu A przeważa nad ilością w typie B. Najprawdopodobniej wynika to z możliwości odprowadzenia $Na_2O$ w trakcie przeobrażeń bazaltoidów do podłoża. Może o tym świadczyć obecność harmotomu, zeolitu zawierającego obok baru i potasu również sód, a którego występowanie wykazano rentgenograficznie w próbkach LG 13B i LG14 w podłożu nefelinitu Łysej Góry (rys. 20). Równocześnie nie można wykluczyć, iż istniało zróżnicowanie w zawartości sodu w nefelinitach reprezentujących bazaltoidy typu A i B przed przeobrażeniem skał, a procesy przeobrażeniowe doprowadziły do uwypuklenia tych różnic.



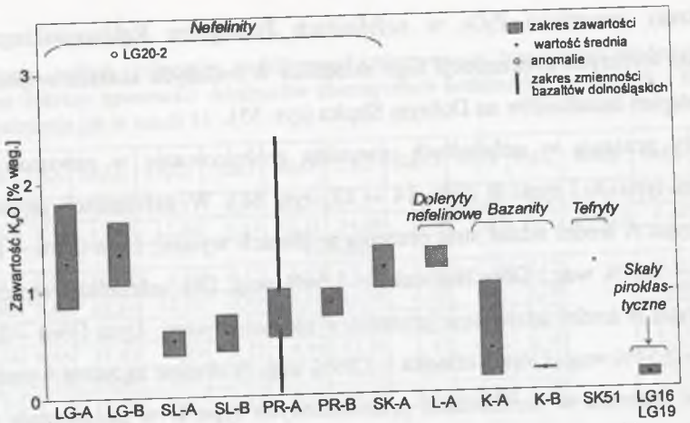

Rys. 53. Zakresy i średnie zawartości $Na_2O$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 53. Contents range and average amount of $Na_2O$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

Zawartości $K_2O$ w nefelinitach są zróżnicowane (tab. 14 – 17). W przypadku Łysej Góry wahają się one od 0,85 do 1,81% wag., przy czym maksymalny udział występuje w próbce LG20-2 – 3,18% wag. W nefelinitach Starego Łomu zakres zmienności $K_2O$ wynosi 0,39 – 0,76% wag. i jest porównywalny z zakresem udziału tego składnika w nefelinitach Góry Hucianka – 0,55 – 0,99% wag. Tymczasem w nefelinitach wystąpień skałkowych zawartość $K_2O$ waha się od 0,97 do 1,36% wag., co zbliża je pod tym względem do nefelinitów Łysej Góry. Zauważa się, iż w nefelinitach, reprezentujących bazaltoidy typu B, $K_2O$ występuje w podwyższonej ilości w porównaniu do typu A. Można zatem sądzić, iż potas, jako jeden z bardziej aktywnych chemicznie składników, był dostarczany w procesie przeobrażeń. Podobnie jednak jak w przypadku sodu, również udział potasu mógł pierwotnie w skałach być zróżnicowany, a procesy przeobrażeniowe doprowadziły udział tego składnika do stanu obecnego. Zakres zmienności zawartości $K_2O$ nefelinitów Przedgórza Rębiszowskiego pokrywa się z zakresem obserwowanym w innych dolnośląskich bazaltoidach (rys. 54).

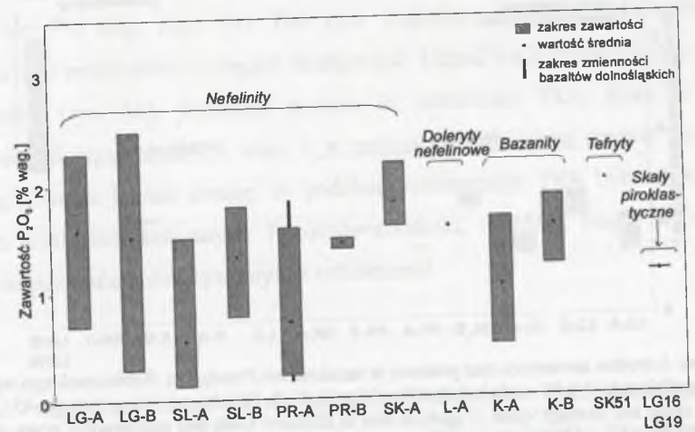
Zakres zawartości $P_2O_5$ w nefelinitach Łysej Góry (tab. 14 – 17, rys. 55) wynosi 0,69 – 2,48% wag., przy czym minimalna koncentracja została wykazana w anomalnej chemicznie próbce LG20-2 (0,28% wag.). Z tego też powodu bardziej zróżnicowane wydają się być bazaltoidy typu B od typu A. Wartości średnie dla nefelinitów Łysej Góry wynoszą ok. 1,50% wag. niezależnie od typu bazaltoidu. W nefelinitach Starego Łomu $P_2O_5$ występuje w ilościach od 0,12 do 1,78% wag. Zauważa się wyższe koncentracje w bazaltoidach typu B (średnia 1,31% wag.) od typu A (średnia 0,54% wag.).






Rys. 54. Zakresy i średnie zawartości $K_2O$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 54. Contents range and average amount of $K_2O$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45




Rys. 55. Zakresy i średnie zawartości $P_2O_5$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

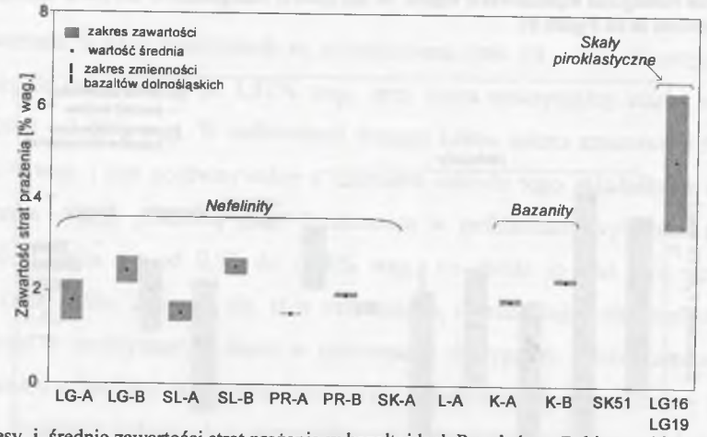
Fig. 55. Contents range and average amount of $P_2O_5$ in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

Nefelinity Góry Hucianka wykazują udział $P_2O_5$ w ilościach od 0,22 do 1,57% wag., co przy średnich wartościach dla bazaltoidu typu B – 1,43% wag. i typu A – 0,71% wag. zbliża je do nefelinitów Starego Łomu.

Najwyższe udziały $P_2O_5$ obecne są w nefelinitach wystąpień skałkowych, zakres zawartości wynosi tu 1,58 – 2,16% wag., a wartość średnia 1,80% wag. Jak wynika z wartości współczynnika zmienności dla $P_2O_5$, najbardziej zróżnicowane jest złoże Łysej Góry.

Zakresy zawartości $P_2O_5$ w nefelinitach Przedgórza Rębiszowskiego ujawniają tendencję do wyższych koncentracji tego składnika w badanych skałach w porównaniu do innych wystąpień bazaltoidów na Dolnym Śląsku (rys. 55).

Straty prażenia w nefelinitach ujawniają zróżnicowanie w zawartości pomiędzy bazaltoidami typu A i typu B (tab. 14 – 17, rys, 56). W nefelinitach reprezentujących bazaltoidy typu A średni udział strat prażenia w złożach wynosi: Łysa Góra – 1,79% wag., Stary Łom – 1,54% wag., Góra Hucianka – 1,54% wag. Dla nefelinitów reprezentujących bazaltoidy typu B średni udział strat prażenia w złożach wynosi: Łysa Góra – 2,45% wag., Stary Łom – 2,54% wag., Góra Hucianka – 1,96% wag. Widoczne są zatem wyraźnie wyższe udziały strat prażenia w bazaltoidach przeobrażonych typu B w porównaniu do typu A (rys. 56).




Rys. 56. Zakresy i średnie zawartości strat prażenia w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów na tle bazaltoidów dolnośląskich. Objaśnienia jak na rysunku 45

Fig. 56. Value range and average value of ignition loss in different kinds and petrographic types of basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the general background of the lower silesian basaltoides. Descriptions as on Figure 45

***Doleryty nefelinowe***

Skład chemiczny dolerytów nefelinowych tylko w nieznaczny sposób różni się od nefelinitów (tab. 18).

Udział $SiO_2$ dolerytów nefelinowych jest nieznacznie wyższy od nefelinitów, natomiast jest typowy dla bazaltoidów dolnośląskich (rys. 45). W przypadku $Al_2O_3$ obserwuje się niższe udziały w porównaniu do większości nefelinitów, zbliżające się do zawartości skał Góry Hucianka i wystąpień skałkowych (rys. 46). Dla $Fe_2O_3$ widoczne są wyższe udziały od



Tabela 18

Skład chemiczny próbek dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu przy drodze Gierczyn – Rębiszów oraz zakresy zawartości składników chemicznych nefelinitów wg typu A i B bazaltoidu (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| L31 | 39,94 | 3,15 | 13,20 | 12,17 | 0,19 | 11,34 | 14,54 | 2,56 | 1,15 | 1,57 | 99,81 | 0,65 | A |
| L32 | 41,60 | 3,36 | 13,48 | 11,46 | 0,18 | 10,21 | 14,06 | 2,93 | 1,34 | 1,57 | 100,18 | 0,64 | |
| Nefelinity | | | | | | | | | | | | | |
| Min | 33,07 | 0,25 | 10,83 | 5,12 | 0,12 | 6,52 | 13,25 | 1,36 | 0,39 | 0,12 | | 0,41 | A |
| Maks | 40,82 | 3,42 | 21,53 | 12,76 | 0,19 | 13,68 | 16,70 | 4,19 | 1,81 | 2,29 | | 0,69 | |
| x | 38,06 | 1,40 | 15,31 | 9,46 | 0,16 | 9,67 | 15,09 | 2,21 | 1,00 | 1,26 | | 0,56 | |
| Min | 31,64 | 0,45 | 11,43 | 7,29 | 0,12 | 6,95 | 12,79 | 1,43 | 0,42 | 0,76 | | 0,43 | B |
| Maks | 40,52 | 3,15 | 18,65 | 12,67 | 0,23 | 11,42 | 16,72 | 4,37 | 1,63 | 2,48 | | 0,64 | (bez próbki |
| x | 37,23 | 1,12 | 14,99 | 9,05 | 0,16 | 9,57 | 14,70 | 2,25 | 0,96 | 1,53 | | 0,55 | LG20-2) |

nefelinitów, ale w przypadku dolerytów nefelinowych całkowity udział żelaza został oznaczony jako $Fe_2O_3$. Zbliżone udziały $Fe_2O_3$ obserwowano w nefelinitach wystąpień skałkowych. Zawartość MgO w dolerytach nefelinowych jest wyższa niż w nefelinitach średnio o ok. 1% wag. (rys. 50). Pod tym względem doleryty nefelinowe wykazują podobieństwo do nefelinitów wystąpień skałkowych. Udział CaO zbliża doleryty nefelinowe do nefelinitów (rys. 51). Wyraźnie wyższe są zawartości $TiO_2$, które w dolerytach nefelinowych osiągają ponad 3% wag., a w przypadku nefelinitów średnia nie przekracza 1,50% wag. Zwraca jednak uwagę, że podobne koncentracje $TiO_2$ były obserwowane w nefelinitach wystąpień skałkowych. Pozostałe składniki, tj. MnO, $Na_2O$, $K_2O$ oraz $P_2O_5$, występują na poziomie porównywalnym z nefelinitami.

***Bazanity***

Pod względem chemicznym bazanity Przedgórza Rębiszowskiego wykazują odmienny charakter od nefelinitów i dolerytów nefelinowych (tab. 19). Przejawia się to podwyższoną, w stosunku do porównywanych skał, zawartością $SiO_2$ – 36,44 – 44,98% wag. (średnia wartość 40,87 dla bazaltoidów typu A i 39, 32% wag. dla typu B). Istnieje tendencja do niższych zawartości tego składnika w bazanitach reprezentujących bazaltoidy typu B, podobnie jak w nefelinitach (rys. 45). Udział $Al_2O_3$ waha się od 12,65 do 18,31% wag., przy czym średnia wartość dla bazaltoidów typu A wynosi 14,12% wag., a typu B 14,83% wag., co jest porównywalne z nefelinitami i dolerytami nefelinowymi z tendencją do niższych wartości w bazanitach (rys. 46). Zarówno $SiO_2$, jak i $Al_2O_3$ nie wykazują dużego zróżnicowania, za czym przemawia niewielka wartość współczynnika zmienności.

Tabela 19

Skład chemiczny próbek bazanitów Kłopotna (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Partia złoża | Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| E | K50-6 | 41,46 | 2,46 | 13,80 | 7,77 | 7,24 | 0,19 | 8,14 | 12,45 | 1,46 | 0,26 | 1,65 | 1,90 | 98,78 | 0,51 | |
| | K50-7 | 40,20 | 2,19 | 13,46 | 9,26 | 7,68 | 0,18 | 9,00 | 13,10 | 1,53 | 0,18 | 1,23 | 1,78 | 99,79 | 0,50 | |
| | K50-8 | 37,44 | 3,07 | 14,55 | 13,85 | 3,25 | 0,15 | 10,31 | 12,79 | 1,10 | 0,24 | 0,95 | 1,77 | 99,47 | 0,54 | |
| W | K50-5 | 41,35 | 2,60 | 13,24 | 10,58 | 3,80 | 0,16 | 11,66 | 12,86 | 1,19 | 0,31 | 0,88 | 1,83 | 100,46 | 0,61 | |
| | K8 | 42,74 | 2,93 | 12,65 | 11,61 | n.o. | 0,18 | 13,68 | 11,47 | 2,87 | 0,95 | 1,09 | n.o. | 100,18 | 0,70 | |
| C | K50-9 | 39,15 | 2,90 | 18,31 | 11,01 | 3,53 | 0,17 | 9,21 | 12,81 | 0,72 | 0,14 | 0,80 | 1,76 | 100,51 | 0,55 | |
| | K9 | 44,98 | 2,90 | 13,49 | 12,24 | n.o. | 0,19 | 9,85 | 11,53 | 2,91 | 1,01 | 1,11 | n.o. | 100,19 | 0,62 | |
| | K50-4 | 39,64 | 2,90 | 13,47 | 9,21 | 6,66 | 0,17 | 9,64 | 12,77 | 1,42 | 0,14 | 0,47 | 1,79 | 98,28 | 0,54 | A |
| | Min | 37,44 | 2,19 | 12,65 | 7,77 | 3,25 | 0,15 | 8,14 | 11,47 | 0,72 | 0,14 | 0,47 | 1,76 | | 0,50 | |
| | Maks | 44,98 | 3,07 | 18,31 | 13,85 | 7,68 | 0,19 | 13,68 | 13,10 | 2,91 | 1,01 | 1,65 | 1,90 | | 0,70 | |
| | x | 40,87 | 2,74 | 14,12 | 10,69 | 5,36 | 0,17 | 10,19 | 12,47 | 1,65 | 0,40 | 1,02 | 1,81 | | 0,57 | |
| | M | 40,78 | 2,90 | 13,48 | 10,80 | 5,23 | 0,18 | 9,74 | 12,78 | 1,44 | 0,25 | 1,02 | 1,79 | | | |
| | s | 2,32 | 0,30 | 1,77 | 1,93 | 2,04 | 0,01 | 1,75 | 0,63 | 0,81 | 0,36 | 0,34 | 0,05 | | | |
| | v | 5,68 | 10,87 | 12,56 | 18,06 | 38,09 | 8,10 | 17,15 | 5,01 | 48,91 | 89,36 | 33,67 | 2,91 | | | |
| E | K50-1 | 38,78 | 2,26 | 13,90 | 9,30 | 7,06 | 0,20 | 9,71 | 12,91 | 1,73 | 0,19 | 1,20 | 2,26 | 99,50 | 0,53 | |
| | K50-2 | 40,32 | 2,64 | 15,15 | 7,77 | 5,82 | 0,21 | 8,32 | 12,58 | 1,74 | 0,21 | 1,85 | 2,21 | 98,82 | 0,54 | |
| | K50-3 | 38,87 | 2,09 | 15,45 | 8,07 | 8,47 | 0,21 | 8,07 | 13,13 | 1,66 | 0,20 | 1,66 | 2,34 | 100,22 | 0,48 | |
| | Min | 38,78 | 2,09 | 13,90 | 7,77 | 5,82 | 0,20 | 8,07 | 12,58 | 1,66 | 0,19 | 1,20 | 2,21 | | 0,48 | |
| | Maks | 40,32 | 2,64 | 15,45 | 9,30 | 8,47 | 0,21 | 9,71 | 13,13 | 1,74 | 0,21 | 1,85 | 2,34 | | 0,54 | B |
| | x | 39,32 | 2,33 | 14,83 | 8,38 | 7,12 | 0,21 | 8,70 | 12,87 | 1,71 | 0,20 | 1,57 | 2,27 | | 0,52 | |
| | M | 38,87 | 2,26 | 15,15 | 8,07 | 7,06 | 0,21 | 8,32 | 12,91 | 1,73 | 0,20 | 1,66 | 2,26 | | | |
| | s | 0,86 | 0,28 | 0,82 | 0,81 | 1,33 | 0,01 | 0,88 | 0,28 | 0,04 | 0,01 | 0,33 | 0,07 | | | |
| | v | 2,20 | 12,09 | 5,54 | 9,67 | 18,63 | 2,79 | 10,16 | 2,15 | 2,55 | 5,00 | 21,29 | 2,89 | | | |

W przypadku $Fe_2O_3$ (rys. 47) obserwuje się w bazanitach wyższe zawartości dla bazaltoidów typu A (średnia 10,69% wag.) w porównaniu do typu B (średnia 8,38% wag.). Natomiast wyższe zawartości FeO (rys. 48) występują w bazanitach reprezentujących bazaltoidy typu B (średnia 7,12% wag.) w porównaniu do typu A (średnia 5,36% wag.). Indeks $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ w bazaltoidach typu A osiąga najwyższe wartości w bazanitach spośród badanych skał – od ok. 1 do blisko 4, stąd też jest najbardziej zróżnicowany (rys. 49). Dla bazaltoidów typu B wartości tego indeksu są niższe i wynoszą ok. 1. A zatem podobnie jak w nefelinitach, wskaźnik ten nie może posłużyć do oceny stopnia zwietrzenia skał.

Zawartość MgO waha się od 8,07 do 13,68% wag., co przy średnich wartościach wynoszących 10,19% wag. dla bazaltoidów typu A i 8,70% wag. dla typu B zbliża bazanity do nefelinitów (rys. 50).

Istotną różnicą w składzie chemicznym bazanitów w porównaniu do nefelinitów i dolerytów nefelinowych jest zawartość CaO. W przypadku bazanitów średnia wartość dla bazaltoidów typu A wynosi 12,47% wag., a dla typu B 12,87% wag. (rys. 51). Wartości te są niższe od porównywanych skał o ok. 2% wag. Na uwagę zasługuje niewielkie zróżnicowanie tego składnika, podobnie jak w nefelinitach i dolerytach nefelinowych, za czym przemawiają niskie wartości współczynnika zmienności (v=2,15 – 5,01%) i niskie wartości odchylenia standardowego (s=0,28 – 0,63).



W bazanitach udział $TiO_2$ należy do jednego z najwyższych spośród badanych bazaltoidów (z wyjątkiem dolerytów nefelinowych i nefelinitów wystąpień skałkowych). Zawartość tego składnika waha się od 2,09 do 3,07% wag. Zauważa się, że nieco niższe koncentracje występują w przypadku bazanitów reprezentujących bazaltoidy typu B (średnia – 2,22% wag.) w porównaniu do typu A (średnia – 2,74% wag.). Jest to zatem tendencja odwrotna do nefelinitów (bazaltoidów typu B).

Zawartość MnO w bazanitach waha się od 0,15 – 0,21% wag. Wydaje się, że istnieje tendencja do nieco wyższych koncentracji MnO w bazanitach reprezentujących bazaltoidy typu B (średnia – 0,21% wag.) w porównaniu do typu A (średnia – 0,17% wag.). Zakres zmienności MnO w bazanitach jest zbliżony do nefelinitów i dolerytów nefelinowych.

Udział $Na_2O$ w bazanitach jest w bazaltoidach typu A silnie zróżnicowany, zawartość waha się od 0,72 do 2,91% wag. Zwracają w tym przypadku uwagę próbki K8 i K9, w których stwierdzono maksymalne zawartości $Na_2O$ (2,87 i 2,91% wag.), w znaczący sposób wpływające na współczynnik zmienności, który wynosi dla bazaltoidów typu A v=48,91%. Bazanity reprezentujące bazaltoidy typu B nie wykazują takiego zróżnicowania zawartości $Na_2O$ – 1,66 – 1,74% wag., v=2,55%. Średnie zawartości w obu typach bazaltoidów wskazują, podobnie jak w nefelinitach, że podwyższone koncentracje tego składnika występują w typie B (1,71% wag.) niż w typie A (1,65% wag.). Porównując średnie udziały $Na_2O$ do pozostałych odmian bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (rys. 53), zwraca uwagę ich podobieństwo do zawartości tego składnika w nefelinitach Łysej Góry, choć i tak średnie dla nefelinitów Przedgórza Rębiszowskiego są wyższe (tab. 18) od średnich dla bazanitów (tab. 19). Niższy średni udział $Na_2O$ obserwuje się jedynie w skałach piroklastycznych (rys. 53).

Udziały $K_2O$ w bazanitach należą do jednych z najniższych spośród badanych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (rys. 54). W przypadku $K_2O$, podobnie jak $Na_2O$, obserwuje się silne zróżnicowanie udziałów w bazanitach reprezentujących bazaltoidy typu A, zawartość waha się od 0,14 do 1,01% wag., a współczynnik zmienności wynosi 89,36. Tymczasem w przypadku bazanitów reprezentujących bazaltoidy typu B zawartość $K_2O$ waha się od 0,19 do 0,21% wag., co przy wartości v=5,00% wskazuje praktycznie na brak zróżnicowania. Na uwagę zasługują próbki K8 i K9, w których zawartości $K_2O$ są maksymalne i wynoszą odpowiednio 0,95 i 1,01% wag. W próbkach tych obserwowano również najwyższe udziały $Na_2O$. Obie te próbki zlokalizowane są w peryferyjnych częściach złoża, próbka K9 w partii środkowej (północna część), próbka K8 w partii zachodniej (południowa część).

W bazanitach zawartość $P_2O_5$ zmienia się od 0,47 do 1,85% wag. (rys. 55). Zwraca uwagę, podobnie jak w nefelinitach, podwyższony udział tego składnika w bazanitach reprezentujących bazaltoidy typu B (średnia – 1,57% wag.) w porównaniu do typu A (średnia – 1,02% wag.). Są to ilości porównywalne z nefelinitami Starego Łomu i Góry Hucianka.

Oznaczone w bazanitach straty prażenia, podobnie jak w innych bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego, ujawniają zróżnicowanie w zawartości pomiędzy bazaltoidami typu A i typu B. Bazanity reprezentujące bazaltoidy typu A wykazują średni udział strat prażenia na poziomie 1,81% wag., podczas gdy bazaltoidy typu B – 2,27% wag. Są to ilości porównywalne z nefelinitami (rys. 56). Wyższe udziały strat prażenia w bazanitach reprezentujących typ B bazaltoidu wynikają z obecności zeolitów i produktów przeobrażeń minerałów budujących ten typ, głównie oliwinu.

***Tefryty***

Oznaczone składniki chemiczne tefrytów w większości przypadków pokrywają się z zawartościami nefelinitów. Dotyczy to głównie $SiO_2$, $Fe_2O_3$, $Na_2O$, $K_2O$ i MnO. Natomiast w tefrytach udział $Al_2O_3$ wynosi 11,71% wag. (tab. 20). Stwierdza się, że jest to jeden z najniższych udziałów spośród wszystkich badanych skał, wyjątkiem są próbki nefelinitów PR42 i SK40. Zawartość $Fe_2O_3$ wynosi 11,92% wag. i jest jedną z wyższych zawartości oznaczonych w badanych skałach, przy czym jest to udział żelaza całkowitego, oznaczonego jako $Fe_2O_3$ (rys. 47). Podobnie jest z zawartością MgO, CaO, $TiO_2$ i $P_2O_5$, które w tefrytach są jednymi z najwyższych, w porównaniu do innych badanych bazaltoidów i wynoszą 12,86% wag. MgO, 15,63% wag. CaO, 3,14% wag $TiO_2$, 1,98% wag. $P_2O_5$.

Pod względem chemicznym tefryty stanowią ogniwo przejściowe pomiędzy dolerytami nefelinowymi, niektórymi nefelinitami (głównie wystąpień skałkowych) a bazanitami, bowiem poszczególne składniki chemiczne tefrytów zbliżają się do średnich zawartości tych odmian bazaltoidów.

Tabela 20

Skład chemiczny tefrytów z wystąpienia skałkowego (SK51) (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | Suma | #Mg | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SK51 | 38,39 | 3,14 | 11,71 | 11,92 | 0,19 | 12,86 | 15,63 | 3,20 | 1,18 | 1,98 | 100,19 | 0,68 | A |



***Skały piroklastyczne***

Oznaczony skład chemiczny skał piroklastycznych, reprezentowanych przez lapille (LG16) i tufy (LG19) wskazuje, że są one pomiędzy sobą zróżnicowane. Lapille wykazują wyższe udziały $TiO_2$, $Al_2O_3$, FeO, MgO, $Na_2O$, $K_2O$ oraz $P_2O_5$ od tufów. Różnice te nie są jednak aż tak znaczące, z wyjątkiem $TiO_2$ i $Na_2O$ – prawie 10-krotne (tab. 21). Natomiast w przypadku $SiO_2$, $Fe_2O_3$ i CaO zauważa się przewagę tych składników w tufach, w porównaniu do lapilli, choć różnice również nie są aż tak znaczące. Istotną różnicę stanowią straty prażenia, które w tufie są prawie dwukrotnie wyższe (6,39% wag.) w porównaniu do lapilli (3,41% wag.). Zróżnicowanie składu chemicznego pomiędzy lapillami a tufami wynika najprawdopodobniej z dwóch powodów:

- różnic w składzie chemicznym pierwotnych okruchów,
- intensywności przebiegających procesów przeobrażeniowych (pomagmowych i hipergenicznych).

Tabela 21

Skład chemiczny skał piroklastycznych (lapille – LG16 i tuf – LG19) (% wag). Objaśnienia jak w tabeli 14

| Nr próbki | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Suma | #Mg |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| LG16 | 35,24 | 0,93 | 17,98 | 17,42 | 6,65 | 0,53 | 7,59 | 7,90 | 1,36 | 0,26 | 1,13 | 3,41 | 100,40 | 0,43 |
| LG19 | 39,53 | 0,12 | 15,26 | 18,42 | 4,32 | 0,45 | 6,34 | 8,09 | 0,09 | 0,10 | 1,12 | 6,39 | 100,23 | 0,37 |

Zróżnicowanie w intensywności przebiegających procesów przeobrażeniowych może być konsekwencją różnic w składzie pierwotnym okruchów, a także wielkości ziaren tworzących skały piroklastyczne. Bardziej zaawansowane procesy przeobrażeniowe zachodziły w tufach w porównaniu do lapilli. Wskazują na to niższe zawartości $Na_2O$ i $K_2O$, pierwiastków mobilnych w procesach przeobrażeniowych oraz podwyższony udział $Fe_2O_3$ kosztem FeO w tufach, gdzie żelazo ulegało utlenianiu.

Pod względem zawartości składników chemicznych skały piroklastyczne zbliżone są do nefelinitów. Świadczy o tym udział $SiO_2$, $Al_2O_3$ i FeO. Natomiast udział pozostałych składników wyraźnie różni się od wszystkich pozostałych badanych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Zawartość $Fe_2O_3$ jest najwyższa i wynosi ponad 17% wag., co przy zbliżonej zawartości FeO do pozostałych badanych skał bazaltoidowych powoduje wysoką wartość indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ – 2,30 i 3,90 (rys. 49). Z kolei udziały MgO, CaO, $TiO_2$, $Na_2O$, $K_2O$ i $P_2O_5$ są jednymi z najniższych spośród badanych skał bazaltoidowych. Uwzględniając skład mineralny skał piroklastycznych oraz możliwości odprowadzenia niektórych

składników chemicznych ($Na_2O$ i $K_2O$) i doprowadzenia innych (żelazo), można wnioskować, iż są to skały piroklastyczne związane genetycznie z nefelinitami.

Wyniki analiz chemicznych głównych składników bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego posłużyły do wykonania map, które przedstawiają ich koncentrację w poszczególnych złożach (rys. 57 i 58). Nie uwzględniono przy tym próbki LG20-2, która stanowi wyraźną anomalię chemiczną w porównaniu do pozostałych próbek bazaltoidów.

Analiza rozprzestrzenienia poszczególnych składników wskazuje na podobieństwo nefelinitów (Łysa Góra, Stary Łom, Góra Hucianka, wystąpienia skałkowe), dolerytów nefelinowych (nieczynny łom) i tefrytów (wystąpienie skałkowe). Przejawia się ono zwykle:

- wyższymi koncentracjami od zachodu $SiO_2$, $TiO_2$, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$,
- wyższymi koncentracjami w centrum $Al_2O_3$, FeOt (całkowite Fe jako FeO),
- wyższymi koncentracjami od południa CaO.

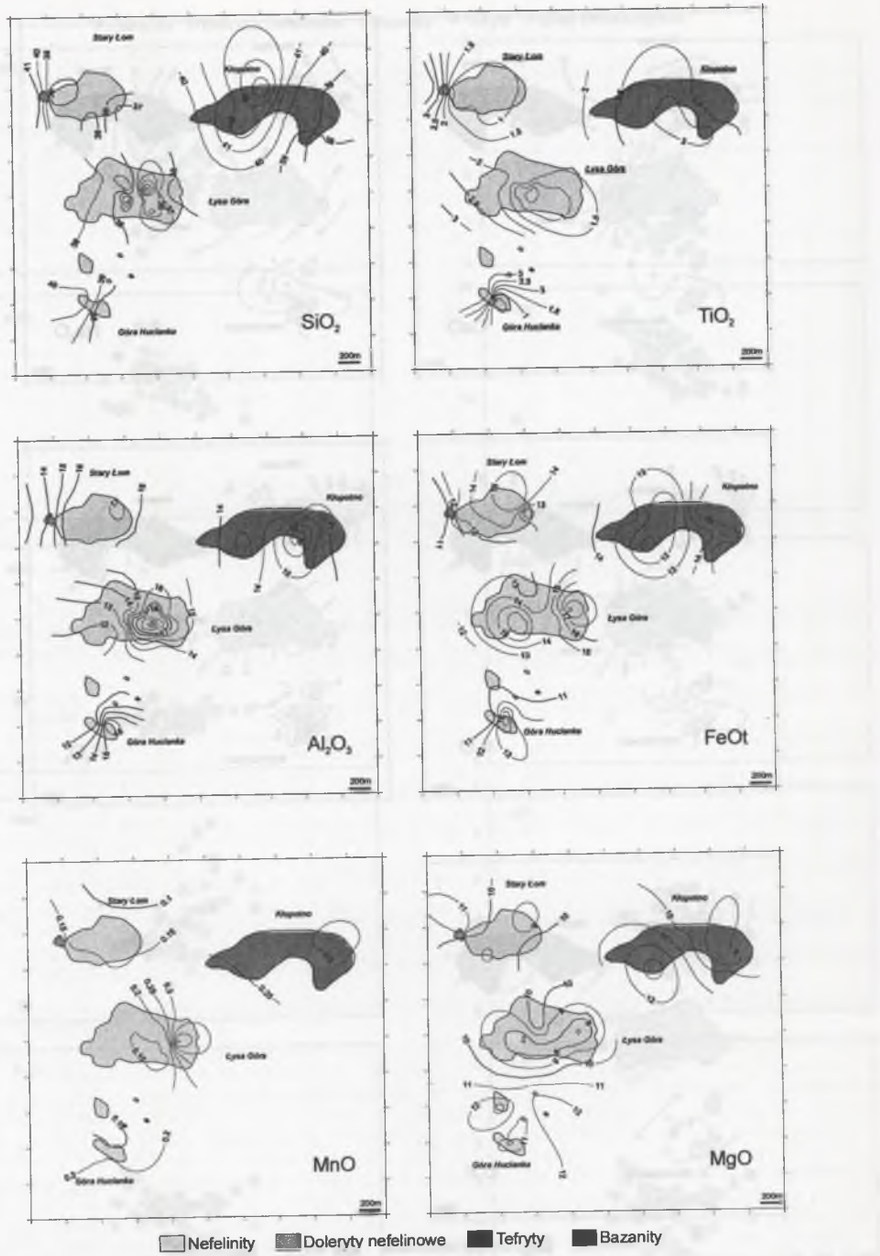
Rozprzestrzenienie składników chemicznych w bazanitach (Kłopotno) nie wykazuje wyraźnego związku z pozostałymi złożami bazaltoidów opisywanego obszaru.

Z punktu widzenia ewolucji wulkanizmu, istotnym wskaźnikiem jest rozprzestrzenienie MgO. Najwyższe koncentracje MgO w bazanitach złoża Kłopotno związane są ze strefą kominową. Z kolei najwyższe koncentracje MgO nefelinitów przypadają na rejon Góry Hucianka z wystąpieniami skałkowymi i rejon Starego Łomu (doleryty nefelinowe). Można przypuszczać, że te miejsca mogą być strefami kominowymi nefelinitów. Podobne rozprzestrzenienie do MgO – maksymalne koncentracje – wykazują $Na_2O$, $K_2O$ i $P_2O_5$. Wydaje się zatem, że składniki te mają związek ze strefami kominowymi, gdzie dodatkowo obserwuje się duże zagęszczenie izolinii $K_2O$ i $P_2O_5$.

Wyniki analiz chemicznych głównych składników bazaltoidów przedstawiono na diagramie Harkera w układzie MgO – składnik chemiczny (rys. 59). Spadek MgO wskazuje na różnicowanie się magmy. Z diagramu wynika, że ze wzrostem MgO spada zawartość $Al_2O_3$, FeOt (całkowite Fe jako FeO), CaO, $K_2O$ i $P_2O_5$, rośnie natomiast $TiO_2$ i $Na_2O$. Najbardziej kontrowersyjny jest wzrost udziału $Na_2O$ wraz ze wzrostem MgO. Zwykle udział tego składnika chemicznego maleje ze wzrostem MgO. Taka sytuacja wynika z przeobrażeń bazaltoidów, gdzie dominującym, aktywnym składnikiem jest $Na_2O$.

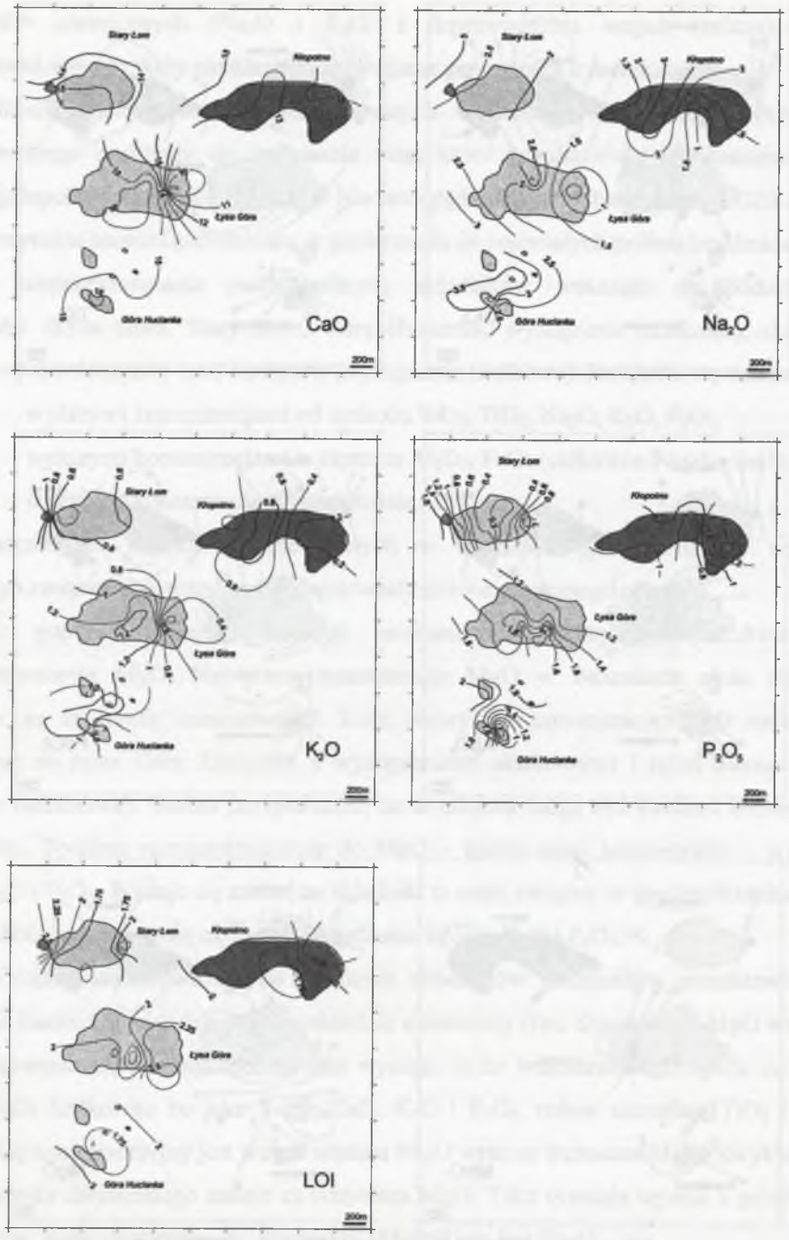
Istotnym składnikiem chemicznym wskazującym na kształtowanie się z magmy badanych bazaltoidów jest $TiO_2$. Z uwagi na udział tego składnika w skałach można wydzielić dwie grupy: bazaltoidy zawierające duży udział $TiO_2$ – powyżej 2% wag. (wysokotytanowe bazaltoidy) i bazaltoidy o niższym udziale $TiO_2$ – poniżej 2% wag.






Rys. 57. Rozprzestrzenienie $SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, FeOt, MnO i MgO w złożach i wystąpieniach skałkowych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia FeOt- żelazo całkowite jako FeO

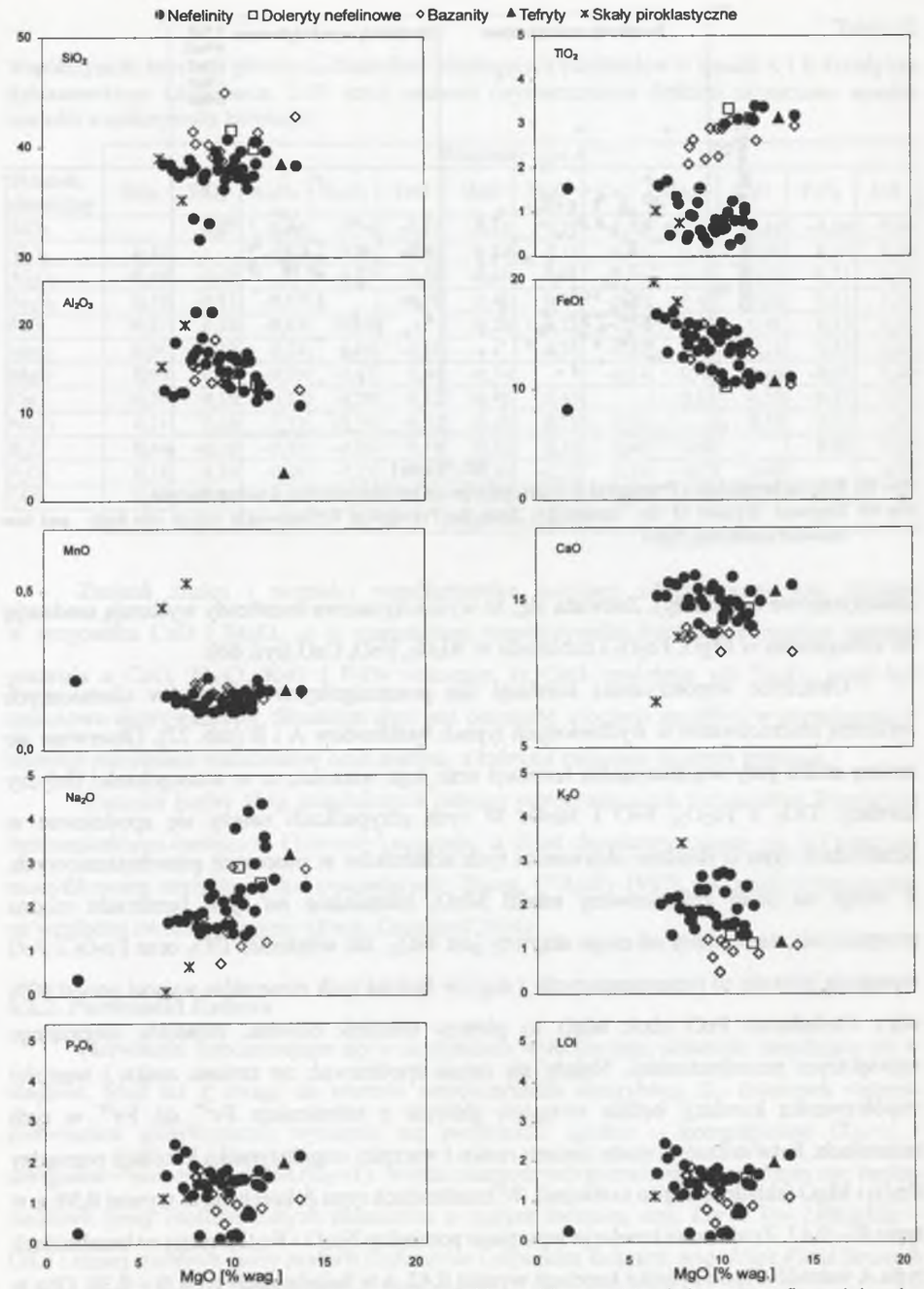
Fig. 57. Distribution of: $SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, FeOt, MnO i MgO in the basaltoid deposits and surface rocks of the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations: FeOt- total iron expressed as FeO




Rys. 58. Rozprzestrzenienie CaO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ i strat prażenia w złożach i wystąpieniach skałkowych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: LOI- straty prażenia

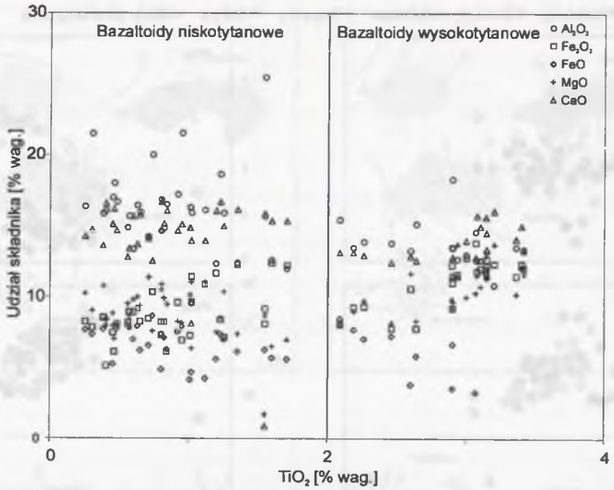
Fig. 58. Distribution of CaO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ and ignition loss in the basaltoidic deposits and surface rocks of the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanation: LOI- loss of ignition






Rys. 59. Diagram Harkera bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wg ich odmian petrograficznych i typów. Objaśnienia: FeOt- żelazo całkowite jako FeO, LOI- straty prażenia

Fig. 59. Harker's diagram of different kinds and petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations: FeOt- total iron expressed as FeO, LOI- loss of ignition




Rys. 60. Podział bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego na wysokotytanowe i niskotytanowe
Fig. 60. Regional division of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region into high- and low titanium containing types

(niskotytanowe bazaltoidy). Zauważa się, że wysokotytanowe bazaltoidy wykazują tendencję do wzbogacenia w MgO, $Fe_2O_3$ i zubożenie w $Al_2O_3$, FeO, CaO (rys. 60).

Obliczone współczynniki korelacji dla poszczególnych składników chemicznych wykazują zróżnicowanie w wydzielonych typach bazaltoidów A i B (tab. 22). Obserwuje się zmianę znaku przy współczynniku korelacji oraz jego wartości, co w szczególności dotyczy korelacji $TiO_2$ z $Fe_2O_3$, FeO i MnO. W tych przypadkach należy się spodziewać w bazaltoidach typu B skutków aktywności tych składników w procesach przeobrażeniowych. Z uwagi na mało zróżnicowany udział MnO, niezależnie od typu bazaltoidu można przypuszczać, że bardziej od niego aktywny jest $TiO_2$. Jak wiadomo, $TiO_2$ oraz $Fe_2O_3$ i FeO występują głównie w tytanomagnetycie i augicie (udział tych minerałów wynosi ponad 60% obj.). Dodatkowo FeO obok MgO to główny składnik oliwinu, minerału ulegającego największym przeobrażeniom. Należy się zatem spodziewać, że zmiana znaku i wartości współczynnika korelacji będzie związana głównie z utlenieniem $Fe^{2+}$ do $Fe^{3+}$ w tych minerałach. Potwierdzać to może zmiana znaku i wartości współczynnika korelacji pomiędzy $Fe_2O_3$ i MgO (składnik augitu i oliwinu). W bazaltoidach typu A korelacja ta wynosi 0,39, a w typie B – 0,47. Znamienna korelacja występuje pomiędzy $Na_2O$ i $Fe_2O_3$, gdzie w bazaltoidach typu A wartość współczynnika korelacji wynosi 0,42, a w bazaltoidach typu B – 0,30. Oba te składniki odgrywają bardzo istotną rolę w procesach przeobrażeniowych, przy czym $Na_2O$ jest składnikiem doprowadzonym, natomiast $Fe_2O_3$ to składnik częściowo powstający w wyniku utleniania $Fe^{2+}$, obecnego w minerałach pierwotnych bazaltoidów.



Tabela 22

Współczynniki korelacji głównych składników chemicznych bazaltoidów w typach A i B Przedgórza Rębiszowskiego Objaśnienia: LOI- straty prażenia (wytłuszczonym drukiem zaznaczono wysokie wartości współczynnika korelacji)

| | Bazaltoidy typu A | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Składnik chemiczny | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI |
| $SiO_2$ | | **0,57** | **-0,60** | 0,34 | -0,13 | **0,62** | 0,27 | -0,52 | 0,37 | -0,14 | -0,06 | 0,06 |
| $TiO_2$ | 0,42 | | **-0,67** | **0,76** | **-0,61** | **0,74** | 0,53 | -0,41 | 0,46 | -0,05 | 0,27 | 0,36 |
| $Al_2O_3$ | **-0,64** | -0,42 | | **-0,67** | 0,26 | **-0,65** | -0,41 | 0,06 | -0,47 | -0,13 | -0,31 | -0,41 |
| $Fe_2O_3$ | 0,10 | -0,11 | -0,05 | | **-0,70** | 0,42 | 0,39 | -0,30 | 0,42 | 0,08 | 0,21 | 0,32 |
| FeO | -0,27 | 0,18 | -0,03 | -0,28 | | -0,20 | -0,35 | 0,34 | 0,32 | 0,41 | 0,10 | -0,12 |
| MnO | 0,05 | -0,19 | 0,24 | **0,85** | -0,10 | | 0,38 | -0,22 | 0,52 | 0,11 | 0,34 | 0,24 |
| MgO | 0,05 | 0,15 | -0,26 | -0,47 | 0,04 | -0,54 | | -0,24 | 0,48 | -0,14 | -0,05 | -0,40 |
| CaO | -0,30 | 0,10 | -0,12 | **-0,79** | 0,12 | **-0,91** | 0,40 | | 0,04 | 0,53 | 0,37 | 0,15 |
| $Na_2O$ | 0,21 | 0,46 | -0,33 | -0,30 | -0,02 | -0,44 | **0,72** | 0,36 | | 0,39 | 0,21 | -0,34 |
| $K_2O$ | -0,44 | -0,10 | -0,20 | -0,25 | 0,19 | -0,52 | 0,16 | **0,65** | 0,14 | | **0,57** | 0,25 |
| $P_2O_5$ | 0,16 | 0,16 | -0,38 | -0,23 | 0,12 | -0,30 | -0,27 | 0,35 | -0,07 | 0,49 | | 0,38 |
| LOI | 0,17 | -0,42 | 0,11 | **0,78** | -0,43 | **0,66** | -0,53 | **-0,68** | **-0,75** | -0,38 | -0,31 | |
| | Bazaltoidy typu B | | | | | | | | | | | |

Zmiana znaku i wartości współczynnika korelacji obserwowana jest również w przypadku CaO i MgO, co z wartościami współczynnika korelacji pomiędzy stratami prażenia a CaO, $Na_2O$, $K_2O$ i $P_2O_5$ wskazuje, iż CaO, podobnie jak $Na_2O$, mógł być częściowo doprowadzony. Skutkiem tego jest obecność asocjacji zeolitów, występujących w różnych odmianach bazaltoidów oraz apatytu, z którymi związane są straty prażenia.

Wartości liczby #Mg zasadniczych odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity i bazanity) sugerują, iż skład chemiczny magmy nie był znacząco modyfikowany asymilacją skał otaczających (Zhang, O`Reilly 1997), wskazują równocześnie na względną ewolucję magmy (Raos, Crawford 2004).

### 8.2.2. Pierwiastki śladowe

Pierwiastki koncentrujące się w kryształach wykorzystują składniki znajdujące się w magmie. Stąd też z uwagi na wartość współczynnika dystrybucji $K_D$ (stosunek stężenia pierwiastka: stop/kryształ) wyróżnia się pierwiastki zgodne – kompatybilne ($K_D$>1) i niezgodne – niekompatybilne ($K_D$<1). Wśród niezgodnych pierwiastków wyróżnia się: bardzo ruchliwe (jony litofilne dużych rozmiarów o małym ładunku, ang. *Large Ion Lithophile* – LIL) i mniej ruchliwe (jony małych rozmiarów i wysokim ładunku, ang. *High Field Strength* – HFS). Do pierwiastków LIL należą spośród oznaczonych: Ba, Nb, Rb, Th i K (oznaczony już i opisany jako składnik główny). Pierwiastki HFS to: Hf, Sr, Ta Y i Zr wraz z lantanowcami (tab. 23 i 24). Pierwiastki te wykorzystywane są w celach petrogenetycznych.

Tabela 23

Zawartości pierwiastków śladowych (ppm) oznaczonych w odmianach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

| Nr próbki | Ba | Nb | Rb | Th | Hf | Sr | Ta | Y | Zr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | | | | | | | | | |
| LG12-2 | 970 | 161 | 62 | 4,02 | 6,61 | 1025 | 3,08 | 38,9 | 283 |
| LG20-2 | 576 | 132 | 187 | 3,66 | 7,30 | 366 | 2,95 | 25,0 | 208 |
| SL30-4 | 680 | 85,3 | 40,5 | 3,15 | 7,11 | 690 | 3,02 | 21,0 | 169 |
| SL31-1 | 675 | 142 | 32 | 3,65 | 6,90 | 680 | 3,15 | 26,0 | 200 |
| PR41 | 667 | 165 | 54 | 4,02 | 5,26 | 652 | 2,83 | 29,7 | 256 |
| PR42 | 679 | 172 | 67,5 | 4,11 | 5,19 | 648 | 2,59 | 28,8 | 265 |
| SK50 | 714 | 163 | 69,9 | 2,15 | 5,77 | 705 | 2,85 | 28,5 | 283 |
| SK53 | 794 | 169 | 76 | 1,71 | 5,78 | 708 | 2,64 | 32,8 | 269 |
| SK54 | 877 | 152 | 73,6 | 2,09 | 5,30 | 763 | 2,44 | 34,0 | 267 |
| SK40 | 706 | 145 | 59,5 | 1,89 | 5,47 | 665 | 2,39 | 29,8 | 272 |
| Min | 576 | 85,3 | 32 | 1,71 | 5,19 | 366 | 2,39 | 21,0 | 169 |
| Maks | 970 | 172 | 187 | 4,11 | 7,30 | 1025 | 3,15 | 38,9 | 283 |
| x | 734 | 148 | 72,2 | 3,04 | 6,07 | 690 | 2,79 | 29,5 | 247 |
| Doleryty nefelinowe | | | | | | | | | |
| L31 | 770 | 168 | 65 | 2,96 | 4,93 | 690 | 3,86 | 29,2 | 269 |
| L32 | 828 | 175 | 84,9 | 3,01 | 5,87 | 680 | 3,56 | 33,2 | 289 |
| x | 799 | 171 | 75 | 2,99 | 5,40 | 685 | 3,71 | 31,2 | 279 |
| Bazanity | | | | | | | | | |
| K8 | 929 | 178 | 49,7 | 5,25 | 5,45 | 995 | 2,54 | 34,4 | 281 |
| K9 | 1109 | 176 | 48,5 | 4,95 | 6,25 | 1048 | 2,63 | 39,1 | 275 |
| x | 1019 | 177 | 49,1 | 5,1 | 5,85 | 1021 | 2,59 | 36,7 | 278 |
| Tefryty | | | | | | | | | |
| SK51 | 854 | 176 | 86,5 | 1,99 | 6,52 | 701 | 2,76 | 36,3 | 261 |

Pozostałe oznaczone pierwiastki to: Bi, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Sc, Sn, V i Zn (tab. 25 i 26).

Spośród oznaczonych pierwiastków najwyższe koncentracje w bazaltoidach wykazują Ba i Sr. Ich udział waha się od 576 ppm Ba (LG20-2) do 1109 ppm Ba (K9) oraz od 366 ppm Sr (LG20-2) do 1048 ppm Sr (K9) z najwyższymi koncentracjami w bazanitach, a najniższymi w nefelinitach. Zwraca uwagę próbka LG20-2 anomalna pod względem chemicznym, w której odnotowano najniższe koncentracje tych pierwiastków (tab. 23).

Wysokie koncentracje w bazaltoidach, wynoszące do 300 ppm, wykazują również Zr i Nb. Ich udziały są bardzo podobne w badanych bazaltoidach, ale nie są tak zróżnicowane jak w przypadku Ba i Sr. Koncentracje Rb i Y wynoszą kilkadziesiąt ppm i widoczna jest tendencja do wyższych udziałów Rb w tefrytach, dolerytach nefelinowych i nefelinitach w porównaniu do bazanitów, a podwyższone koncentracje Y wykazują tefryty i bazanity w porównaniu do nefelinitów i dolerytów nefelinowych. Zawartości Hf, Ta i Th (tab. 23) nie przekraczają 10 ppm i są w niewielkim stopniu zróżnicowane w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów. Zwraca jedynie uwagę podwyższona koncentracja Th w bazanitach (średnia 5,10 ppm) w porównaniu do pozostałych bazaltoidów (średnie od 1,99 do



3,04 ppm). Sumy zawartości tych pierwiastków w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów są bardzo zbliżone do siebie, a jedyna próbka, wykazująca wyraźnie odmienne koncentracje pierwiastków z grupy lantanowców to LG20-2.

W przypadku oznaczonych pierwiastków z grupy lantanowców zauważa się typowe dla nich koncentracje (tab. 24), co związane jest z ich własnościami geochemicznymi.

Spośród pozostałych pierwiastków (tab. 25 i 26) najwyższe koncentracje, powyżej 100 ppm, wykazują Cr, Ni, V i Zn, sporadycznie w niektórych próbkach również Co i Cu. Zawartości pierwiastków, takich jak Bi, Ga, Mo, Pb, Sc, Sn są niewielkie, choć zauważa się wyjątkowo duże zróżnicowanie zawartości Pb w nefelinitach. Zawartość tego pierwiastka waha się bowiem od 0,90 ppm do 115 ppm. Porównując średnie koncentracje niektórych z pierwiastków (tab. 27) w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów, zauważa się ich zróżnicowanie. Dotyczy ono głównie niższych koncentracji:

- Co, Ni przy wyższych zawartościach Pb w nefelinitach w porównaniu do pozostałych bazaltoidów,
- Cr, Ga, Sn, V przy wyższych zawartościach Bi w bazanitach w porównaniu do pozostałych bazaltoidów.

Tabela 24

Zawartości pierwiastków z grupy lantanowców (ppm) oznaczonych w odmianach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

| Nr próbki | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Ho | Tm | Yb | Lu | Suma |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | | | | | | | | | | | | | |
| LG12-2 | 50,6 | 102 | 12,0 | 36,0 | 7,65 | 2,21 | 6,43 | 1,05 | 1,50 | 0,60 | 3,42 | 0,44 | 224 |
| LG20-2 | 32,0 | 78,1 | 10,6 | 34,7 | 7,44 | 2,50 | 7,36 | 1,12 | 1,50 | 0,48 | 3,06 | 0,38 | 179 |
| SL30-4 | 48,2 | 97,3 | 11,6 | 38,8 | 7,12 | 2,44 | 7,24 | 1,12 | 1,45 | 0,38 | 2,40 | 0,31 | 218 |
| SL31-1 | 46,5 | 92,4 | 11,4 | 36,0 | 6,95 | 2,38 | 7,30 | 1,22 | 1,50 | 0,42 | 2,75 | 0,37 | 209 |
| PR41 | 53,5 | 120 | 13,8 | 33,7 | 6,10 | 1,82 | 5,57 | 0,86 | 1,09 | 0,46 | 2,86 | 0,40 | 240 |
| PR42 | 46,3 | 114 | 14,4 | 31,1 | 6,10 | 1,99 | 7,14 | 0,96 | 1,20 | 0,56 | 3,57 | 0,53 | 228 |
| SK50 | 60,5 | 111 | 11,0 | 34,0 | 5,83 | 1,77 | 5,00 | 0,86 | 1,22 | 0,53 | 3,49 | 0,51 | 236 |
| SK53 | 65,3 | 120 | 13,9 | 33,1 | 6,23 | 2,26 | 6,97 | 0,94 | 1,07 | 0,38 | 2,43 | 0,36 | 253 |
| SK54 | 51,1 | 130 | 11,7 | 35,9 | 5,86 | 1,46 | 4,27 | 0,75 | 0,97 | 0,37 | 2,19 | 0,33 | 245 |
| SK40 | 72,0 | 127 | 9,58 | 35,0 | 7,36 | 2,44 | 7,22 | 0,87 | 1,04 | 0,42 | 2,69 | 0,38 | 266 |
| Min | 32,0 | 78,1 | 9,58 | 31,1 | 5,83 | 1,46 | 4,27 | 0,75 | 0,97 | 0,37 | 2,19 | 0,31 | 179 |
| Maks | 72,0 | 130 | 14,4 | 38,8 | 7,65 | 2,50 | 7,36 | 1,22 | 1,50 | 0,60 | 3,57 | 0,53 | 266 |
| x | 52,6 | 109 | 12,0 | 34,8 | 6,66 | 2,13 | 6,45 | 0,97 | 1,25 | 0,46 | 2,89 | 0,40 | 230 |
| Doleryty nefelinowe | | | | | | | | | | | | | |
| L31 | 48,9 | 118 | 11,6 | 36,3 | 8,12 | 2,95 | 7,36 | 0,93 | 1,11 | 0,48 | 3,13 | 0,45 | 239 |
| L32 | 57,9 | 133 | 9,63 | 33,2 | 9,07 | 3,15 | 6,56 | 0,86 | 1,20 | 0,53 | 3,42 | 0,42 | 259 |
| x | 53,4 | 126 | 10,6 | 34,8 | 8,60 | 3,05 | 6,96 | 0,90 | 1,15 | 0,50 | 3,27 | 0,44 | 249 |
| Bazanity | | | | | | | | | | | | | |
| K8 | 58,2 | 105 | 10,9 | 33,5 | 7,04 | 1,65 | 4,90 | 0,81 | 0,98 | 0,44 | 2,81 | 0,41 | 227 |
| K9 | 56,0 | 114 | 11,6 | 32,6 | 5,85 | 1,75 | 5,00 | 0,76 | 1,15 | 0,50 | 3,31 | 0,49 | 233 |
| x | 57,1 | 110 | 11,3 | 33,1 | 6,45 | 1,70 | 4,95 | 0,79 | 1,07 | 0,47 | 3,06 | 0,45 | 230 |
| Tefryty | | | | | | | | | | | | | |
| SK51 | 73,2 | 127 | 9,51 | 32,6 | 5,32 | 1,43 | 4,44 | 0,80 | 1,17 | 0,49 | 3,13 | 0,43 | 260 |

Tabela 25

Zawartości pozostałych pierwiastków śladowych (ppm) oznaczonych w nefelinitach Przedgórza Rębiszowskiego

| Nr próbki | Bi | Co | Cr | Cu | Ga | Mo | Ni | Pb | Sc | Sn | V | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| LG1 | | 104 | 324 | 76,0 | | | 127 | 0,90 | | | | 148 |
| LG3 | | 98,7 | 383 | 55,0 | | | 141 | | | | | 141 |
| LG4 | | 75,0 | 322 | 70,0 | | | 134 | 7,70 | | | | 126 |
| LG5 | | 81,0 | 300 | 83,0 | | | 144 | 3,20 | | | | 128 |
| LG6 | | 61,1 | 264 | 79,0 | | | 124 | 1,40 | | | | 131 |
| LG11 | | 54,0 | 321 | 100 | | | 147 | 10,2 | | | | 112 |
| LG12-1 | | 74,0 | 309 | 65,0 | | | 140 | 44,4 | | | | 133 |
| LG12-2 | 3,20 | 47,2 | 382 | 74,0 | 17,2 | 15,0 | 155 | 9,55 | 68,8 | 1,20 | 293 | 85,3 |
| LG21 | | 88,0 | 329 | 70,0 | | | 167 | 26,9 | | | | 115 |
| LG23 | | 49,5 | 273 | 118 | | | 106 | 32,5 | | | | 108 |
| LG25 | | 107 | 308 | 70,0 | | | 159 | 5,00 | | | | 136 |
| LG2 | | 88,0 | 317 | 81,0 | | | 134 | 3,60 | | | | 134 |
| LG7 | | 109 | 418 | 59,0 | | | 153 | 89,7 | | | | 142 |
| LG8 | | 76,0 | 264 | 79,0 | | | 148 | 1,40 | | | | 131 |
| LG10 | | 105 | 358 | 61,1 | | | 172 | 63,0 | | | | 127 |
| LG20-1 | | 83,0 | 299 | 67,0 | | | 137 | 4,30 | | | | 132 |
| LG20-2 | 34,7 | 38,4 | 214 | 121 | 41,7 | 21,1 | 107 | 64,4 | 51,2 | 4,16 | 262 | 114 |
| SL30-1 | | 100 | 291 | | | | 160 | | | | | 121 |
| SL30-2 | | 63,3 | 272 | 96,0 | | | 133 | 68,6 | | | | 105 |
| SL30-3 | | 110 | 256 | | | | 161 | | | | | 91,6 |
| SL30-4 | 2,15 | 48,0 | 440 | 79,0 | 23,3 | 16,5 | 131 | 115 | 59,2 | 1,90 | 283 | 114 |
| SL30-5 | | 77,0 | 286 | | | | 180 | | | | | 113 |
| SL31-1 | | 129 | 313 | 66,6 | 21,0 | | 158 | | 56,0 | | 298 | 121 |
| SL31-2 | | 48,0 | 329 | | | | 143 | | | | | 100 |
| SL31-3 | | 85,0 | 285 | | | | 163 | | | | | 116 |
| SL31-4 | | 36,0 | 367 | | | | 147 | | | | | 129 |
| PR41 | 0,92 | 31,4 | 407 | 85,0 | 17,6 | 16,8 | 128 | 7,32 | 30,7 | 3,13 | 267 | 80,5 |
| PR40-1 | | 50,0 | 304 | 92,0 | | | 136 | 42,7 | | | | 109 |
| PR40-2 | | 111 | 308 | | | | 184 | | | | | 124 |
| PR40-3 | | 65,0 | 326 | | | | 152 | | | | | 137 |
| PR42 | 0,93 | 26,6 | 496 | 95,0 | 17,0 | 17,8 | 143 | 7,49 | 31,7 | 1,64 | 286 | 84,6 |
| PR41-1 | | 49,0 | 400 | | | | 161 | | | | | 129 |
| PR41-2 | | 60,0 | 296 | | | | 151 | | | | | 117 |
| SK50 | 0,89 | 57,6 | 493 | 65,0 | 16,3 | 14,6 | 158 | 5,96 | 31,9 | 4,45 | 292 | 78,9 |
| SK53 | 0,91 | 41,6 | 447 | 67,2 | 16,2 | 15,8 | 128 | 6,36 | 30,2 | 3,50 | 314 | 89,4 |
| SK54 | 0,92 | 76,9 | 540 | 62,5 | 17,1 | 13,0 | 166 | 5,09 | 31,2 | 4,15 | 323 | 85,6 |
| SK40 | 0,89 | 163 | 595 | 46,3 | 18,7 | 14,3 | 209 | 5,31 | 31,5 | 5,29 | 328 | 161 |
| Min | 0,89 | 26,6 | 214 | 46,3 | 16,2 | 13,0 | 106 | 0,90 | 30,2 | 1,20 | 262 | 78,9 |
| Maks | 34,7 | 163 | 595 | 121 | 41,7 | 21,1 | 209 | 115 | 68,8 | 5,29 | 328 | 161 |
| x | 5,06 | 74,8 | 347 | 77,1 | 20,6 | 16,1 | 148 | 24,0 | 42,2 | 3,27 | 295 | 118 |

Z diagramu sporządzonego w układzie MgO – pierwiastek (rys. 61) zauważa się zróżnicowanie w koncentracji niektórych pierwiastków ze zmianą w udziałach MgO. Ze wzrostem udziału MgO w próbkach badanych bazaltoidów:

- rośnie koncentracja Cr, Co, Rb, Zr, Nb, Ni, La i Ce,
- spada koncentracja Mo, Sc, Hf, Ta, Th, Pr, Gd, Tb i Ho.

Natomiast w przypadku pozostałych pierwiastków nie zauważa się wyraźnych tendencji.



Tabela 26

Zawartości pozostałych pierwiastków śladowych (ppm) oznaczonych w dolerytach nefelinowych, bazanitach i tefrytach Przedgórza Rębiszowskiego

| Nr próbki | Bi | Co | Cr | Cu | Ga | Mo | Ni | Pb | Sc | Sn | V | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Doleryty nefelinowe | | | | | | | | | | | | |
| L31 | 0,91 | 119 | 479 | 52,5 | 20,4 | 14,3 | 175 | 4,24 | 31,3 | 4,35 | 306 | 116 |
| L32 | 0,93 | 117 | 466 | 49,7 | 18,7 | 15,3 | 187 | 4,70 | 30,9 | 3,26 | 322 | 108 |
| x | 0,92 | 118 | 473 | 51,1 | 19,6 | 14,8 | 181 | 4,47 | 31,1 | 3,81 | 314 | 112 |
| Bazanity | | | | | | | | | | | | |
| K50-4 | | 135 | 239 | | | | 172 | | | | | 113 |
| K50-5 | | 154 | 382 | | | | 190 | | | | | 146 |
| K50-6 | | 122 | 184 | | | | 158 | | | | | 100 |
| K50-7 | | 126 | 213 | | | | 155 | | | | | 152 |
| K50-8 | | 59,0 | 318 | | | | 142 | | | | | 130 |
| K50-9 | | 89,0 | 259 | | | | 155 | | | | | 108 |
| K8 | 4,06 | 146 | 577 | 47,7 | 17,7 | 14,6 | 220 | 10,4 | 46,6 | 0,88 | 299 | 132 |
| K9 | 2,00 | 23,4 | 383 | 104 | 7,08 | 16,9 | 122 | 8,02 | 45,0 | 3,91 | 261 | 87,9 |
| K50-1 | | 92,0 | 277 | | | | 168 | | | | | 110 |
| K50-2 | | 135 | 207 | | | | 165 | | | | | 129 |
| K50-3 | | 115 | 252 | | | | 137 | | | | | 96,9 |
| Min | 2,00 | 23,4 | 184 | 47,7 | 7,08 | 14,6 | 122 | 8,02 | 45,0 | 0,88 | 261 | 87,9 |
| Maks | 4,06 | 154 | 577 | 104 | 17,7 | 16,9 | 220 | 10,4 | 46,6 | 3,91 | 299 | 152 |
| x | 3,03 | 109 | 299 | 75,9 | 12,4 | 15,8 | 162 | 9,21 | 45,8 | 2,40 | 280 | 119 |
| Tefryty | | | | | | | | | | | | |
| SK51 | 0,93 | 138 | 630 | 52,7 | 15,4 | 13,8 | 207 | 5,86 | 31,5 | 4,15 | **314** | 139 |

Tabela 27

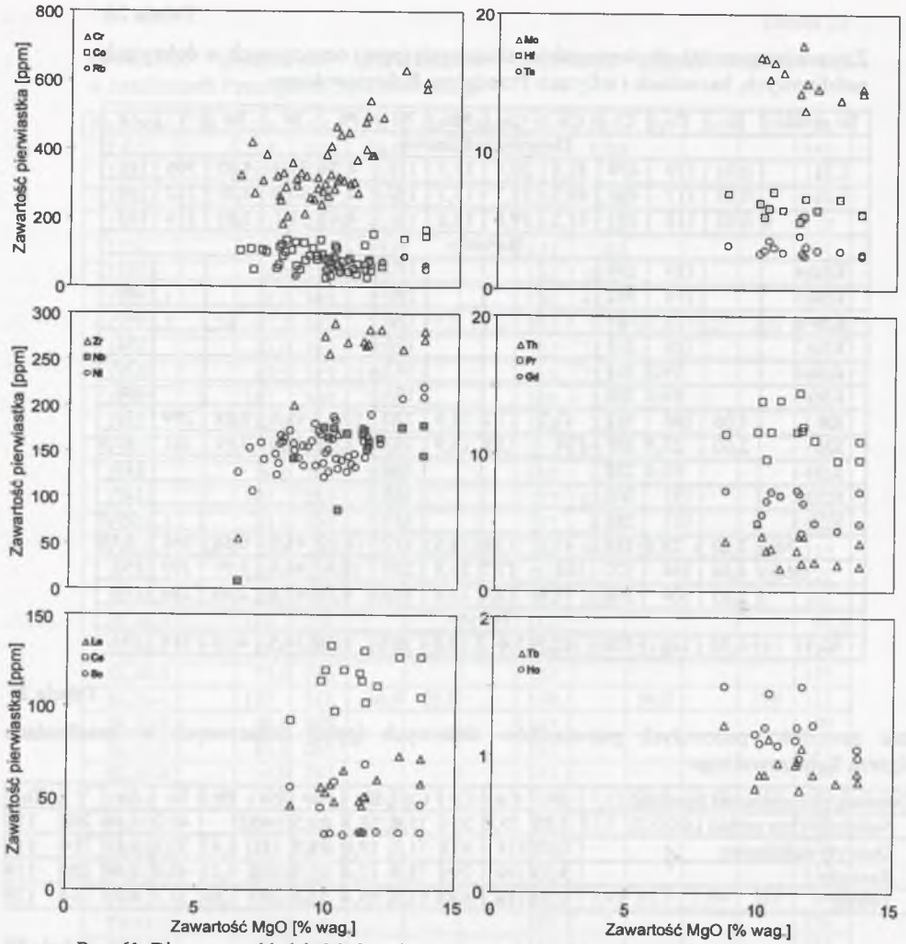
Średnie zawartości pozostałych pierwiastków śladowych (ppm) oznaczonych w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

| Odmiana petrograficzna bazaltoidu | Bi | Co | Cr | Cu | Ga | Mo | Ni | Pb | Sc | Sn | V | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity (bez próbki LG20-2) | 1,35 | 75,8 | 351 | 75,4 | 18,3 | 15,5 | 149 | 23 | 41,2 | 3,16 | 298 | 118 |
| Doleryty nefelinowe | 0,92 | 118 | 473 | 51,1 | 19,6 | 14,8 | 181 | 4,47 | 31,1 | 3,81 | 314 | 112 |
| Bazanity | 3,03 | 109 | 299 | 75,9 | 12,4 | 15,8 | 162 | 9,21 | 45,8 | 2,40 | 280 | 119 |
| Tefryty | 0,93 | 138 | 630 | 52,7 | 15,4 | 13,8 | 207 | 5,86 | 31,5 | 4,15 | 314 | 139 |

Tabela 28

Współczynniki korelacji pomiędzy pierwiastkami śladowymi w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (wytłuszczonym drukiem zaznaczono wysokie wartości współczynnika korelacji).

| | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Ba | Sc | Hf | Ta | Bi |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| V | 0,56 | **0,68** | **0,66** | **-0,83** | 0,50 | 0,35 | 0,55 | -0,33 | 0,06 | 0,23 | 0,06 | -0,11 | -0,35 | -0,19 | 0,03 | -0,28 |
| Cr | | 0,05 | 0,44 | -0,56 | -0,03 | 0,01 | 0,54 | -0,16 | 0,14 | 0,35 | 0,20 | 0,00 | -0,53 | -0,40 | -0,37 | -0,13 |
| | Co | | **0,71** | **-0,76** | 0,53 | 0,35 | 0,07 | -0,15 | -0,02 | 0,06 | 0,07 | -0,08 | -0,12 | -0,05 | 0,14 | 0,05 |
| | | Ni | | **-0,75** | 0,28 | 0,21 | 0,28 | 0,01 | 0,19 | 0,33 | 0,25 | 0,07 | -0,18 | -0,19 | -0,01 | 0,17 |
| | | | Cu | | -0,41 | -0,45 | -0,35 | 0,22 | 0,01 | -0,21 | -0,08 | 0,12 | 0,24 | 0,17 | -0,21 | 0,02 |
| | | | | Zn | | 0,32 | -0,10 | -0,14 | -0,14 | -0,17 | -0,17 | -0,12 | 0,00 | 0,13 | -0,02 | 0,10 |
| | | | | | Ga | | -0,19 | -0,56 | **-0,74** | -0,54 | -0,60 | **-0,72** | 0,17 | 0,08 | 0,41 | -0,03 |
| | | | | | | Rb | | -0,23 | 0,42 | 0,63 | 0,52 | 0,12 | -0,64 | -0,36 | 0,04 | -0,56 |
| | | | | | | | Sr | | 0,69 | 0,32 | 0,26 | **0,88** | 0,55 | 0,20 | -0,19 | **0,81** |
| | | | | | | | | Y | | **0,73** | **0,71** | **0,87** | -0,01 | -0,09 | -0,20 | 0,29 |
| | | | | | | | | | Zr | | **0,85** | 0,47 | -0,46 | -0,60 | -0,11 | -0,03 |
| | | | | | | | | | | Nb | | 0,43 | -0,46 | -0,51 | -0,03 | -0,06 |
| | | | | | | | | | | | Ba | | 0,25 | 0,12 | -0,13 | 0,53 |
| | | | | | | | | | | | | Sc | | **0,73** | 0,13 | **0,80** |
| | | | | | | | | | | | | | Hf | | 0,09 | 0,35 |
| | | | | | | | | | | | | | | Ta | | -0,10 |




Rys. 61. Diagram w układzie MgO – pierwiastek w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 61. The basaltoides of the Przedgórze Rębiszowskie on an MgO – Element setting diagram

Zależności pomiędzy niektórymi pierwiastkami wyrażono współczynnikiem korelacji. Wysokie wartości współczynnika korelacji pomiędzy niektórymi z nich (tab. 28 i 29) są typowe dla bazaltoidów: dodatnia korelacja Ni z V i Co, Co z V oraz negatywna korelacja Cu z V, Co i Ni. Wysokie wartości współczynnika korelacji występują także pomiędzy wieloma pierwiastkami, co w szczególności dotyczy korelacji pomiędzy pierwiastkami z grupy lantanowców.



Tabela 29

Współczynniki korelacji pomiędzy pierwiastkami śladowymi w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego- ciąg dalszy (wytłuszczonym drukiem zaznaczono wysokie wartości współczynnika korelacji)

| | Mo | Sn | Pb | Th | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Ho | Tm | Yb | Lu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| V | **-0,73** | 0,37 | -0,26 | -0,69 | 0,46 | 0,52 | -0,49 | 0,09 | 0,32 | 0,26 | 0,09 | -0,13 | -0,29 | -0,28 | -0,30 | -0,36 |
| Cr | -0,61 | 0,28 | -0,11 | -0,39 | 0,64 | 0,56 | -0,44 | -0,24 | -0,17 | -0,30 | -0,38 | -0,60 | -0,63 | -0,13 | -0,10 | 0,00 |
| Co | -0,69 | 0,28 | -0,11 | -0,22 | 0,42 | 0,18 | **-0,76** | 0,13 | 0,37 | 0,21 | 0,03 | -0,06 | -0,19 | -0,22 | -0,15 | -0,24 |
| Ni | -0,69 | 0,12 | -0,15 | -0,15 | 0,49 | 0,29 | **-0,74** | -0,06 | 0,29 | 0,01 | -0,20 | -0,30 | -0,32 | 0,01 | 0,03 | -0,04 |
| Cu | **0,80** | -0,27 | 0,12 | 0,47 | -0,47 | -0,31 | 0,66 | -0,19 | -0,43 | -0,26 | 0,01 | 0,13 | 0,28 | 0,23 | 0,22 | 0,32 |
| Zn | -0,41 | 0,21 | 0,04 | -0,18 | 0,49 | 0,07 | -0,69 | 0,17 | 0,28 | 0,20 | 0,19 | 0,04 | -0,10 | -0,30 | -0,23 | -0,31 |
| Ga | -0,18 | -0,20 | 0,49 | -0,24 | -0,29 | -0,27 | -0,06 | 0,64 | 0,50 | 0,51 | 0,56 | 0,62 | 0,32 | -0,31 | -0,35 | -0,52 |
| Rb | -0,42 | 0,37 | -0,55 | -0,57 | 0,49 | 0,79 | -0,16 | -0,46 | -0,04 | -0,02 | -0,28 | -0,54 | -0,41 | 0,27 | 0,25 | 0,23 |
| Sr | -0,02 | -0,41 | -0,11 | 0,61 | -0,07 | -0,30 | -0,07 | -0,05 | -0,02 | -0,31 | -0,39 | -0,21 | 0,04 | 0,28 | 0,18 | 0,19 |
| Y | -0,24 | -0,01 | -0,65 | 0,19 | 0,33 | 0,36 | -0,14 | -0,48 | -0,13 | -0,35 | -0,55 | -0,57 | -0,29 | 0,40 | 0,30 | 0,31 |
| Zr | -0,29 | 0,20 | **-0,94** | 0,00 | 0,39 | 0,58 | -0,09 | -0,61 | 0,05 | -0,12 | -0,38 | **-0,70** | -0,56 | 0,50 | 0,48 | 0,55 |
| Nb | -0,09 | 0,09 | **-0,91** | 0,18 | 0,29 | 0,45 | 0,05 | **-0,81** | -0,11 | -0,21 | -0,39 | -0,59 | -0,49 | 0,49 | 0,53 | 0,63 |
| Ba | -0,16 | -0,13 | -0,28 | 0,37 | 0,12 | 0,09 | -0,21 | -0,21 | -0,05 | -0,29 | -0,52 | -0,47 | -0,15 | 0,24 | 0,18 | 0,19 |
| Sc | 0,16 | -0,65 | 0,53 | 0,48 | -0,44 | **-0,82** | -0,02 | 0,53 | 0,22 | 0,06 | 0,20 | 0,64 | 0,77 | 0,12 | -0,02 | -0,20 |
| Hf | 0,12 | -0,26 | 0,62 | 0,05 | -0,05 | -0,56 | -0,26 | 0,38 | -0,01 | 0,02 | 0,09 | 0,56 | **0,80** | -0,02 | -0,06 | -0,28 |
| Ta | -0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,02 | -0,38 | -0,11 | -0,16 | 0,34 | 0,69 | **0,75** | 0,43 | 0,38 | 0,40 | 0,28 | 0,32 | 0,09 |
| Bi | 0,03 | **-0,74** | 0,23 | 0,69 | -0,21 | **-0,71** | -0,07 | 0,20 | 0,18 | -0,17 | -0,14 | 0,19 | 0,26 | 0,12 | 0,01 | -0,07 |
| | Mo | -0,42 | 0,28 | 0,52 | -0,40 | -0,37 | 0,64 | -0,31 | -0,08 | 0,11 | 0,39 | 0,38 | 0,32 | 0,24 | 0,29 | 0,31 |
| | | Sn | -0,33 | -0,68 | 0,52 | 0,68 | -0,37 | -0,02 | -0,17 | 0,05 | -0,12 | -0,48 | -0,43 | -0,26 | -0,12 | -0,01 |
| | | | Pb | 0,04 | -0,32 | -0,57 | 0,01 | 0,65 | 0,09 | 0,16 | 0,30 | 0,64 | 0,55 | -0,37 | -0,38 | -0,49 |
| | | | | Th | -0,51 | -0,50 | 0,25 | -0,16 | 0,10 | -0,11 | -0,06 | 0,08 | 0,16 | 0,34 | 0,33 | 0,31 |
| | | | | | La | 0,53 | -0,50 | -0,37 | -0,22 | -0,20 | -0,30 | -0,50 | -0,44 | -0,11 | -0,05 | -0,02 |
| | | | | | | Ce | -0,22 | -0,42 | -0,02 | 0,00 | -0,29 | **-0,74** | **-0,70** | -0,03 | 0,00 | 0,04 |
| | | | | | | | Pr | -0,19 | -0,31 | -0,14 | 0,22 | 0,21 | 0,01 | 0,01 | -0,05 | 0,12 |
| | | | | | | | | Nd | 0,36 | 0,32 | 0,31 | 0,53 | 0,44 | -0,41 | -0,50 | -0,64 |
| | | | | | | | | | Sm | **0,88** | 0,58 | 0,32 | 0,23 | 0,15 | 0,14 | -0,14 |
| | | | | | | | | | | Eu | **0,81** | 0,46 | 0,30 | 0,07 | 0,12 | -0,11 |
| | | | | | | | | | | | Gd | **0,74** | 0,43 | -0,02 | 0,00 | -0,13 |
| | | | | | | | | | | | | Tb | **0,84** | -0,03 | -0,08 | -0,25 |
| | | | | | | | | | | | | | Ho | 0,30 | 0,23 | -0,02 |
| | | | | | | | | | | | | | | Tm | **0,96** | **0,83** |
| | | | | | | | | | | | | | | | Yb | **0,91** |

## 8.3. Wskaźniki mineralne

W bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego wyróżniono następujące odmiany petrograficzne: nefelinity, doleryty nefelinowe, bazanity i tefryty. W nefelinitach i dolerytach nefelinowych stwierdzono występowanie prakryształów oliwinu i augitu, tkwiących w cieście skalnym, zbudowanym głównie z augitu i nefelinu. Podrzędnie w cieście skalnym obecne są zeolity, biotyt, ziarna nieprzeźroczyste, sporadycznie oliwin. Charakter petrograficzny bazanitów i tefrytów jest nieco odmienny, bowiem w cieście skalnym, obok składników obserwowanych w nefelinitach i dolerytach nefelinowych, jednym z głównych minerałów są dodatkowo plagioklazy. Niezależnie od odmian petrograficznych występuje apatyt i szkliwo wulkaniczne.

Charakterystyka składu chemicznego poszczególnych minerałów, przedstawiona w tym rozdziale, została ujęta w sposób ogólny dla całego badanego obszaru. Badania te

bowiem wykazały, iż obserwowane zróżnicowanie chemiczne minerałów jest nieznaczne w poszczególnych złożach i wystąpieniach i wydaje się więc, że związek między łokalizacją złóż i wystąpień bazaltoidów a odmianami petrograficznymi nie jest wyraźny.

Z punktu widzenia ewolucji magmy i rozwoju wulkanizmu badanego obszaru, istotnymi wskaźnikami mineralnymi są: oliwin, augit oraz plagioklazy. Minerały te wskazują na rodzaj magmy źródłowej, a także na warunki tworzenia się skał. Pozostałe składniki mineralne (nefelin, zeolity, biotyt, apatyt i tytanit, minerały nieprzeźroczyste, szkliwo wulkaniczne) mają mniejsze znaczenie dowodowe w tego typu rozważaniach, natomiast są dobrymi wskaźnikami przeobrażeń, zachodzących w procesach pomagmowych, dostarczając dowodów na ich przebieg.

Niektóre szczegóły wykształcenia składników mineralnych zamieszczono na fotografiach 1 – 26 na końcu pracy.

### 8.3.1. Oliwin

Oliwin tworzy kryształy występujące w trzech formach:

- prakryształy, które są dominującą formą; często posiadają charakterystyczne zatoki, będące przejawami korozji magmowej; ich wielkość wynosi zwykle powyżej 0,50 mm, sporadycznie osiągając nawet 4,00 mm,
- soczewkowate skupienia dochodzące do 1,50 mm wielkości; zbudowane z kilku kryształów oliwinu, spotykane są rzadko; mają charakter prakryształów,
- kryształy ciasta skalnego o wielkości do 0,30 mm, spotykane również rzadko.

W próbkach, gdzie oliwin jest dobrze zachowany, widoczna jest jego niewyraźna dwukierunkowa łupliwość, maskowana licznymi nieregularnymi spękaniami. Jego ziarna są bezbarwne i posiadają dwójłomność wskazującą na bardziej forsterytowy niż fajalitowy charakter.

W wielu próbkach bazaltoidu, niezależnie z którego złoża lub wystąpienia one pochodziły, obserwowano prakryształy oliwinu przeobrażające się głównie w minerały z grupy serpentynu i iddingsyt. Produkty przeobrażeń występują wzdłuż spękań lub tworzą obwódki kryształów. Zwraca przy tym uwagę, że w strefach, gdzie obserwuje się znaczne nagromadzenia minerałów nieprzeźroczystych, serpentynizacja i iddingsytyzacja oliwinu jest bardziej intensywna niż w strefach z niższą zawartością tych minerałów. W niektórych częściach skał obserwuje się pseudomorfozy iddingsytu po prakryształach oliwinu. Równocześnie nie zauważono prakryształów augitu.



W nefelinicie Łysej Góry obserwowano w prakryształach oliwinu wrostki szkliwa wulkanicznego. W środkowej partii tego złoża prakryształy oliwinu, podobnie jak w nefelinitach Góry Hucianka, dodatkowo ulegają karbonatyzacji. W szczytowej partii Góry Hucianka prakryształy oliwinu wykazują również przeobrażenia w minerał z grupy pirofyllit – talk. Minerał ten tworzy także pseudomorfozy po oliwinie. Zwykle talkowi, a niekiedy także minerałom z grupy serpentynu towarzyszą minerały węglanowe.

Prakryształy oliwinu pochodzące z nefelinitów największego wystąpienia skałek (próbki SK-40 i SK-54) posiadają niekiedy obwódki opacytowe. Wewnątrz przeobrażonych kryształów oliwinu obok serpentynów obecny jest niekiedy chalcedon. Tylko w tym nefelinicie stwierdzono mikroskopowo współwystępowanie oliwinu wraz z augitem, przypominające formą ksenolit skały ultramaficznej.

W bazanicie z Kłopotna obserwowano w niektórych miejscach soczewkowate skupienia kilku kryształów, sporadycznie zrosty kryształów, przypominające zbliźniaczenia. Podobnie jak w nefelinicie Góry Hucianka, oliwin ulega niekiedy karbonatyzacji, tworząc pseudomorfozy dolomitowe po oliwinie.

Skład chemiczny oliwinu, wykonany w 54 punktach pomiarowych (przykładowe analizy zamieszczono w tab. 30 i 31), wskazuje, iż wydzielone formy jego występowania są niejednorodne chemicznie, nawet w obrębie jednego kryształu. Obok podstawowych składników – $SiO_2$, MgO i FeO – oliwin zawiera domieszki CaO, MnO i NiO oraz Zn i Co.

Analizy chemiczne w punktach położonych centralnie w krysztale (rdzeń) oraz na jego obrzeżach ujawniły:

- wyższe udziały forsterytu (Fo) i liczby #Mg (molowy stosunek $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ w rdzeniu niż z obrzeża kryształów (tab. 31, rys. 62),
- znacznie wyższe udziały NiO w rdzeniu kryształów niż z obrzeży (rys. 63),
- niższe zawartości CaO i MnO w rdzeniu, w porównaniu z obrzeżem kryształów (rys. 64 i 65).

Zauważa się, że ze wzrostem MgO rośnie udział NiO, osiągając średnie koncentracje powyżej 0,17% wag. (tab. 31).

Udział Fo w kryształach pochodzących ze skupień soczewkowatych (średnia dla rdzenia – $Fo_{86,3}$) jest pośredni pomiędzy udziałami Fo w kryształach ciasta skalnego (średnia – $Fo_{84,8}$) a prakryształami (średnia – $Fo_{88,0}$). Rdzeń kryształów ciasta skalnego ($Fo_{84,8}$) zbliżony jest do obrzeża prakryształów (średnia – $Fo_{83,3}$), przyjmując równocześnie wartości pośrednie pomiędzy średnimi dla kryształów skupień soczewkowatych ($Fo_{81,7}$ – $Fo_{86,3}$).

Tabela 30

Skład chemiczny oliwinu (przykłady) wg form występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.)

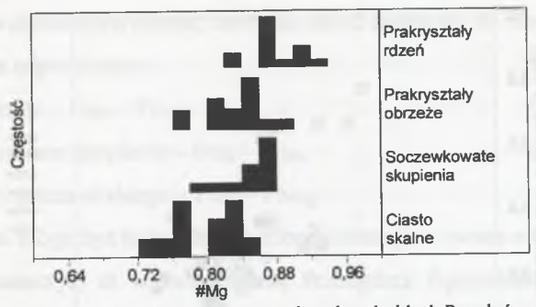
| Składnik chemiczny | Forma występowania | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ciasto skalne | | Soczewkowate skupienia | | Prakryształy | |
| | Nr próbki | | | | | |
| | Próbka LG1 | | Próbka LG2 | | Próbka SK53 | |
| | Miejsce analizy | | | | | |
| | Jeden kryształ | | Jeden kryształ | | Jeden kryształ | |
| | Obrzeże | Rdzeń | Obrzeże | Rdzeń | Obrzeże | Rdzeń |
| | Nr punktu pomiarowego | | | | | |
| | 2-14 | 2-13 | 1-8 | 1-6 | 53-50 | 53-54 |
| $SiO_2$ | 39,00 | 38,89 | 39,05 | 39,91 | 40,07 | 40,61 |
| MgO | 36,66 | 42,70 | 40,34 | 44,80 | 42,25 | 47,01 |
| CaO | 0,86 | 0,61 | 0,58 | 0,58 | 0,532 | 0,195 |
| MnO | 0,67 | 0,63 | 0,29 | 0,28 | 0,380 | 0,145 |
| FeO | 22,81 | 17,10 | 19,67 | 14,34 | 16,74 | 11,92 |
| NiO | 0,003 | 0,076 | 0,068 | 0,096 | 0,025 | 0,128 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Zn | 0,074 | 0,046 | 0,060 | 0,020 | 0,067 | 0,006 |
| Co | 0,127 | 0,043 | 0,119 | 0,025 | 0,109 | 0,023 |
| #Mg | 0,74 | 0,82 | 0,79 | 0,85 | 0,82 | 0,88 |
| Fo | 74,1 | 81,7 | 78,5 | 84,8 | 81,8 | 87,5 |
| Fa | 25,9 | 18,3 | 21,5 | 15,2 | 18,2 | 12,5 |
| W przeliczeniu na 4 atomy tlenu | | | | | | |
| Si | 1,024 | 0,995 | 1,008 | 1,005 | 1,018 | 1,006 |
| Mg | 1,435 | 1,629 | 1,552 | 1,681 | 1,600 | 1,736 |
| Ca | 0,024 | 0,017 | 0,016 | 0,016 | 0,014 | 0,005 |
| Mn | 0,015 | 0,014 | 0,006 | 0,006 | 0,008 | 0,003 |
| Fe | 0,501 | 0,366 | 0,425 | 0,302 | 0,356 | 0,247 |
| Ni | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,003 |
| Suma | 3,000 | 3,022 | 3,008 | 3,011 | 2,997 | 2,999 |

Tabela 31

Zróżnicowanie składu chemicznego oliwinu wg form występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

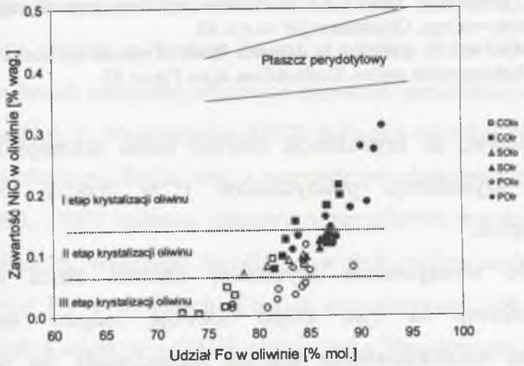
| Składnik chemiczny | Ciasto skalne | | | | | | Skupienia soczewkowate | | | | | | Prakryształy | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Obrzeże | | | Rdzeń | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | |
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| $SiO_2$ | 39,00 | 41,38 | 39,98 | 38,85 | 41,78 | 39,95 | 39,05 | 40,63 | 40,07 | 39,91 | 40,97 | 40,42 | 38,88 | 42,22 | 40,53 | 39,41 | 41,76 | 40,51 |
| MgO | 35,11 | 43,68 | 39,01 | 42,70 | 47,00 | 44,71 | 40,34 | 44,17 | 42,31 | 44,80 | 46,66 | 45,93 | 39,28 | 47,05 | 43,24 | 44,23 | 50,50 | 47,38 |
| CaO | 0,29 | 0,92 | 0,63 | 0,44 | 0,61 | 0,51 | 0,34 | 0,58 | 0,45 | 0,19 | 0,58 | 0,35 | 0,27 | 0,57 | 0,41 | 0,14 | 0,40 | 0,20 |
| MnO | 0,30 | 0,77 | 0,49 | 0,18 | 0,63 | 0,37 | 0,16 | 0,29 | 0,20 | 0,10 | 0,28 | 0,19 | 0,05 | 0,65 | 0,30 | 0,08 | 0,48 | 0,21 |
| FeO | 14,23 | 23,65 | 19,86 | 11,09 | 17,10 | 14,30 | 14,58 | 19,67 | 16,89 | 12,58 | 14,34 | 13,00 | 10,00 | 20,55 | 15,47 | 7,54 | 15,75 | 11,53 |
| NiO | 0,00 | 0,09 | 0,04 | 0,08 | 0,21 | 0,15 | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,01 | 0,12 | 0,06 | 0,11 | 0,31 | 0,17 |
| Zn (ppm) | 317 | 1313 | 840 | 300 | 720 | 507 | 90 | 600 | 260 | 57 | 940 | 387 | 139 | 1200 | 558 | 60 | 730 | 313 |
| Co (ppm) | 680 | 4100 | 1740 | 35 | 4800 | 1167 | 269 | 1187 | 656 | 160 | 333 | 234 | 110 | 4430 | 1211 | 80 | 6200 | 1328 |
| #Mg | 0,73 | 0,84 | 0,78 | 0,82 | 0,88 | 0,85 | 0,78 | 0,84 | 0,82 | 0,84 | 0,87 | 0,86 | 0,77 | 0,89 | 0,83 | 0,83 | 0,92 | 0,88 |
| Fo | 72,6 | 84,5 | 77,7 | 81,7 | 88,1 | 84,8 | 78,5 | 84,4 | 81,7 | 84,8 | 86,9 | 86,3 | 77,5 | 89,3 | 83,3 | 83,4 | 92,3 | 88,0 |
| Fa | 15,5 | 27,4 | 22,3 | 11,9 | 18,3 | 15,2 | 15,6 | 21,5 | 18,3 | 13,1 | 15,2 | 13,7 | 10,7 | 22,5 | 16,7 | 7,7 | 16,6 | 12,0 |
| Liczba analiz | 14 | | | | | | 12 | | | | | | 28 | | | | | |





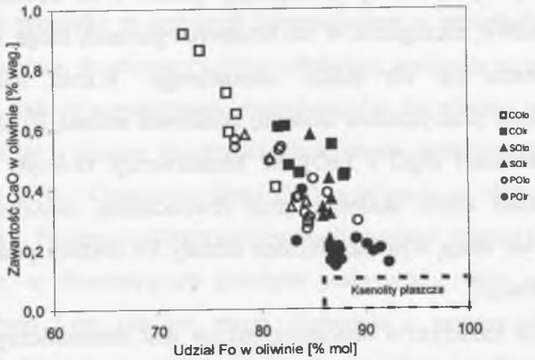

Rys. 62. Liczba #Mg w oliwinie wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 62. Number #Mg in different forms of olivine occurence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region



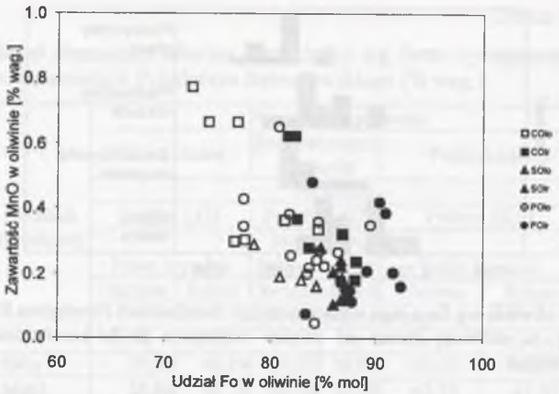

Rys. 63. Zróżnicowanie zawartości NiO i Fo w oliwinie wg form jego występowania i etapów krystalizacji w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: C- ciasto skalne, S- soczewkowate skupienia, P- prakryształy, Olo- obrzeże kryształu oliwinu, Olr- rdzeń kryształu oliwinu

Fig. 63. Variations in NiO and Fo contentss in different forms of olivine occurrence and its crystallization phase in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region.Explanations: C- rock mass, S- lense-shaped concentrations, P- primary crystals, Olo- olivine crystal edge, Olr- olivine crystal core




Rys. 64. Zróżnicowanie zawartości CaO i Fo w oliwinie wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia jak na rys. 63

Fig. 64. Variations in CaO and Fo contentss in different forms of olivine occurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations as on Figure 63




Rys. 65. Zróżnicowanie zawartości MnO i Fo w oliwinie wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia jak na rys. 63

Fig. 65. Variations in MnO and Fo contentss in different forms of olivine occurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations as on Figure 63

Można stąd wnioskować, że krystalizacja oliwinu ciasta skalnego rozpoczynała się w końcowym etapie krystalizacji prakryształów i w trakcie krystalizacji oliwinu soczewkowatych skupień.

Sporadyczność występowania kryształów oliwinu ciasta skalnego wskazuje, że krystalizacja oliwinu na tym etapie rozwoju magmy następowała szybko. Krystalizacja oliwinu soczewkowatych skupień rozpoczynała się w późniejszej fazie krystalizacji prakryształów. Duża różnica w udziale Fo pomiędzy rdzeniem i obrzeżem kryształów ciasta skalnego, wynosząca 7,1 (dla średnich rdzenia i obrzeża), może wskazywać na bardziej zaawansowaną ewolucję magmy na etapie ich tworzenia się w porównaniu do magmy, w której krystalizowały prakryształy (Reubi i in. 2002). Przejawy korozji magmowej prakryształów, szczególnie w ich brzeżnych partiach, mogą wskazywać na inny mechanizm formowania się ich składu chemicznego. Wzrost temperatury magmy, wywołujący nadtopienie prakryształów oliwinu, skutkował zmianą jej składu chemicznego (podwyższenie koncentracji MgO i FeO). W konsekwencji tworzyły się soczewkowate skupienia lub kryształy ciasta skalnego, przy równoczesnej możliwości rekrystalizacji prakryształów. Stąd też mogą wynikać zbliżone udziały Fo obrzeży prakryształów i rdzeni kryształów ciasta skalnego.

Molowy udział forsterytu w oliwinie z enklaw skał ultramaficznych, występujących w bazaltoidach pochodzących z górnego płaszcza ziemskiego, wynosi $Fo_{>80}$. Można zatem dowodzić, że magma, z której formowały się bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego, nie



miała charakteru podyferencjacyjnego, bowiem udział forsterytu w oliwinie wynosi według form występowania odpowiednio:

- prakryształy – $Fo_{83}$ – $Fo_{88}$,
- soczewkowate skupienia – $Fo_{81}$ – $Fo_{86}$,
- kryształy ciasta skalnego – $Fo_{77}$ – $Fo_{85}$.

Jedynym wyjątkiem mogą być te bazaltoidy, które posiadają w swoim cieście skalnym oliwin. Należy jednak zaznaczyć, iż w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego nie występują enklawy ultramaficzne.

W należących, tak jak badane bazaltoidy, do tej samej prowincji wulkanicznej (Centralna Europejska Prowincja Wulkaniczna) melility z Bad Urach i Hegau (Niemcy) zawierają prakryształy oliwinu o składzie $Fo_{79\text{-}89}$, a oliwiny ksenolitów $Fo_{86\text{-}89}$ (Dunworth 1998). Na podstawie badań rentgenograficznych oliwinów pochodzących z niektórych złóż bazaltoidów dolnośląskich P. Wyszomirski (1972) wskazuje na skład chemiczny w zakresie $Fo_{81.2\text{-}92.7}$. Prawdopodobnie pochodzą one z warstwy perydotytowej płaszcza ziemskiego. A. Białowolska (1980, 1993) opisując enklawy ultramafitowe, występujące w niektórych bazaltoidach dolnośląskich, wskazuje, że oliwiny z tych enklaw są bogate w forsteryt – $Fo_{>89,7}$. Wysoki udział Fo w oliwinach ($Fo_{82\text{-}86}$) sygnalizowany jest również w dajkach bazaltoidów Śnieżnych Kotłów w polskiej części Parku Narodowego Karkonoszy (Bakun-Czubarow, Białowolska 2002) i w nefelinitach Księginek (Kozłowska-Koch 1981, Puziewicz 2004). Wydaje się, że badane oliwiny z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego zbliżone są chemicznie do cytowanych.

Istotnym wskaźnikiem dyferencjacji magmy na etapie krystalizacji oliwinu jest CaO. Pojawienie się tego składnika w wyższych koncentracjach w obrzeżach kryształów (niższy udział Fo), w porównaniu do rdzenia (wyższy udział Fo), wskazuje na podział Ca pomiędzy oliwinem i stopem, tak iż współczynnik dystrybucji Ca dla oliwinu wzrasta ze spadkiem udziału forsterytu i ze wzrostem zawartości Ca w stopie podczas krystalizacji frakcyjnej oliwinu (Nakamura 1995). Oznaczone ilości CaO w oliwinie są zbliżone do oznaczonych przez M. Matusiak i J. Puziewicza (2005) w oliwinach bazaltów Winnej Góry.

Występujące w dominujących ilościach prakryształy, przy znacznie mniejszych udziałach pozostałych form oliwinu, mogą pochodzić z magmy płaszcza, ale nie są produktem rozpadu płaszcza perydotytowego, ponieważ (Gurenko, Chaussidon 1995) są one wysokomagnezowe (średnio $Fo_{>83}$) i bogate w CaO (powyżej 0,14% wag.) (rys. 64). Potwierdza to również koncentracja NiO w prakryształach, która nie osiąga koncentracji płaszcza perydotytowego (rys. 63). Udziały NiO i MnO wykazują prosty, stromy trend

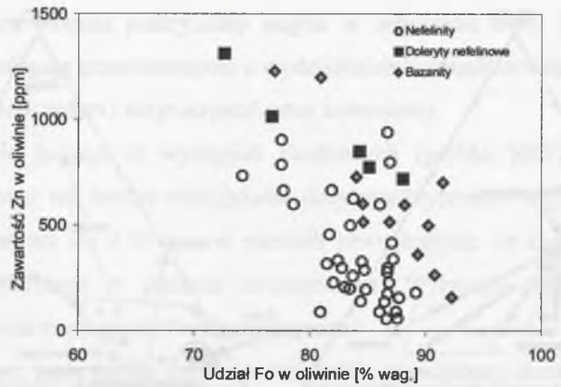
w prakryształach bogatych w Fo, podczas gdy kryształy soczewkowatych skupień i ciasta skalnego słabszy trend przy spadku udziału Fo (rys. 63 i 65). Wskazuje to wg badań M. Nakamury (1995), że porcja magmy macierzystej, z której rozpoczynały one swoją krystalizację, mogła znajdować się w równowadze z płaszczem perydotytowym. Jednakże niektóre prakryształy oraz pozostałe formy występowania oliwinu zajmują pozycje pośrednie pomiędzy liniami trendu na diagramie NiO – Fo (rys. 63). Może to wskazywać na nową iniekcję magmy i jej wymieszanie przed erupcją. A zatem można dowieść, że krystalizacja oliwinów następowała w trzech etapach, uzależnionych od ewolucji magmy (rys. 63):

- w pierwszym rozpoczyna się krystalizacja prakryształów, które mają charakter oliwinów płaszcza,
- w drugim, przederuptywnym, kiedy dochodziło do mieszania się magmy I etapu z nową iniekcją magmy, kontynuowana była krystalizacja prakryształów, krystalizują kryształy skupień soczewkowatych i rozpoczyna się krystalizacja oliwinu ciasta skalnego, tworzą się zatoki korozji magmowej prakryształów; ten etap zachodził prawdopodobnie w znacznych temperaturach przez dłuższy czas (Amma-Miyasaka, Nakagawa 2002),
- trzeci etap to zakończenie krystalizacji prakryształów i oliwinu ciasta skalnego; etap ten związany jest już z erupcją lawy.

Zróżnicowanie głównych składników chemicznych oliwinu w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego jest praktycznie trudno dostrzegalne. Rozpatrując natomiast pierwiastki śladowe – Zn i Co, zauważa się nieznaczne zróżnicowanie w ich koncentracji w badanych odmianach petrograficznych bazaltoidów. Zauważono tendencję do wyższych udziałów Zn i Co w oliwinach pochodzących z bazanitów niż z nefelinitów przy porównywalnych udziałach Fo w oliwinie (rys. 66 i 67).

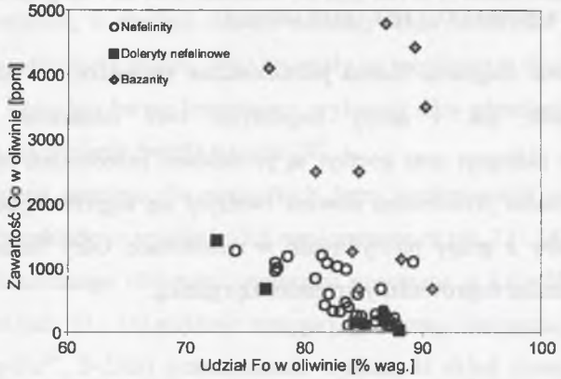
Skład chemiczny produktów przeobrażeń oliwinu (tab. 32) odpowiada minerałom z grupy pirofyllit – talk oraz serpentynu. W celu określenia kierunków przeobrażeń oliwinu skład chemiczny produktów przedstawiono w układzie $SiO_2$ – FeO – MgO i $SiO_2$ – FeO – $Al_2O_3$ (rys. 68). Na diagramach zamieszczono pole oliwinu, przedstawiające jego skład chemiczny, oznaczony w badanych bazaltoidach oraz kierunki przeobrażeń wg W. Cheswortha i in. (2004) z modyfikacjami.






Rys. 66. Zróżnicowanie zawartości Zn i Fo w oliwinie wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 66. Variations in Zn and Fo contentss in olivine in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region



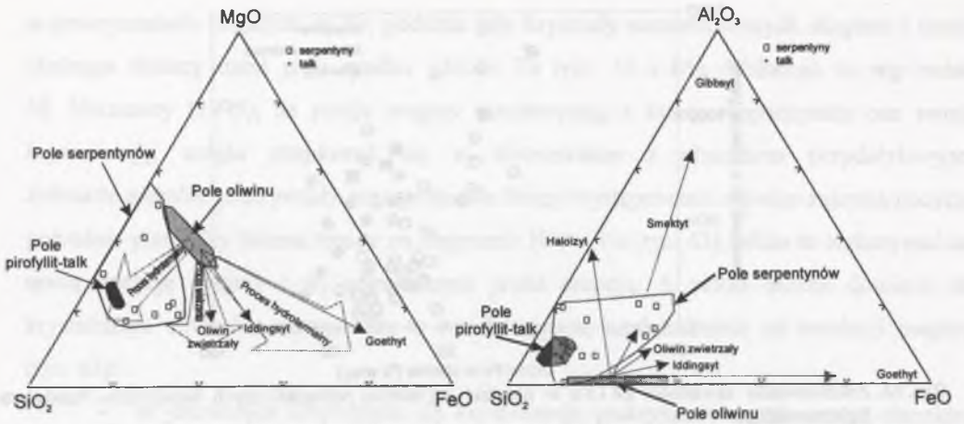

Rys. 67. Zróżnicowanie zawartości Co i Fo w oliwinie wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 67. Variations in Co i Fo contentss in in olivine in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Tabela 32

Skład chemiczny produktów przeobrażeń oliwinu - minerałów z grupy pirofyllit-talk i serpentynów – przykłady (% wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Pirofyllit-talk | | | | | | Serpentyny | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 41_2 | 41_3 | 41_14 | Min | Maks | x | 2.15 | 3.14 | 33_14 | Min | Maks | x |
| $SiO_2$ | 58,45 | 59,31 | 61,93 | 58,45 | 61,93 | 60,34 | 37,50 | 54,77 | 41,59 | 37,50 | 55,54 | 46,17 |
| $Al_2O_3$ | 10,19 | 8,41 | 6,48 | 4,84 | 10,63 | 7,53 | 19,70 | 15,18 | | 9,31 | 19,70 | 14,67 |
| MgO | 23,74 | 21,48 | 21,80 | 21,35 | 27,33 | 23,29 | 15,22 | 16,90 | 52,35 | 15,22 | 52,35 | 25,09 |
| CaO | 0,876 | 1,186 | 1,096 | 0,60 | 1,25 | 1,03 | 1,88 | 4,20 | 0,18 | 0,00 | 4,20 | 1,44 |
| MnO | 0,000 | 0,062 | 0,054 | 0,00 | 0,10 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,12 | 0,03 |
| FeO | 6,68 | 9,55 | 8,64 | 5,30 | 9,60 | 7,72 | 25,69 | 8,95 | 5,76 | 1,98 | 25,69 | 15,04 |
| NiO | 0,051 | | 0,012 | 0,00 | 0,30 | 0,05 | | | | | | |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | | | | 100,00 | 100,00 | 100,00 | | | |
| Liczba analiz | 19 | | | | | | 9 | | | | | |




Rys. 68. Kierunki przeobrażeń oliwinu bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie $SiO_2$ – FeO – MgO i $SiO_2$ – FeO – $Al_2O_3$

Fig. 68. Trends of transformation of olivine from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region in $SiO_2$ – FeO – MgO and $SiO_2$ – FeO – $Al_2O_3$ settings

Na podstawie diagramu można jednoznacznie stwierdzić, że zarówno minerały z grupy pirofyllit-talk, jak i grupy serpentynu oraz oznaczone mikroskopowo i rentgenograficznie iddingsyt oraz goethyt są produktami przeobrażeń hydrotermalnych. W pierwszej fazie procesu przeobrażeń oliwinu tworzyły się najprawdopodobniej serpentyny. Obecność minerałów z grupy pirofyllit-talk w nefelinitach Góry Hucianka wskazuje, że roztwory hydrotermalne doprowadziły krzemionkę i glinkę.

### 8.3.2. Augit

Augit, podobnie jak oliwin, tworzy trzy formy występowania:

- prakryształy,
- kryształy ciasta skalnego – forma dominująca,
- kryształy o wielkości pośredniej pomiędzy augitem ciasta skalnego a prakryształami – występujące sporadycznie.

Prakryształy są automorficzne, ich wielkość waha się od 0,70 do 2,00 mm. Kryształy ciasta skalnego posiadają rozmiary od 0,03 do 0,40 mm, natomiast kryształy o wielkościach pośrednich od 0,40 do 0,70 mm.

W kryształach augitu obserwowana jest charakterystyczna dla tego minerału łupliwość zgodna ze ścianami słupa oraz oddzielność w kierunku poprzecznym do łupliwości. Niekiedy posiadają słaby pleochroizm fioletowy (głównie w bazanitach Kłopotna), budowę pasową, klepsydrową, zonalną i kombinowaną, polisyntetyczne zbliźniaczenia. Własności te, wraz z kątem ściemniania światła (42 – 52°), wskazują na niejednorodność chemiczną augitu.



W niewielkim stopniu prakryształy augitu w nefelinicie Góry Hucianka oraz w bazanicie Kłopotna ulegają przeobrażeniom z wydzieleniem minerałów wtórnych: chlorytów i węglanów oraz tlenków żelaza i skrytokrystalicznej krzemionki.

W nefelinicie jednego z wystąpień skałkowych (próbka SK52) mikroskopowo obserwowano sferyczne lub bardzo nieregularne skupienia kryształów augitu o wielkości od ok. 0,70 mm w centrum do 0,30 mm w partiach zewnętrznych, co dorównuje wielkości kryształom ciasta skalnego w partiach zewnętrznych. Wykazują one lekko fioletowy pleochroizm. Skupienia te zawierały dendryty ilmenitu.

Mikroskopowo prakryształy augitu w nefelinicie największej skałki (próbki SK40 i SK54) tworzą lokalne skupienia wraz z oliwinem, przypominające skład ksenolitów skał ultrazasadowych.

Należy ponadto stwierdzić, iż w partii środkowej nefelinitów Łysej Góry, oraz w nefelinicie Góry Hucianka, w strefach silnego oddziaływania roztworów hydrotermalnych, obecna jest odmiana egirynowa augitu. Jego kryształy są pręcikowe o długości dochodzącej nawet do 2,00 mm. Posiadają barwę brązowawą, wykazują silny pleochroizm w odcieniach barw, a wartość kąta ściemniania światła wynosi 10°.

Skład chemiczny ustalono dla wszystkich form występowania augitu, łącznie 83 punkty pomiarowe (przykładowe wyniki badań zamieszczono w tab. 33 i 34).

Ze składu chemicznego obliczono parametry stosowane w klasyfikacji piroksenów. Wyniki tych obliczeń (tab. 33 i 34) poddano wstępnej, graficznej interpretacji. Z projekcji Q – J (gdzie Q=Ca+Mg+$Fe^{2+}$, J=2Na) jednoznacznie wynika, iż skład chemiczny większości badanych kryształów augitu, niezależnie od formy jego występowania, odpowiada piroksenom Ca – Mg – Fe (pole Quad na rys. 69), a tylko nieliczne do innych piroksenów lub piroksenów Ca – Na.

Pozycja klasyfikacyjna badanych kryształów augitu w układzie Wo – En – Fs odpowiada Fe – diopsydowi i Mg – augitowi z przejściem do subwapniowego Mg – augitu. Istnieje przy tym tendencja do koncentracji prakryształów w polu Mg – augitu, natomiast pozostałych form głównie w polu Fe – diopsydu (rys. 70).

Skład chemiczny form występowania augitu jest w niewielkim stopniu zróżnicowany. Zauważa się, że rdzeń prakryształów posiada zwykle wyższe udziały $SiO_2$ i tendencję do niższych udziałów $Al_2O_3$, FeO i $TiO_2$ w porównaniu do obrzeży prakryształów i pozostałych form augitu (rys. 71). Może to wskazywać, że wznoszenie magmy bazaltowej zostało wstrzymane, co przyczyniło się do zubożenia obrzeży w $SiO_2$ (Bakun-Czubarow, Białowolska 2003).

Tabela 33

Skład chemiczny augitu (przykłady) wg form występowania z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.)

| Składnik chemiczny | Ciasto skalne | | | Kryształy pośredniej wielkości | | | Prakryształy | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | |
| | Nr punktu pomiarowego | | | | | | | | | | | |
| | 2-3 | 41-15 | KL-28 | 54-14 | 33-12 | 53-36 | 41-22 | 33-10 | 53-31 | KL-34 | 33-8 | 53-6 |
| $SiO_2$ | 48,39 | 46,89 | 54,41 | 47,81 | 47,87 | 46,25 | 45,87 | 44,24 | 46,28 | 52,39 | 45,91 | 50,20 |
| $Al_2O_3$ | 10,16 | 9,03 | 7,91 | 8,01 | 10,03 | 7,62 | 9,21 | 11,12 | 7,47 | 3,80 | 11,55 | 5,91 |
| FeO | 5,10 | 5,92 | 7,21 | 7,31 | 4,13 | 7,39 | 5,96 | 5,20 | 7,23 | 5,99 | 4,67 | 4,66 |
| $TiO_2$ | 4,43 | 2,82 | 3,09 | 2,13 | 2,24 | 3,51 | 5,77 | 3,61 | 3,14 | 2,81 | 3,36 | 1,51 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,08 |
| MgO | 12,24 | 12,25 | 15,18 | 12,54 | 16,10 | 12,14 | 12,43 | 14,10 | 12,68 | 13,33 | 14,06 | 14,46 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,09 | 0,09 | 0,13 | 0,07 | 0,06 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,08 |
| CaO | 19,68 | 21,41 | 12,16 | 22,11 | 17,41 | 22,60 | 20,65 | 18,45 | 22,41 | 21,64 | 18,82 | 22,96 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 1,68 | 0,00 | 0,00 | 2,10 | 0,30 | 0,00 | 3,18 | 0,67 | 0,00 | 1,63 | 0,13 |
| Co (ppm) | 190 | 100 | 550 | 220 | 70 | 280 | 80 | 10 | 410 | 550 | 95 | 110 |
| Ni (ppm) | 190 | 200 | 100 | 60 | 220 | 250 | 180 | 80 | 20 | 220 | 335 | 135 |
| V (ppm) | 380 | 150 | 400 | 200 | 70 | 660 | 490 | 220 | 250 | 240 | 220 | 410 |
| Zn (ppm) | 500 | 60 | 200 | 70 | 200 | 120 | 160 | 280 | 20 | 250 | 200 | 520 |
| Zr (ppm) | 410 | 450 | 300 | 740 | 810 | 580 | 530 | 240 | 840 | 250 | 450 | 760 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 99,99 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 99,99 |
| #Mg | 0,81 | 0,93 | 0,79 | 0,79 | 0,87 | 0,77 | 0,79 | 0,83 | 0,86 | 0,80 | 0,96 | 0,85 |
| W przeliczeniu na 6 atomów tlenu | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,804 | 1,720 | 2,000 | 1,780 | 1,715 | 1,727 | 1,718 | 1,588 | 1,717 | 1,957 | 1,666 | 1,847 |
| $Al^{IV}$ | 0,196 | 0,280 | 0,000 | 0,220 | 0,285 | 0,273 | 0,282 | 0,412 | 0,283 | 0,043 | 0,334 | 0,153 |
| $Al^{VI}$ | 0,250 | 0,110 | 0,346 | 0,132 | 0,139 | 0,063 | 0,125 | 0,058 | 0,044 | 0,124 | 0,160 | 0,103 |
| $Fe^{2+}$ | 0,159 | 0,047 | 0,224 | 0,228 | 0,124 | 0,198 | 0,187 | 0,156 | 0,113 | 0,187 | 0,036 | 0,143 |
| $Fe^{3+}$ | 0,000 | 0,134 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,033 | 0,000 | 0,000 | 0,111 | 0,000 | 0,106 | 0,000 |
| Ti | 0,124 | 0,078 | 0,086 | 0,060 | 0,060 | 0,099 | 0,163 | 0,097 | 0,088 | 0,079 | 0,092 | 0,042 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,002 |
| Mg | 0,680 | 0,670 | 0,840 | 0,696 | 0,860 | 0,676 | 0,694 | 0,754 | 0,701 | 0,742 | 0,760 | 0,793 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Ca | 0,786 | 0,841 | 0,484 | 0,882 | 0,668 | 0,904 | 0,829 | 0,710 | 0,891 | 0,866 | 0,732 | 0,905 |
| Na | 0,000 | 0,119 | 0,000 | 0,000 | 0,146 | 0,022 | 0,000 | 0,221 | 0,048 | 0,000 | 0,115 | 0,009 |
| Suma | 3,999 | 3,999 | 4,000 | 4,001 | 4,001 | 4,001 | 4,001 | 3,999 | 4,000 | 3,999 | 4,001 | 3,999 |
| Wo | 48,37 | 49,71 | 31,23 | 48,77 | 40,39 | 49,82 | 48,42 | 43,75 | 48,96 | 48,24 | 44,78 | 49,08 |
| En | 41,85 | 39,57 | 54,24 | 38,48 | 51,97 | 37,23 | 40,55 | 46,51 | 38,54 | 41,34 | 46,54 | 43,01 |
| Fs | 9,78 | 10,73 | 14,53 | 12,74 | 7,64 | 12,94 | 11,04 | 9,74 | 12,50 | 10,42 | 8,67 | 7,91 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

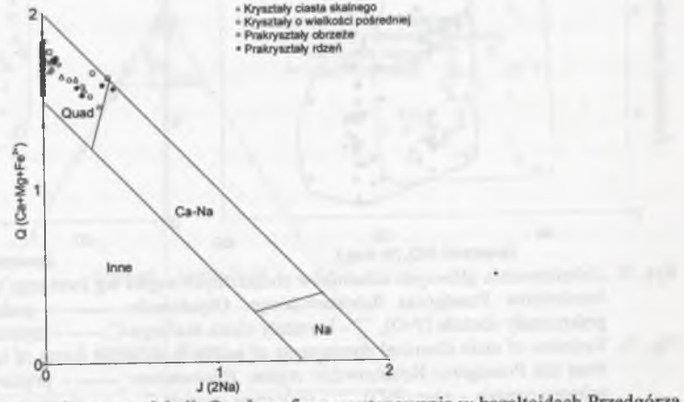
Zauważa się również wyższe koncentracje MgO w prakryształach, a niższe w kryształach ciasta skalnego (tab. 34), podczas gdy kryształy o wielkościach pośrednich wykazują udziały pośrednie. Stąd też obserwuje się wyższą wartość #Mg dla prakryształów (średnia dla rdzenia – 0,87, dla obrzeża – 0,84) niż dla augitu ciasta skalnego (średnia 0,82) i kryształów o wielkościach pośrednich (średnia – 0,80) (tab. 34, rys. 72). W konsekwencji prakryształy augitu w rdzeniu zawierają $Wo_{43}En_{49}Fs_8$, na obrzeżu $Wo_{43}En_{47}Fs_{10}$, kryształy o wielkościach pośrednich $Wo_{44}En_{44}Fs_{12}$, natomiast ciasta skalnego $Wo_{46}En_{43}Fs_{11}$.



Tabela 34

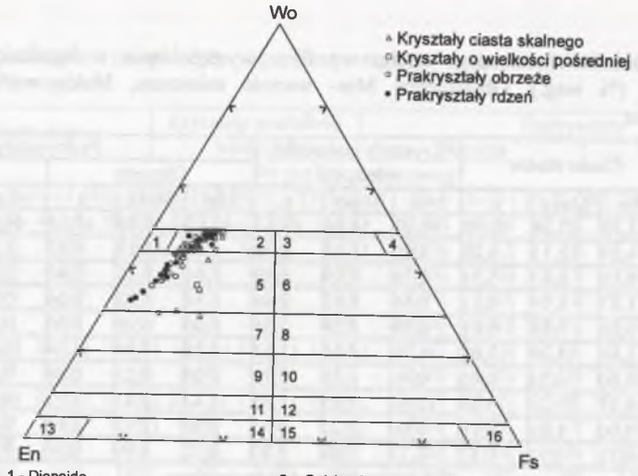
Zróżnicowanie składu chemicznego augitu wg form występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Ciasto skalne | | | Kryształy pośredniej wielkości | | | Prakryształy | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | |
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| $SiO_2$ | 43,72 | 57,34 | 48,32 | 40,62 | 54,66 | 48,64 | 40,62 | 50,08 | 45,65 | 44,93 | 54,66 | 49,19 |
| $Al_2O_3$ | 4,29 | 12,13 | 9,28 | 3,80 | 13,15 | 8,73 | 6,06 | 13,15 | 9,83 | 3,80 | 11,58 | 7,40 |
| FeO | 4,10 | 8,67 | 5,71 | 2,28 | 8,19 | 6,39 | 3,44 | 8,16 | 5,42 | 2,28 | 7,57 | 4,72 |
| $TiO_2$ | 1,47 | 6,74 | 4,11 | 0,66 | 6,82 | 2,84 | 1,56 | 6,82 | 3,64 | 0,66 | 3,85 | 2,60 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,08 | 0,01 | 0,00 | 0,29 | 0,01 | 0,00 | 0,29 | 0,04 | 0,00 | 0,08 | 0,01 |
| MgO | 11,66 | 15,99 | 13,05 | 11,75 | 19,66 | 13,63 | 11,75 | 17,96 | 14,24 | 12,42 | 19,66 | 15,46 |
| MnO | 0,00 | 0,24 | 0,05 | 0,00 | 0,25 | 0,10 | 0,00 | 0,25 | 0,08 | 0,00 | 0,16 | 0,08 |
| CaO | 10,21 | 22,20 | 19,30 | 12,42 | 23,25 | 18,95 | 12,42 | 22,41 | 18,51 | 14,77 | 23,25 | 19,36 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 1,68 | 0,18 | 0,00 | 12,72 | 0,71 | 0,00 | 12,72 | 2,60 | 0,00 | 7,05 | 1,48 |
| #Mg | 0,71 | 0,93 | 0,82 | 0,72 | 0,99 | 0,80 | 0,72 | 0,99 | 0,84 | 0,76 | 0,96 | 0,87 |
| W przeliczeniu na 6 atomów tlenu | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,645 | 2,000 | 1,795 | 1,685 | 1,959 | 1,794 | 1,338 | 1,832 | 1,653 | 1,570 | 2,000 | 1,800 |
| $Al^{IV}$ | 0,000 | 0,355 | 0,213 | 0,041 | 0,315 | 0,206 | 0,168 | 0,452 | 0,323 | 0,000 | 0,334 | 0,193 |
| $Al^{VI}$ | 0,044 | 0,460 | 0,193 | 0,063 | 0,362 | 0,173 | 0,000 | 0,267 | 0,097 | 0,000 | 0,220 | 0,122 |
| $Fe^{2+}$ | 0,047 | 0,273 | 0,165 | 0,120 | 0,256 | 0,187 | 0,004 | 0,254 | 0,144 | 0,036 | 0,218 | 0,122 |
| $Fe^{3+}$ | 0,000 | 0,155 | 0,013 | 0,000 | 0,055 | 0,011 | 0,000 | 0,112 | 0,021 | 0,000 | 0,117 | 0,023 |
| Ti | 0,042 | 0,191 | 0,115 | 0,060 | 0,099 | 0,079 | 0,041 | 0,192 | 0,100 | 0,018 | 0,098 | 0,068 |
| Cr | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,008 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| Mg | 0,648 | 0,873 | 0,723 | 0,676 | 0,863 | 0,748 | 0,657 | 0,943 | 0,765 | 0,692 | 1,023 | 0,837 |
| Mn | 0,000 | 0,008 | 0,002 | 0,001 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,008 | 0,002 | 0,000 | 0,005 | 0,002 |
| Ca | 0,411 | 0,887 | 0,768 | 0,563 | 0,904 | 0,750 | 0,438 | 0,891 | 0,720 | 0,554 | 0,927 | 0,758 |
| Na | 0,000 | 0,119 | 0,013 | 0,000 | 0,191 | 0,050 | 0,000 | 0,812 | 0,175 | 0,000 | 0,467 | 0,101 |
| Wo | 30,07 | 49,71 | 45,83 | 36,27 | 49,82 | 43,80 | 30,67 | 48,96 | 43,39 | 33,65 | 49,73 | 43,44 |
| En | 35,98 | 54,24 | 43,40 | 37,23 | 53,07 | 44,32 | 37,91 | 58,03 | 46,56 | 37,59 | 62,15 | 48,47 |
| Fs | 7,54 | 20,10 | 10,77 | 7,62 | 16,70 | 11,88 | 6,14 | 15,16 | 10,05 | 4,00 | 13,01 | 8,12 |
| Liczba analiz | 30 | | | 8 | | | 20 | | | 25 | | |




Rys. 69. Pozycja klasyfikacyjna augitu w projekcji Q – J wg form występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

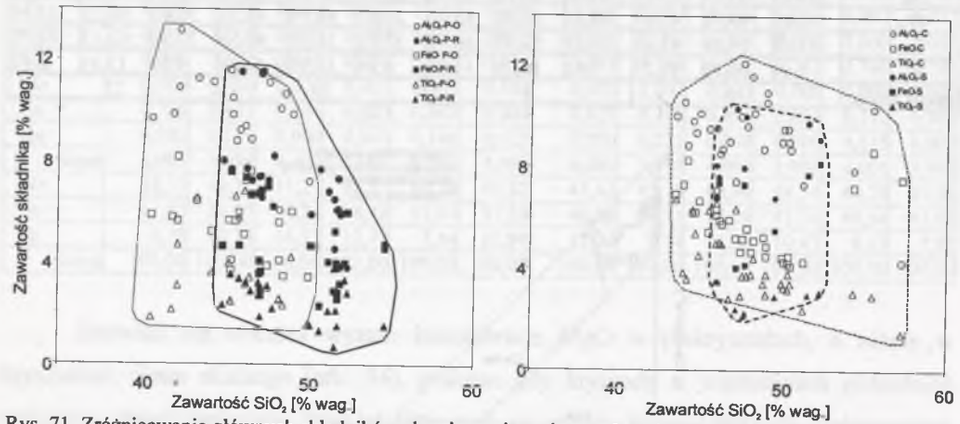
Fig. 69. Classification of augite in different forms of its ocurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region on the Q – J projection chart




1 - Diopside
2 - Ferroan diopside
3 - Magnesian hedenbergite
4 - Hedenbergite
5 - (Magnesium-rich) augite
6 - (Iron-rich) augite
7 - (Subcalcic magnesium-rich) augite
8 - (Subcalcic iron-rich) augite
9 - Calcian (magnesium-rich) pigeonite
10 - Calcian (iron-rich) pigeonite
11 - (Magnesium-rich) pigeonite
12 - (Iron-rich) pigeonite
13 - (Clino) enstatite
14 - Ferroan (clino) enstatite
15 - Magnesian clino (ferrosilite)
16 - (Clino) ferrosilite

Rys. 70. Pozycja klasyfikacyjna augitu w projekcji Wo – En – Fs wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (Wo- wollastonit, En- enstatyt, Fs- ferrosillit)

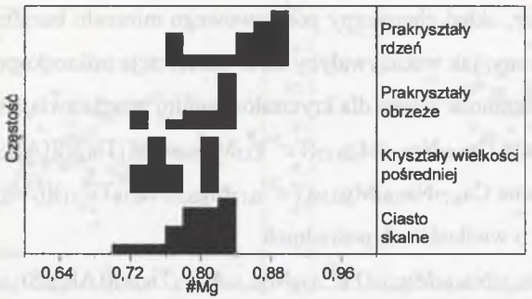
Fig. 70. Classification of augite in different forms of its ocurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region on the Wo – En – Fs projection chart (Wo- wollastonite, En- enstatite, Fs- ferrosillite)




Rys. 71. Zróżnicowanie głównych składników chemicznych augitu wg form jego występowania pochodzących z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: —— - prakryształy rdzeń (P-R), — - prakryształy obrzeże (P-O), ¯¯ - kryształy ciasta skalnego C, ----- - kryształy o wielkości pośredniej (S)

Fig. 71. Variation of main chemical components of augite in different forms of its ocurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations: —— - primary crystals – core (P-R), — - primary crystals – edge (P-O), ¯¯ - rock mass crystals C, ----- - medium size crystals (S)

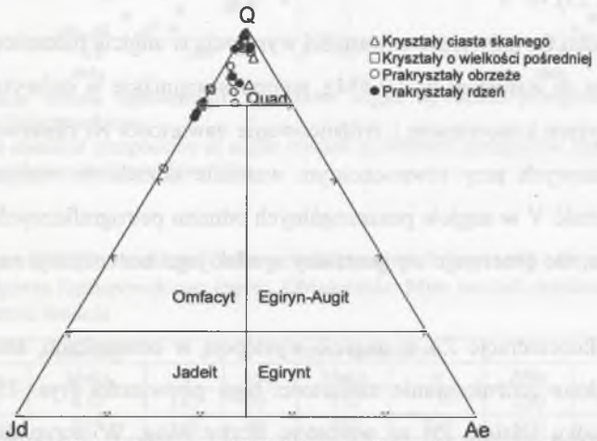





Rys. 72. Liczba #Mg w augicie wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 72. Number #Mg in different forms of augite occurence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Bardzo istotny dla celów klasyfikacyjnych, a także genetycznych jest obecność w augicie $Na_2O$. Zróżnicowanie zawartości tego składnika, a w szczególności wysokie koncentracje w niektórych z badanych kryształów, są podstawą do wyróżnienia wśród klinopiroksenów bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego odmian sodowych. Wykazują one przejście w kierunku omfacytu, co przedstawiono w projekcji Jd (jadeit) – Ae (egiryn)n – Q (Wo, En, Fs) (rys. 73). Należy jednak zaznaczyć, iż obserwowane mikroskopowo sporadycznie ziarna augitu wykazywały cechy optyczne augitu egirynowego. Można zatem przypuszczać, że pierwotny augit, niezależnie od formy występowania, ulegał metasomatycznym przeobrażeniom z udziałem głównie Na, dzięki czemu tworzyły się odmiany sodowe. Nie wyklucza się możliwości ich krystalizacji z magmy.




Rys. 73. Pozycja klasyfikacyjna augitu w projekcji Jd – Ae – Q wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 73. Classification of augite in different forms of its ocurrence in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region on the Jd – Ae – Q projection chart

Podsumowując, skład chemiczny podstawowego minerału bazaltoidów – augitu – nie jest aż tak zróżnicowany, jak wskazywałyby na to obserwacje mikroskopowe.

Obliczone uśrednione wzory dla kryształów augitu przedstawiają się następująco:

- prakryształy $Ca_{0,74}Na_{0,14}Mg_{0,12}(Fe^{2+}_{0,13}Mg_{0,68}Al_{0,11}Ti_{0,08})[(Al_{0,25}Si_{1,75})O_6]$,
- ciasto skalne $Ca_{0,77}Na_{0,01}Mg_{0,19}(Fe^{2+}_{0,17}Mg_{0,53}Al_{0,19}Ti_{0,11})[(Al_{0,21}Si_{1,79})O_6]$,
- kryształy o wielkościach pośrednich

$$Ca_{0,75}Na_{0,05}Mg_{0,19}(Fe^{2+}_{0,19}Mg_{0,56}Al_{0,17}Ti_{0,08})[(Al_{0,20}Si_{1,80})O_6].$$

Na ich podstawie można wnioskować, że kryształy o wielkościach pośrednich zbliżone są chemicznie do kryształów ciasta skalnego. Należy zaznaczyć, iż badane kryształy niejednokrotnie posiadają domieszki Cr i $Fe^{3+}$ (nieuwzględnione we wzorach chemicznych).

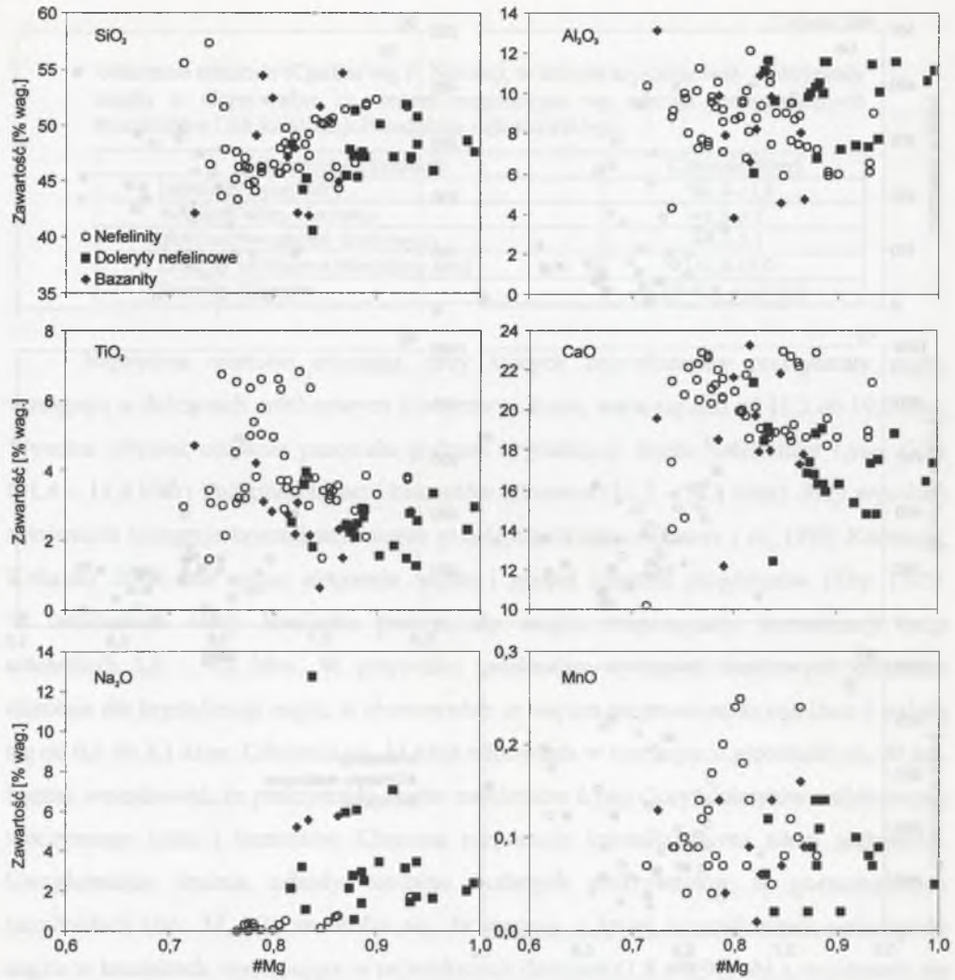
Zauważa się zróżnicowanie chemiczne kryształów augitu, niezależnie od formy jego występowania, w odmianach petrograficznych bazaltoidów (rys. 74). Przejawem tego jest przede wszystkim wyższa liczba #Mg w dolerytach nefelinowych w porównaniu do nefelinitów i bazanitów. W nefelinitach i bazanitach zauważa się również duże zróżnicowanie zawartości $SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$ CaO i MnO, podczas gdy udziały tych składników w dolerytach nefelinowych są mniej zróżnicowane. Augit pochodzący z bazanitów wykazuje na ogół niższe udziały $TiO_2$ i CaO oraz wyższe $Na_2O$ i $Al_2O_3$.

W niektórych kryształach oznaczono pierwiastki śladowe: Co, Ni, V, Zn i Zr (tab. 33 i 35). Nie wykazują one szczególnego zróżnicowania zawartości w wyróżnionych formach występowania augitu, natomiast wykazują zróżnicowanie w odmianach petrograficznych bazaltoidów (rys. 75).

W przypadku Co najwyższe zawartości występują w augicie bazanitów, z tendencją do niższych udziałów ze wzrostem liczby #Mg, natomiast najniższe w dolerytach nefelinowych (rys. 75a). Najwyższe koncentracje i zróżnicowanie zawartości Ni obserwuje się w augicie dolerytów nefelinowych przy równoczesnym wzroście udziału ze wzrostem liczby #Mg (rys. 75b). Zawartość V w augicie poszczególnych odmian petrograficznych bazaltoidów nie jest zróżnicowana, ale obserwuje się generalny spadek jego koncentracji ze wzrostem liczby #Mg (rys. 75c).

Wysokie koncentracje Zn w augicie występują w nefelinitach, które równocześnie wykazują największe zróżnicowanie zawartości tego pierwiastka (rys. 75d). Zauważa się tendencję do spadku udziału Zn ze wzrostem liczby #Mg. W przypadku zawartości Zr (rys. 75e) zauważa się, że najniższe koncentracje występują w augicie bazanitów, natomiast w nefelinitach i dolerytach nefelinowych udziały są porównywalne.





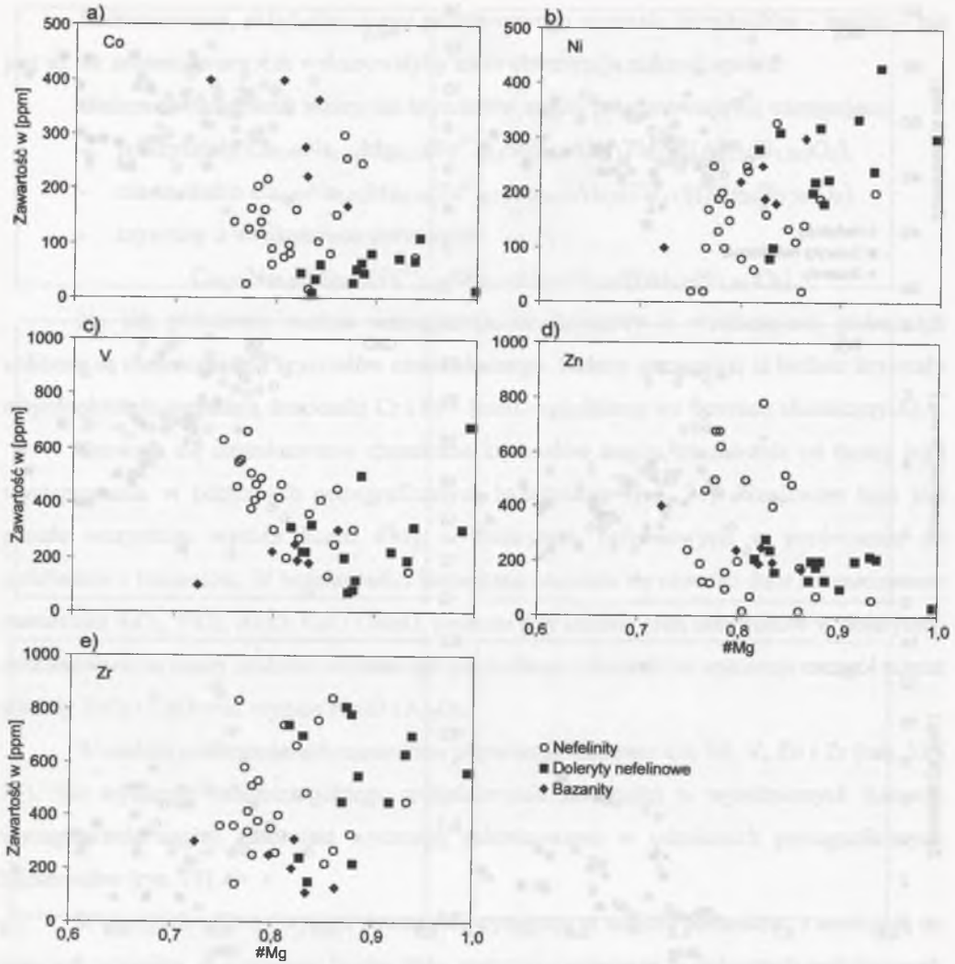

Rys. 74. Zróżnicowanie składu chemicznego kryształów augitu wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 74. Variation in chemical composition of augite crystals in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Tabela 35

Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w kryształach augitu wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (ppm). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Pierwiastek | Nefelinity | | | Doleryty nefelinowe | | | Bazanity | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| Co | 20 | 410 | 183 | 10 | 150 | 70 | 230 | 550 | 419 |
| Ni | 20 | 329 | 149 | 80 | 430 | 248 | 100 | 300 | 207 |
| V | 130 | 660 | 403 | 70 | 680 | 267 | 170 | 400 | 241 |
| Zn | 20 | 780 | 312 | 30 | 280 | 178 | 180 | 450 | 253 |
| Zr | 140 | 840 | 455 | 150 | 810 | 537 | 110 | 310 | 217 |
| Liczba analiz | 23 | | | 13 | | | 6 | | |




Rys. 75. Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w kryształach augitu wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 75. Variation in trace element contentss in augite crystals in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Na podstawie obliczonego ze składu chemicznego udziału poszczególnych kationów w określonych pozycjach w komórce augitu, z uwzględnieniem jej objętości P. Nimis (1995) podaje warunki ciśnienia, w jakich krystalizują prakryształy augitu z magm bazaltoidowych. Korzystając z tych doświadczeń oraz programu CpxBar opracowanego przez P.Nimisa oszacowano ciśnienie, przy którym krystalizowały prakryształy augitu w warunkach bliskich jego likwidusu, a w równowadze z magmą. Wyniki tych obliczeń, dla rdzenia prakryształów augitu, zamieszczono w tabeli 36.



Tabela 36

Obliczone ciśnienie (CpxBar wg P. Nimisa), w którym krystalizowały prakryształy augitu w równowadze ze stopem magmowym wg odmian petrograficznych bazaltoidów i ich lokalizacji Przedgórza Rębiszowskiego

| Bazaltoid i lokalizacja | Ciśnienie [kbar] |
|---|---|
| Nefelinity Łysej Góry | 11,4-11,8 |
| Nefelinity Góry Hucianka | 5,8-9,2 |
| Nefelinity wystąpień skałkowych | 0,5-3,1 |
| Doleryty nefelinowe (nieczynny łom) | 11,2-19,0 |
| Bazanity Kłopotna | 2,8-6,2; 11,2-13,1 |

Najwyższe wartości ciśnienia, przy których krystalizowały prakryształy augitu występują w dolerytach nefelinowych nieczynnego łomu, waha się ono od 11,2 do 19,0 kbar. Wysokie również ciśnienie panowało podczas krystalizacji augitu nefelinitów Łysej Góry (11,4 – 11,8 kbar) i niektórych partii bazanitów Kłopotna (11,2 – 13,1 kbar). Przy wysokich ciśnieniach następuje krystalizacja augitu przed plagioklazami (Grove i in. 1992; Korenaga, Kelemen 2000) lub wręcz ekspansja augitu i spineli kosztem plagiklazów (Thy 1995). W nefelinitach Góry Hucianka prakryształy augitu rozpoczynały krystalizację przy ciśnieniach 5,8 – 9,2 kbar. W przypadku nefelinitów wystąpień skałkowych obliczone ciśnienia dla krystalizacji augitu w równowadze ze stopem magmowym są najniższe i wahają się od 0,5 do 3,1 kbar. Ciśnieniu ok. 11 kbar odpowiada w tym rejonie głębokość ok. 40 km. Można wnioskować, że prakryształy augitu nefelinitów Łysej Góry, dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu i bazanitów Kłopotna rozpoczęły krystalizację na takiej głębokości. Uwzględniając średnie udziały modalne badanych prakryształów w poszczególnych bazaltoidach (tab. 10, 12), stwierdza się, że magma, z której krystalizowały prakryształy augitu w bazanitach, występujące w największych ilościach (1,8 – 1,9% obj.), znajdowała się na głębokości ok. 40 km dłużej w porównaniu do magmy nefelinitów Łysej Góry (0,2 – 0,3% obj.), Starego Łomu (0,7 – 0,8% obj.) i wystąpień skałkowych (0,5% obj.). Prakryształy augitu w nefelinitach Góry Hucianka (1,1 – 1,9% obj.) krystalizowały z magmy na głębokości 20 – 25 km, przy czym, jak wykazano w rozdziale dotyczącym charakterystyki petrograficznej, ten rejon został uznany za strefę kominową dla sąsiadujących nefelinitów Łysej Góry (co najmniej dwóch pokryw bazaltoidowych) i wystąpień skałkowych. Można wnioskować, że augit z dostępnych obecnie nefelinitów Góry Hucianka jest raczej reliktem magmy, z której tworzyły się sąsiadujące nefelinity. Prakryształy augitu, pochodzące z dolerytów nefelinowych, krystalizowały przy najwyższych ciśnieniach, tj. 11,2 – 19,0 kbar. Wskazuje to na znacznie większe głębokości niż prakryształy augitu pochodzące z pozostałych bazaltoidów. Dyskusyjne są warunki ciśnienia, przy których krystalizują

prakryształy augitu w bazanitach Kłopotna. Wśród nich można wyróżnić dwie populacje: krystalizujące przy wysokim ciśnieniu – powyżej 11,2 kbar oraz krystalizujące przy niższym ciśnieniu – poniżej 6,2 kbar. Warto podkreślić, że w pokrywie bazanitów Kłopotna również spodziewana jest strefa kominowa. Stąd też, podobnie jak w przypadku Góry Hucianka, najprawdopodobniej występuje tu więcej niż jedna pokrywa bazaltoidowa. Prakryształy augitu pochodzące z wystąpień skałkowych, jak wskazują obliczenia, tworzyły się przy niskim ciśnieniu – 0,5 – 3,1 kbar.

Geneza kryształów ciasta skalnego jest dość oczywista, tworzyły się one na powierzchni Ziemi lub tuż pod jej powierzchnią. Tworzenie się kryształów o wielkościach pośrednich pomiędzy prakryształami i kryształami ciasta skalnego może wynikać z dwóch przyczyn:

- krystalizacja w warunkach pośrednich pomiędzy warunkami tworzenia się prakryształów a warunkami tworzenia się kryształów ciasta skalnego (wstrzymanie wynoszenia magmy bazaltowej w warunkach subwulkanicznych),
- krystalizacja (rekrystalizacja) w procesach pomagmowych.

Uwzględniając właściwości optyczne augitu (optyczne podobieństwo prakryształów i kryształów ciasta skalnego w odróżnieniu od kryształów o wielkościach pośrednich), bardziej prawdopodobna wydaje się geneza związana z procesami pomagmowymi. Prawdopodobnie przyczyniły się one do zmiany składu chemicznego augitu, co spowodowało odmienne barwy tych skupień w porównaniu do prakryształów i kryształów ciasta skalnego. Wielkości przedstawionych generacji augitu wskazują, iż narastanie augitu o wielkości pośredniej odbywało się kosztem kryształów ciasta skalnego, powodując ich metasomatyczną zmianę składu chemicznego oraz krystalizację ilmenitu.

### 8.3.3. Plagioklazy

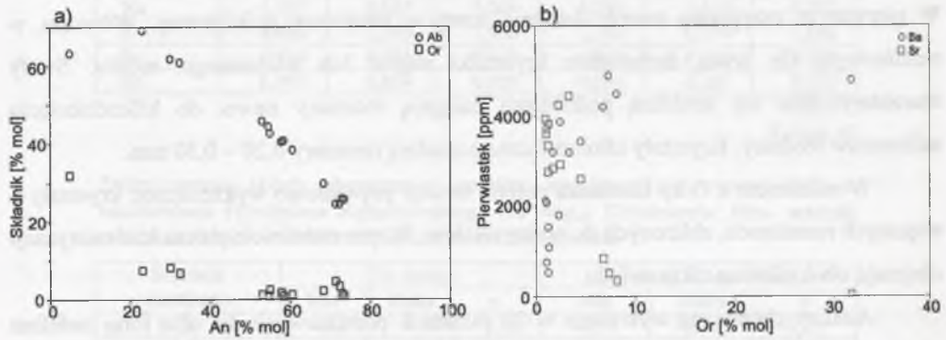
Plagioklazy występują w bazanitach Kłopotna oraz w tefrytach jednego z wystąpień skałkowych. Wchodzą w skład ciasta skalnego, a ich listewkowate kryształy są niewielkich rozmiarów i ich identyfikacja mikroskopowa jest niekiedy utrudniona. W tabeli 37 zamieszczono skład chemiczny plagioklazów. Wskazuje on jednoznacznie, że plagioklazy są zróżnicowane chemicznie i można wyróżnić pod tym względem dwie populacje. Pierwszą stanowią kryształy o składzie $An_{73,4-52,9}$, natomiast w drugiej populacji udział An jest znacznie mniejszy i wynosi $An_{4,9-32,3}$. Plagioklazy o udziale An powyżej 50% mol są dominującą populacją. Dla drugiej populacji plagioklazów charakterystyczne jest zróżnicowanie udziału $K_2O$, co przejawia się wzrostem udziału Or wraz ze spadkiem udziału An (rys. 76a).



Tabela 37

Skład chemiczny plagioklazów z bazanitów Kłopotna (Przedgórze Rębiszowskie) (% wag.)

| Składnik | Numer punktu pomiarowego | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| chemiczny | KL-1 | KL-2 | KL-3 | KL-4 | KL-5 | KL-6 | KL-7 | KL-8 | KL-9 | KL-10 | KL-11 | KL-12 | KL-13 | KL-14 | KL-15 |
| $SiO_2$ | 50,98 | 50,11 | 50,40 | 52,49 | 51,83 | 49,35 | 52,59 | 51,32 | 52,53 | 54,08 | 54,56 | 61,17 | 61,72 | 61,68 | 63,62 |
| $Al_2O_3$ | 30,93 | 29,35 | 29,65 | 29,99 | 30,31 | 32,88 | 28,94 | 28,33 | 29,41 | 28,24 | 27,93 | 23,07 | 21,82 | 22,76 | 21,60 |
| FeO | 0,00 | 2,18 | 1,26 | 0,35 | 0,80 | 0,50 | 0,28 | 2,20 | 0,68 | 0,94 | 0,47 | 0,73 | 1,43 | 0,42 | 0,53 |
| CaO | 14,56 | 14,97 | 15,34 | 12,07 | 11,61 | 12,32 | 14,34 | 14,97 | 12,71 | 11,17 | 11,57 | 6,68 | 6,37 | 5,14 | 1,05 |
| $Na_2O$ | 2,76 | 2,81 | 2,96 | 4,70 | 4,99 | 4,77 | 3,45 | 2,95 | 4,45 | 5,34 | 5,21 | 6,95 | 7,22 | 8,61 | 7,48 |
| $K_2O$ | 0,77 | 0,57 | 0,16 | 0,30 | 0,43 | 0,19 | 0,40 | 0,23 | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 1,16 | 1,44 | 1,38 | 5,72 |
| | | | | | | | | | | | | | | | 100,00 |
| Sr (ppm) | 2600 | 4450 | 3930 | 2840 | 2930 | 3710 | 4240 | 3830 | 3330 | 2760 | 3600 | 830 | 350 | 510 | 0 |
| Ba (ppm) | 3440 | 3200 | 2130 | 3200 | 3870 | 2120 | 1810 | 1080 | 530 | 1540 | 750 | 4200 | 4480 | 4900 | 4800 |
| | W przeliczeniu na 8 atomów tlenu | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,325 | 2,316 | 2,321 | 2,386 | 2,363 | 2,253 | 2,397 | 2,365 | 2,392 | 2,456 | 2,473 | 2,743 | 2,774 | 2,761 | 2,861 |
| Al | 1,663 | 1,599 | 1,610 | 1,607 | 1,629 | 1,770 | 1,555 | 1,539 | 1,579 | 1,512 | 1,493 | 1,220 | 1,157 | 1,201 | 1,145 |
| $Fe^{2+}$ | 0,000 | 0,084 | 0,048 | 0,013 | 0,031 | 0,019 | 0,011 | 0,085 | 0,026 | 0,036 | 0,018 | 0,027 | 0,054 | 0,016 | 0,020 |
| Ca | 0,711 | 0,741 | 0,757 | 0,588 | 0,567 | 0,603 | 0,700 | 0,739 | 0,620 | 0,543 | 0,562 | 0,321 | 0,307 | 0,247 | 0,051 |
| Na | 0,244 | 0,252 | 0,265 | 0,414 | 0,441 | 0,423 | 0,305 | 0,263 | 0,393 | 0,471 | 0,458 | 0,605 | 0,629 | 0,748 | 0,653 |
| K | 0,045 | 0,034 | 0,010 | 0,017 | 0,025 | 0,011 | 0,023 | 0,014 | 0,012 | 0,013 | 0,011 | 0,067 | 0,082 | 0,079 | 0,328 |
| An | 71,11 | 72,19 | 73,40 | 57,68 | 54,87 | 58,16 | 68,11 | 72,75 | 60,46 | 52,92 | 54,52 | 32,34 | 30,11 | 22,99 | 4,92 |
| Ab | 24,43 | 24,52 | 25,66 | 40,63 | 42,71 | 40,79 | 29,63 | 25,91 | 38,34 | 45,83 | 44,44 | 60,95 | 61,79 | 69,67 | 63,26 |
| Or | 4,46 | 3,30 | 0,94 | 1,69 | 2,42 | 1,04 | 2,27 | 1,34 | 1,20 | 1,25 | 1,03 | 6,71 | 8,10 | 7,35 | 31,82 |




Rys. 76. Zmienność składu Ab, Or i An oraz zawartości Ba i Sr w plagioklazach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 76. Variation in chemical composition of Ab, Or and An as well as variation in Ba and Sr contentss in plagioclases from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Na uwagę zasługuje próbka KL-15, zawierająca największy udział $K_2O$ i wysoki udział $Na_2O$, co w konsekwencji pozwala sklasyfikować ten kryształ jako skaleń alkaliczny. Plagioklazy zawierają także domieszki FeO w ilościach na ogół poniżej 1% wag. Należy jednak podkreślić, iż druga populacja plagioklazów nie jest typowa dla bazaltoidów.

Można zatem wnioskować, że źródłem potasu dla niej były prawdopodobnie skalenie alkaliczne gnejsów izerskich. Stąd też wydaje się, iż podczas wynoszenia magmy, z której kształtowały się bazanity i tefryty, ku powierzchni terenu następowała częściowa asymilacja skał podłoża.

W badanych plagioklazach oznaczono Ba i Sr, których udziały wahają się w zakresach 530 – 4800 ppm Ba i 0 – 4450 ppm Sr. Zwraca uwagę wzrost koncentracji Ba i spadek Sr ze wzrostem Or (rys. 76b).

Wielkość kryształów dowodzi, iż najprawdopodobniej ich krystalizacja następowała w warunkach subwulkanicznych lub wulkanicznych (przy niskim ciśnieniu). W przypadku krystalizacji zachodzącej w wysokiej temperaturze i przy wolnym ochładzaniu stopu często tworzą się prakryształy plagioklazów o formie zonalnej i wysokim udziale An (An>90) (Amma-Miyasaka, Nakagawa 2002). Tymczasem w bazanicie Kłopotna zarówno forma, jak i skład chemiczny plagioklazów są całkiem odmienne. Obecność plagioklazów w bazanitach i tefrytach Przedgórza Rębiszowskiego dowodzi, iż magma, z której krystalizowały, miała wysoką temperaturę, a wielkość kryształów wskazuje, że ulegała ona szybkiemu ochładzaniu.

### 8.3.4. Nefelin

Obecny w bazaltoidach nefelin występuje jako tło skalne lub idiomorficzne kryształy. W pierwszym przypadku tworzy lokalnie strefy o strukturze poikilitowej. Wówczas w nefelinowym tle tkwią drobniutkie kryształki augitu lub włóknistego zeolitu. Strefy charakteryzujące się strukturą poikilitową osiągają rozmiary nawet do kilkudziesięciu milimetrów średnicy. Kryształy idiomorficzne posiadają rozmiary 0,20 – 0,50 mm.

W nefelinicie z Góry Hucianka nefelin tworzy prawidłowo wykształcone kryształy o większych rozmiarach, zbliżonych do prakryształów. W tym nefelinicie proces karbonatyzacji obejmuje obok oliwinu także nefelin.

Analizy chemiczne wykonano w 78 punktach pomiarowych dla obu form nefelinu (tab. 38). Wyniki tych analiz ujawniają ich zróżnicowanie chemiczne, które nie wykazuje związku z odmianą petrograficzną bazaltoidu. Zauważa się, że nefelin tła skalnego (tab. 39) posiada zwykle wyższe udziały $SiO_2$, $Na_2O$, SrO i BaO, podczas gdy w kryształach idiomorficznych obserwuje się wyższe koncentracje $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, CaO i $K_2O$. Zaznacza się wyraźna tendencja do wzrostu zawartości $K_2O$ ze spadkiem zawartości $Na_2O$ (rys. 77a), przy czym większe zróżnicowanie wykazują kryształy idiomorficzne od kryształów tła skalnego. Nefelin występujący w tle skalnym zawsze posiada domieszki $Fe_2O_3$, podczas kiedy kryształy idiomorficzne nie we wszystkich przypadkach. Obie formy nefelinu posiadają domieszki CaO z tendencją do niższych koncentracji w kryształach tła skalnego (rys. 77b). Wydaje się zatem, że nefelin może tworzyć, niezależnie od form występowania, trzy generacje genetyczne.



Tabela 38

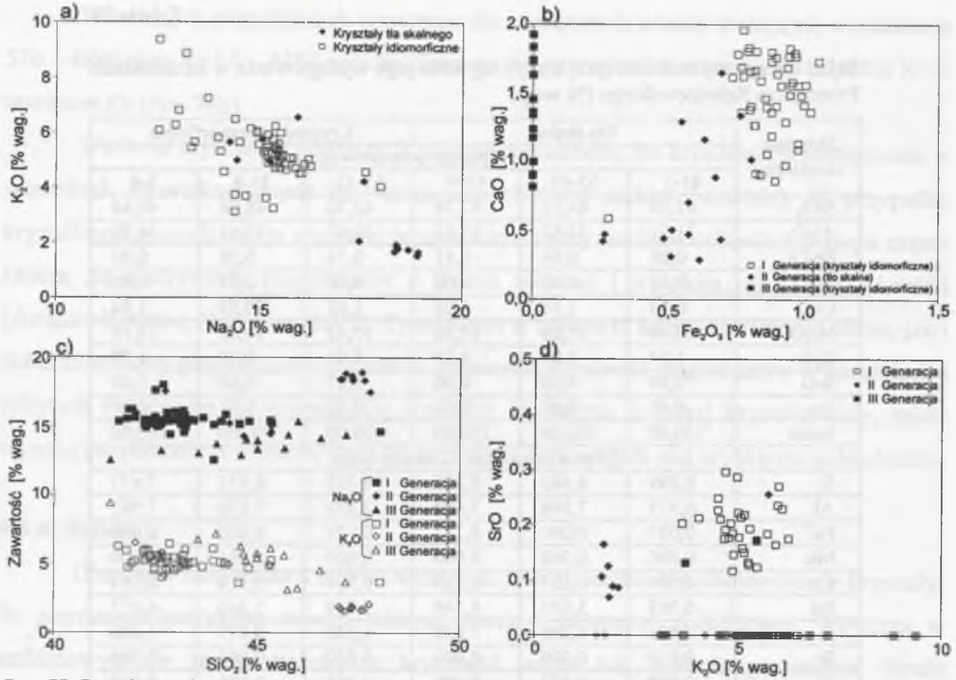
Skład chemiczny nefelinu (przykłady) wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.)

| Składnik chemiczny | Tło skalne | | | Kryształy idiomorficzne | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Nr punktu pomiarowego | | | | | |
| | 41-7 | 53-43 | 40-9 | 53-12 | 33-8 | 3-4 |
| $SiO_2$ | 47,36 | 44,32 | 42,74 | 42,70 | 48,06 | 40,46 |
| $Al_2O_3$ | 31,51 | 33,62 | 33,62 | 33,87 | 32,61 | 34,81 |
| $Fe_2O_3$ | 0,26 | 0,64 | 0,81 | 0,74 | 0,28 | 0,00 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 |
| CaO | 0,43 | 1,16 | 1,02 | 1,62 | 0,59 | 1,84 |
| $Na_2O$ | 18,40 | 15,26 | 17,58 | 15,42 | 14,68 | 16,10 |
| $K_2O$ | 1,94 | 4,94 | 4,23 | 5,46 | 3,69 | 6,79 |
| SrO | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| W przeliczeniu na 32 atomy tlenu | | | | | | |
| Si | 8,899 | 8,442 | 8,207 | 8,213 | 8,975 | 7,877 |
| Al. | 6,977 | 7,546 | 7,608 | 7,678 | 7,176 | 7,987 |
| $Fe^{3+}$ | 0,037 | 0,091 | 0,117 | 0,107 | 0,040 | 0,000 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,000 |
| Ca | 0,086 | 0,237 | 0,210 | 0,334 | 0,118 | 0,383 |
| Na | 6,703 | 5,635 | 6,544 | 5,749 | 5,316 | 6,077 |
| K | 0,466 | 1,200 | 1,036 | 1,338 | 0,879 | 1,686 |
| Sr | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,000 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |

Tabela 39

Zróżnicowanie składu chemicznego nefelinu wg form jego występowania w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Tło skalne | | | Kryształy idiomorficzne | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| $SiO_2$ | 42,01 | 47,78 | 45,87 | 40,39 | 48,06 | 43,23 |
| $Al_2O_3$ | 30,67 | 33,71 | 32,13 | 31,87 | 34,96 | 33,79 |
| $Fe_2O_3$ | 0,26 | 0,81 | 0,58 | 0,00 | 1,06 | 0,67 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 |
| CaO | 0,29 | 1,65 | 0,76 | 0,59 | 1,96 | 1,45 |
| $Na_2O$ | 14,28 | 18,92 | 17,24 | 12,53 | 18,41 | 15,34 |
| $K_2O$ | 1,55 | 6,54 | 3,22 | 3,13 | 9,38 | 5,34 |
| SrO | 0,00 | 0,26 | 0,06 | 0,00 | 0,30 | 0,10 |
| Ba | 0,00 | 0,72 | 0,15 | 0,00 | 0,36 | 0,08 |
| W przeliczeniu na 32 atomy tlenu | | | | | | |
| Si | 8,149 | 8,961 | 8,690 | 7,877 | 8,975 | 8,289 |
| Al. | 6,807 | 7,660 | 7,178 | 7,172 | 8,019 | 7,637 |
| $Fe^{3+}$ | 0,037 | 0,117 | 0,082 | 0,000 | 0,153 | 0,097 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,000 |
| Ca | 0,058 | 0,341 | 0,155 | 0,118 | 0,405 | 0,299 |
| Na | 5,301 | 6,909 | 6,330 | 4,628 | 6,838 | 5,703 |
| K | 0,372 | 1,618 | 0,782 | 0,765 | 2,343 | 1,307 |
| Sr | 0,000 | 0,029 | 0,007 | 0,000 | 0,033 | 0,012 |
| Ba | 0,000 | 0,054 | 0,011 | 0,000 | 0,027 | 0,006 |
| Liczba analiz | 15 | | | 63 | | |




Rys. 77. Zróżnicowanie zawartości składników chemicznych nefelinu wg form jego występowania i generacji genetycznych z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 77. Variation in chemical composition of nepheline in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, with regard to its different forms of its ocurrence and generations

Generację I stanowią kryształy idiomorficzne, zbliżone chemicznie do nefelinu tła skalnego, stanowiącego generację II, natomiast kryształy idiomorficzne ubogie w $Fe_2O_3$ to generacja III. Dla III generacji nefelinu charakterystyczne są ponadto:

- najniższe udziały $Na_2O$ (rys. 77c),
- wyższe udziały $K_2O$ ze spadkiem $SiO_2$ w porównaniu do pozostałych generacji (rys. 77c),
- praktycznie brak SrO (rys. 77d).

Wraz z krystalizacją frakcyjną składników z magmy wzrasta udział m. in. $Na_2O$, $K_2O$ i $SiO_2$, składników głównych nefelinu. Skład chemiczny bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wskazuje, że tworzyły się one z magmy niedosyconej krzemionką i ubogiej w $K_2O$. A zatem można wnioskować, że najwcześniej krystalizowała I generacja nefelinu wprost ze stopu magmowego, w której Na podstawiany był składnikami obecnymi jeszcze w stopie (K, Fe, Ca, Sr i Ba). Nefelin II generacji krystalizuje z resztek stopu magmowego, wypełniając wolne przestrzenie i tworząc tło skalne. Ostatnia III generacja nefelinu tworzy się



na etapie pomagmowym, nie jest to jednak krystalizacja z roztworów, tylko, jak się wydaje, rekrystalizacja wcześniejszych generacji. Polega ona na:

- zastępowaniu Na przez K,
- odprowadzeniu Fe i Sr.

Roztwory, które doprowadziły do powstania generacji III, musiały zatem zawierać K.

Uśrednione wzory chemiczne form występowania nefelinu w badanych bazaltoidach przedstawiają się następująco:

- tło skalne: $Na_{6,3}K_{0,8}Ca_{0,1}[(Fe_{0,1}Al_{7,2}Si_{8,7})O_{32}]$
- kryształy idiomorficzne: $Na_{5,7}K_{1,3}Ca_{0,3}[(Fe_{0,1}Al_{7,6}Si_{8,3})O_{32}]$

Należy również wspomnieć, iż spotykano nefelin termicznie przeobrażony. Być może odmiana ta powstała w wyniku oddziaływania potoku lawowego na wcześniejszy zastygły potok lawowy, w którym zeolity ulegając dehydratacji mogły przechodzić w nefelin.

### 8.3.5. Zeolity

Zeolity w badanych bazaltoidach występują w tle skalnym lub w formie żyłek przecinających skałę. Zeolity tła skalnego zawsze towarzyszą nefelinowi lub współwystępują z analcymem. Wykazują pręcikową formę, osiągając sporadycznie długość nawet do 1,00 mm. Tworzą kuliste, promieniste, a czasem wachlarzowate skupienia.

Zeolity występujące w postaci drobniutkich, białych żyłek przecinających bazaltoidy powstały prawdopodobnie w wyniku hydrotermalnego oddziaływania roztworów pomagmowych na skałę, w szczelinach kontrakcji termicznej. Z uwagi, iż największe nagromadzenie zeolitów obserwowane było w wyrobisku Łysa Góra, stąd też szczegółowe badania prowadzono na żyłkach pochodzących z tego nefelinitu. Ich obecność była już sygnalizowana (Adamczyk 1998), a szczegółową identyfikację podano w późniejszej pracy (Adamczyk 2003).

Grubość białych żyłek zeolitów w poszczególnych wystąpieniach bazaltoidów nie przekracza 1,50 mm. W jednym przypadku napotkano żyłkę o grubości 5,00 mm, w której rozmiary kryształów zeolitów dochodziły do 3,00 mm. Zeolity wypełniające żyłki są pręcikowe i słupkowo – płytkowe. Pręcikowe zeolity występują w dwóch formach, tj. w postaci skupień promienistych oraz równolegle ułożonych względem siebie kryształów. Słupkowo – płytkowe ułożone są zwykle równolegle względem siebie, czasami tworzą agregaty, wykazują ortogonalną podzielność.

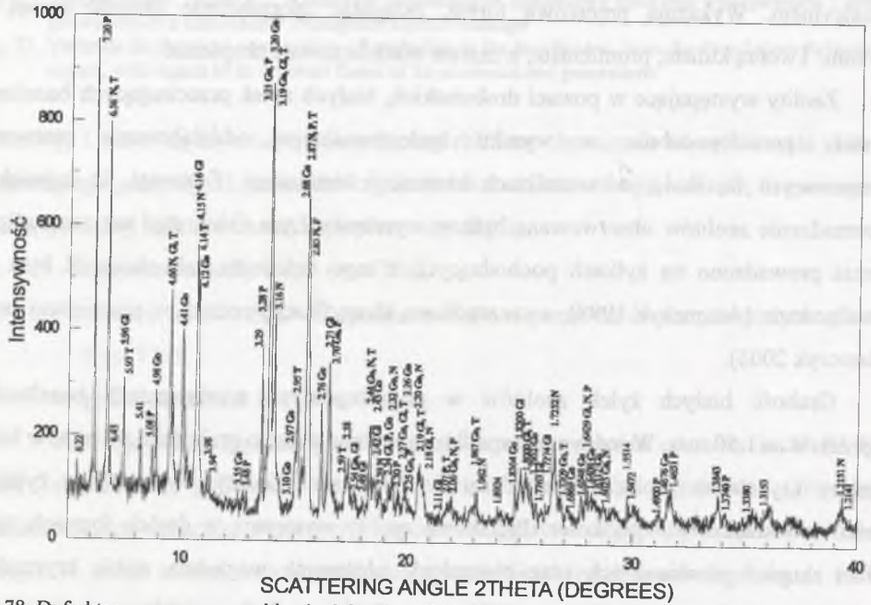
Badania (skład chemiczny, analiza rentgenowska metodą dyfrakcji, analiza termiczna) wykonano na uśrednionym materiale pobranym z żyłek. Wykonano również uzupełniające badania na materiale pochodzącym z grubszych pojedynczych żyłek.

Wyniki analizy chemicznej wykonane dla próbki uśrednionej (tab. 40) wskazują jednoznacznie, że podstawowymi składnikami występującymi w ilości ponad 10% wag. są $SiO_2$, $Al_2O_3$ i $H_2O$, $Na_2O$, w mniejszych ilościach obecne są CaO, MgO i $K_2O$.

Tabela 40

Skład chemiczny uśrednionej próbki zeolitów pochodzących z żyłek nefelinitów Łysej Góry

| Składnik chemiczny | % wag. |
|---|---|
| $SiO_2$ | 39,76 |
| $Al_2O_3$ | 27,96 |
| CaO | 3,95 |
| MgO | 1,47 |
| $Na_2O$ | 10,36 |
| $K_2O$ | 0,72 |
| $H_2O^-$ | 2,87 |
| $H_2O^+$ | 12,52 |
| Suma | 99,61 |




Rys. 78. Dyfraktogram rentgenowski uśrednionej próbki zeolitów z nefelinitów Łysej Góry. Objaśnienia: Go- gobbinsyt, Gi- gismondyt, N- natrolit, P- philipsyt, T- thomsonit

Fig. 78. X-ray diffraction pattern of the zeolite averaged sample from the nephelinites from the Łysa Góra site. Explanations: Go- gobbinsite Gi- gismondite, N- natrolite, P- philipsite, T- thomsonite



Analiza rentgenowska uśrednionej próbki ujawniła obecność na dyfraktogramach charakterystycznych linii dla następujących zeolitów: gobbinsytu, natrolitu, gismondytu, thomsonitu i philipsytu (rys. 78). Intensywności refleksów w pobliżu linii 7.20, 6.56, 3.20 i 2,28 Å, a także obecność samodzielnych linii gobbinsytu i natrolitu wskazują, że te dwa minerały dominują w żyłkach, pozostałe zaś zeolity obecne są w znacznie mniejszych ilościach. Kilkanaście refleksów (8.22, 6.45, 3.98, 3.94, 3.29, 2.58, 1.8924, 1.5514, 1.5472, 1.3843, 1.3380 i 1.3153 Å) nie zostało przyporządkowanych żadnemu z minerałów, co może być związane z obecnością nowego typu zeolitu.

Należy zaznaczyć, iż wiele linii poszczególnych zeolitów koincyduje ze sobą, stąd też wykonano również badania dla próbek pochodzących z pojedynczych żyłek (tab. 41). Ujawniły one występowanie na dyfraktogramach linii charakterystycznych dla następujących zeolitów: philipsytu (próbka LG22), garronitu (próbka LG26), natrolitu, gobbinsytu i garronitu (próbka LG27), gobbinsytu (próbka LG28). Na uwagę zasługują próbki (LG22, LG26 i LG28), które okazały się monomineralnymi żyłkami.

Badania termiczne wykonano tylko dla uśrednionej próbki zeolitów. Jak wynika z rysunku 79, krzywa DTA ma skomplikowany kształt, zaznaczają się na niej wyraźne efekty endotermiczne w temperaturach 90, 190, 370, 590, 790 i 870°C oraz egzotermiczny w 970°C. Złożoność tej krzywej wynika z niejednorodności mineralnej próbki, zawiera ona bowiem mieszaninę kilku zeolitów. Jednakże krzywe termiczne, podobnie jak wyniki analizy rentgenowskiej fazowej, wskazują na dominującą rolę gobbinsytu i natrolitu.

Pierwszy efekt termiczny obecny w temperaturze 90°C związany jest z utratą wilgoci w próbce. Endotermiczny efekt w 370°C jest charakterystyczny dla natrolitu, gdzie następuje jego dehydratacja. Należy przypuszczać, że pozostałe efekty (190, 590, 790 i 870°C) związane są z obecnością gobbinsytu (Adamczyk 2003).

Znany jest fakt wzrastającej odporności termicznej zeolitów:

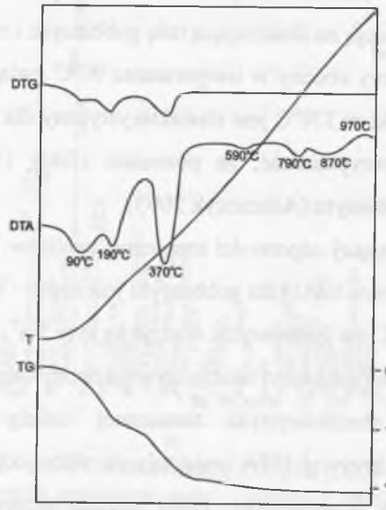
- ze wzrostem stosunku Si/Al (dla gobbinsytu jest niski – 1,66),
- obecności jonów $K^+$ (w gobbinsycie obecne są jony $Na^+$, $Ca^{2+}$ i sporadycznie $K^+$),
- szerokoporowatych (gobbinsyt należy do wąskoporowatych).

Wobec powyższej charakterystyki termicznej należy stwierdzić, że liczba obserwowanych efektów na krzywej DTA wskazuje na słabo odporny termicznie zeolit – gobbinsyt, współwystępujący z natrolitem. Efekt egzotermiczny w temperaturze 970°C związany jest z rekrystalizacją nowych faz, które rentgenograficznie zidentyfikowano jako nefelin i wollastonit (tab. 41). Wydaje się, że obecność wollastonitu dodatkowo przemawia za występowaniem gobbinsytu, bowiem zawiera on wapń konieczny do utworzenia wollastonitu.

Tabela 41

Linie dyfrakcyjne zeolitów oraz próbki uśrednionej zeolitów wygrzanej w tempearturze 1000°C. Objaśnienia: Go- gobbinsyt, Ga- garronit, N- natrolit, P- philipsyt, Ne- nefelin, Wo- wollastonit

| Nr próbki | | | | | | | | | | | | | Uśredniona próbka po wygrzewaniu w 1000°C | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| LG22 | | | LG26 | | | LG27 | | | LG28 | | | | | | |
| $d_{hkl}$ [Å] | I | Minerał | $d_{hkl}$ [Å] | I | Minerał | $d_{hkl}$ [Å] | I | Minerał | $d_{hkl}$ [Å] | I | Minerał | | $d_{hkl}$ [Å] | I | Minerał |
| 7,16 | 4 | P | 7,16 | 4 | Ga | 7,15 | 4 | Ga | 7,11 | 8 | Go | | 7,68 | 2 | Wo |
| 4,99 | 3 | P | 4,94 | 3 | Ga | 7,12 | 4 | Go | 4,41 | 4 | Go | | 4,96 | 2 | Ne |
| 4,29 | 3 | P | 4,11 | 8 | Ga | 6,57 | 3 | N | 4,12 | 7 | Go | | 4,50 | 3 | Wo |
| 4,12 | 4 | P | 3,21 | 10 | Ga | 5,90 | 4 | N | 3,20 | 10 | Go | | 4,33 | 6 | Ne |
| 3,28 | 6 | P | 3,13 | 7 | Ga | 5,04 | 3 | Go | 3,10 | 6 | Go | | 4,29 | 7 | Ne |
| 3,19 | 10 | P | 2,69 | 6 | Ga | 4,94 | 3 | Ga | 2,96 | 5 | Go | | 4,16 | 8 | Ne |
| 3,13 | 6 | P | 2,67 | 6 | Ga | 4,65 | 2 | N | 2,70 | 6 | Go | | 4,06 | 1 | Wo |
| 2,92 | 4 | P | 2,13 | 1 | Ga | 4,40 | 5 | Go | 2,20 | 3 | Go | | 3,84 | 9 | Wo |
| 2,90 | 2 | P | 1,770 | 1 | Ga | 4,12 | 5 | Go,Ga | | | | | 3,82 | 10 | Ne |
| 2,75 | 7 | P | | | | 4,09 | 4 | N | | | | | 3,32 | 3 | Wo |
| 2,69 | 8 | P | | | | 4,04 | 3 | Go | | | | | 3,25 | 7 | Ne |
| 2,66 | 5 | P | | | | 3,27 | 4 | N | | | | | 3,22 | 6 | Wo |
| 2,56 | 1 | P | | | | 3,21 | 8 | Ga | | | | | 3,17 | 2 | Ne |
| 2,53 | 1 | P | | | | 3,20 | 10 | N,Go | | | | | 3,16 | 1 | Wo |
| 2,34 | 1 | P | | | | 3,18 | 10 | N,Go | | | | | 3,04 | 1 | Ne |
| 2,24 | 1 | P | | | | 3,12 | 6 | Go,N | | | | | 2,99 | 7 | Ne |
| | | | | | | 2,88 | 5 | Ga | | | | | 2,98 | 10 | Wo |
| | | | | | | 2,85 | 6 | N | | | | | 2,87 | 8 | Ne |
| | | | | | | 2,76 | 3 | Go | | | | | 2,79 | 3 | Wo |
| | | | | | | 2,70 | 4 | Go,Ga | | | | | 2,57 | 1 | Ne,Wo |
| | | | | | | 2,38 | 2 | Go | | | | | 2,48 | 2 | Wo |
| | | | | | | 2,34 | 1 | Ga | | | | | 2,44 | 1 | Wo |




Rys. 79. Krzywe termiczne dla uśrednionej próbki zeolitu z nefelinitów Łysej Góry
Fig. 79. Thermal curves of the zeolite averaged sample from the nephelinites from the Łysa Góra site



Procentowy bilans wody związany z dehydratacją próbki wynika z obecności dwóch dominujących zeolitów. Całkowitą utratę wody natrolit wykazuje w temperaturze ok. 370°C, a ubytek masy związany z tym efektem, wg teoretycznych obliczeń, wynosi ok. 9,50%. W przypadku badanej uśrednionej próbki zeolitów z Łysej Góry ubytek masy związany z tym efektem wynosi 4,80%, należy zatem przypuszczać, że udział natrolitu w badanej próbce wynosi ok. 50%, pozostałe 50% to gobbinsyt. Całkowity ubytek masy związany z dehydratacją gobbinsytu w temperaturze 190°C wynosiłby zatem ok. 4,60%. Z kolei porównując ubytki mas związanych z wilgocią (efekt termiczny w temperaturze 90°C), który może wynosić dla czystego natrolitu ok. 2,00%, a dla badanej próbki 2,80%, należy stwierdzić, że obecność gobbinsytu w tej próbce zwiększa higroskopijne jej własności.

W literaturze podawane są następujące wzory chemiczne gobbinsytu:

- $Na_4(Ca,Mg,K)Al_6Si_{10}0_{32}\cdot 12H_2O$ (Gellens i in.1982),
- $Na_4CaAl_6Si_{10}O_{32}\cdot 12H_2O$ (Nawaz, Malone1982),
- $(Ca_{0,6}Na_{2,6}K_{2,2})(Si_{10}A_{l6}0_{32})\cdot 12H_2O$ (McCusker i in 1985),
- $Na_5[Al_5Si_{11}O_{32}]\cdot 11H_2O$ (Bolewski, Manecki 1993),
- $Na_4(Ca,Mg,K_2)[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$ (Gaines i in. 1997).

Procentowy udział wody wynikający z tych wzorów waha się w zakresie 15,61 – 16,12% wag., przy czym zaznaczają się tendencje do większej ilości wody w gobbinsycie zawierającym domieszkę potasu. Uwzględniając udział wody w natrolicie oraz oszacowany procentowy udział natrolitu i gobbinsytu w uśrednionej próbce zeolitów z nefelinitów Łysej Góry, sumaryczna – teoretyczna zawartość wody powinna wynosić 12,45 – 12,70% wag. Wartości te są niemal identyczne z całkowitym ubytkiem masy, odnotowanym na krzywej TG dla próbki uśrednionej (15,40%, w tym wilgoć 2,80%). A zatem wydaje się, że udział obu minerałów w próbce wynosi 1 : 1.

Analizując skład chemiczny zeolitów z żyłek (tab. 42) oraz uwzględniając przeliczenie udziału kationów na 32 atomy tlenu, można stwierdzić duże podobieństwo próbek 22-1, 26-2 i 28-4 do wyników otrzymanych dla gobbinsytu z trzeciorzędowych bazaltoidów Północnej Irlandii (Nawaz i in. 1982). Odmiennie natomiast przedstawia się analiza chemiczna próbki 29-6, choć składniki $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, CaO i $Na_2O$ dominują, to udziały kationów przeliczone na 32 atomy tlenu są odmienne, wskazując na inny minerał należący do grupy zeolitów. Morfologia kryształów tego minerału jest charakterystyczna dla pręcikowych przedstawicieli tej grupy.

Na podstawie analiz składu chemicznego ustalono wzór formalny gobbinsytu w przeliczeniu na 32 atomy tlenu: $Na_{5,3\text{-}4,1}Ca_{0,0\text{-}0,9}[Al_{5,7\text{-}6,3}Si_{10,1\text{-}9,8}O_{32}]\cdot nH_2O$.

Tabela 42

Skład chemiczny gobbinsytu (bez wody) z żyłek nefelinitów Łysej Góry (% wag.)

| Składnik chemiczny | Zeolity z żyłek (numer próbki) | | | | | | Gobbinsyt* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 22-1 | 26-2 | 27-3 | 28-4 | 28-5 | 29-6 | dane z 3 analiz | udział bez zawartości wody |
| $SiO_2$ | 57,52 | 56,39 | 55,46 | 55,25 | 54,50 | 63,89 | 52,17 – 49,21 | 57,26 – 61,81 |
| $Al_2O_3$ | 27,27 | 27,84 | 28,27 | 29,64 | 30,04 | 26,97 | 23,64 – 20,52 | 24,31 – 27,51 |
| MgO | - | - | - | - | - | - | 0,00 – 1,00 | 0,00 – 1,16 |
| CaO | 0,00 | 1,44 | 2,19 | 2,23 | 3,82 | 3,43 | 0,66 – 1,58 | 0,78 – 1,84 |
| $Na_2O$ | 15,21 | 14,33 | 14,08 | 12,88 | 11,64 | 5,71 | 9,85 – 10,71 | 11,46 – 12,69 |
| $K_2O$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 – 0,98 | 0,00 – 1,16 |
| $H_2O$ | - | - | - | - | - | - | 13,55 – 15,29 | |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | | |
| W przeliczeniu na 32 atomy tlenu | | | | | | | | |
| Si | 10,3 | 10,1 | 10,0 | 9,9 | 9,8 | 11,1 | | 10 |
| Al | 5,7 | 5,9 | 6,0 | 6,3 | 6,4 | 5,5 | | 6 |
| Ca | 0,0 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,7 | 0,6 | | 1 |
| Na | 5,3 | 5,0 | 4,9 | 4,5 | 4,1 | 1,9 | | 4 |
| O | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | 32,0 | | 32 |

*Nawaz i in. (1982)

Równocześnie ustalono wzór chemiczny nowego minerału należącego prawdopodobnie do grupy zeolitów, współwystępującego z pozostałymi zeolitami:

$$Na_{1,9}Ca_{0,6}[Al_{11,1}Si_{5,5}O_{32}] \cdot nH_2O.$$

Należy przypuszczać, że niezinterpretowane linie na dyfraktogramie próbki uśrednionej mogą pochodzić od tej fazy, która wykształcona jest w postaci pręcikowych kryształów.

Skład chemiczny badanych zeolitów w bazaltoidach z Przedgórza Rębiszowskiego jest silnie zróżnicowany w poszczególnych formach ich występowania. Zeolity pochodzące z żyłek są sodowo-wapniowe (tab. 42), podczas gdy zeolity wchodzące w skład tła skalnego są sodowo-potasowe (tab. 43). Te ostatnie odpowiadają chemicznie philipsytowi, co potwierdzono metodą dyfrakcji rentgenowskiej. Skład zespołu zeolitów tła skalnego uzupełnia analcym, zidentyfikowany na dyfraktogramach wielu próbek bazaltoidów. Obecny jest także mordenit stwierdzony w nefelinitach Starego Łomu i skałach piroklastycznych. Stwierdzono także występowanie harmotomu w skałach podłoża na kontakcie z nefelinitem Łysej Góry.

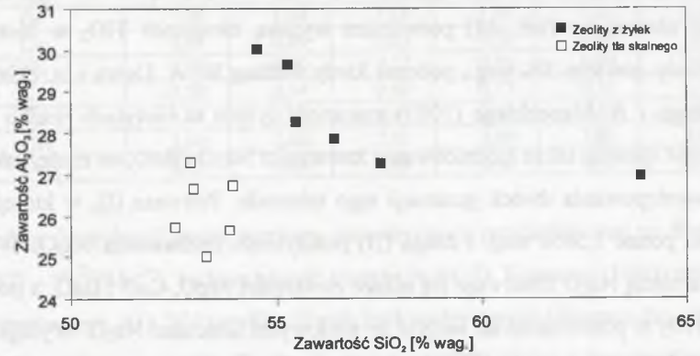
Zróżnicowanie podstawowych składników chemicznych ($SiO_2$ i $Al_2O_3$) w zależności od formy występowania zeolitu (rys. 80) wskazuje, że pod względem zawartości głównych składników chemicznych zespół zeolitów pochodzący z żyłek jest bardziej zróżnicowany chemicznie w porównaniu do zespołu zeolitów z tła skalnego.



Tabela 43

Skład chemiczny minerałów z grupy zeolitów (bez wody) pochodzących z tła skalnego nefelinitów Łysej Góry (% wag.)

| Składnik chemiczny | Zeolity tła skalnego (numer próbki bazaltoidu) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | LG1 | LG1 | LG2 | LG5 | LG12 | LG25 |
| $SiO_2$ | 52,51 | 53,92 | 52,89 | 53,28 | 52,96 | 53,83 |
| $Al_2O_3$ | 25,72 | 26,73 | 27,31 | 25,00 | 26,65 | 25,66 |
| CaO | 1,42 | 1,78 | 0,92 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Na_2O$ | 13,69 | 12,19 | 14,15 | 6,04 | 6,96 | 7,29 |
| $K_2O$ | 4,79 | 5,38 | 4,18 | 15,68 | 13,44 | 13,22 |
| $Fe_2O_3$ | 1,87 | - | 0,55 | - | - | - |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| W przeliczeniu na 16 atomów tlenu | | | | | | |
| Si | 4,9 | 5,0 | 4,9 | 5,1 | 5,0 | 5,1 |
| Al | 2,8 | 2,9 | 3,0 | 2,8 | 3,0 | 2,9 |
| Ca | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Na | 2,5 | 2,2 | 2,5 | 1,1 | 1,3 | 1,4 |
| K | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 1,9 | 1,6 | 1,6 |
| Fe | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Suma | 11,1 | 10,9 | 11,1 | 11,0 | 10,9 | 11,0 |




Rys. 80. Zróżnicowanie zawartości $SiO_2$ od udziału $Al_2O_3$ w zależności od formy występowania zeolitów
Fig. 80. Variations in $SiO_2$ and $Al_2O_3$ contentss in different forms of zeolite occurence

Osobliwością mineralogiczną jest występowanie w bazaltoidach gobbinsytu, który jest rzadko spotykanym zeolitem w przyrodzie, a w Polsce został stwierdzony po raz pierwszy (Adamczyk 2003).

Na podstawie przeprowadzonej identyfikacji zeolitów w tle skalnym i żyłkach przecinających bazaltoidy należy stwierdzić, iż krystalizacja tej grupy minerałów przebiegała prawdopodobnie w wyniku dyferencjacji geochemicznej roztworów pomagmowych. Charakterystyczna bowiem jest obecność w tle skalnym tylko jednego zeolitu zawierającego potas – philipsytu, podczas gdy w żyłkach dominują zeolity sodowo-wapniowe, przy niewielkim udziale philipsytu. Tworzące się zeolitowy w szczelinach kontrakcji termicznej powstawały zatem z roztworów bogatych w sód i wapń.

Podsumowując, należy stwierdzić, iż w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego obecne są dwa zespoły zeolitów:

- zeolity tła skalnego – analcym, philipsyt i mordenit,
- zeolity żyłek – gobbinsyt, natrolit, gismondyt, thomsonit, philipsyt i garronit.

Lokalnie w skałach podłoża obecny jest także harmotom.

### 8.3.6. Biotyt

Blaszki biotytu osiągają wielkość do 0,07 mm. Zwykle gromadzą się wokół minerałów nieprzeźroczystych. Lokalnie granice blaszek tego minerału nie zaznaczają się wyraźnie, przechodząc w tło skalne. Mikroskopowo biotyt posiada brunatne zabarwienie, co przemawia za wysoką zawartością tytanu. Brak jego przebarwień w kierunku zielonkawym może wskazywać na temperaturę roztworów hydrotermalnych (z których krystalizowały m.in. zeolity) poniżej 300°C. Zauważono, że większe blaszki biotytu w jednym z bazaltoidów tworzących skałki (próbka SK-50) ulegają korozji nefelinowej (rozpuszczanie biotytu).

Skład chemiczny (tab. 44) potwierdza wysoką zawartość $TiO_2$ w biotycie, która wynosi niekiedy powyżej 5% wag., podczas kiedy według W. A. Deera i in. (1962), a także A. Bolewskiego i A. Maneckiego (1993) zawartość tytanu w biotytach rzadko przekracza 5% wag. Biotyt ujawnia także zróżnicowanie zawartości $Na_2O$ i BaO, co może wskazywać na możliwość występowania dwóch generacji tego minerału. Pierwsza (I), w której zawartość $Na_2O$ wynosi ponad 1,50% wag. i druga (II) praktycznie pozbawiona $Na_2O$. W biotycie z wyższą zawartością $Na_2O$ obserwuje się niższe zawartości MgO, CaO i BaO, a podwyższone zawartości $TiO_2$ w porównaniu do biotytu ze śladowymi ilościami $Na_2O$. Wydaje się zatem, że I generacja biotytu mogła tworzyć się w końcowym etapie krystalizacji z magmy (ubogiej w Na po wykrystalizowaniu nefelinu), a II generacja w procesach pomagmowych, w trakcie oddziaływania roztworów hydrotermalnych zasobnych w Na, Ca i Ba. Empiryczne formuły tych generacji biotytu są następujące:

- I genęracja biotytu – etap krystalizacji magmy

$$(K_{0,77-0,80}Na_{0,22-0,39}Ca_{0,00-0,03})(Mg_{0,85-0,91}Fe^{2+}_{1,18-1,21}Fe^{3+}_{0,05-0,06}Ti_{0,32-0,38}Al^{VI}_{0,11-0,20})(Si_{2,74-2,77}Al^{IV}_{1,23-1,26}O_{11})(OH)_2,$$

- II generacja biotytu – etap procesów pomagmowych

$$(K_{0,74-0,78}Ca_{0,08-0,09}Ba_{0,02-0,03})(Mg_{1,04-1,20}Fe^{2+}_{1,01-1,14}Fe^{3+}_{0,14-0,36}Ti_{0,20-0,30}Al^{VI}_{0,08-0,16})(Si_{2,72-2,78}Al^{IV}_{1,22-1,28}O_{11})(OH)_2.$$



Tabela 44

Skład chemiczny biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.). Objaśnienia: *- całkowite Fe przeliczone na FeO, #Mg=Mg/(Mg+Fe)

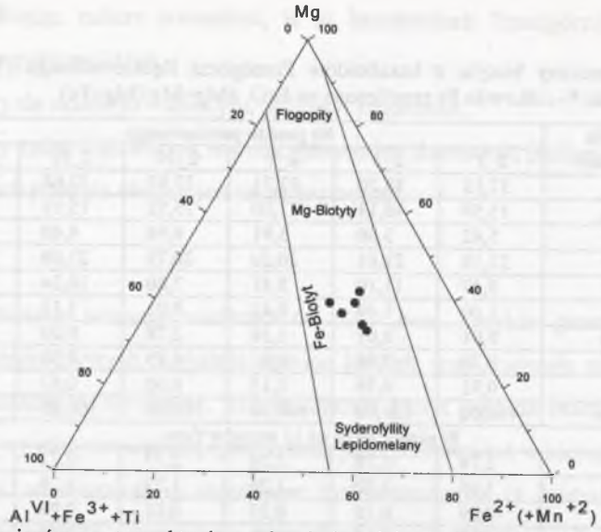
| Składnik chemiczny | Nr punktu pomiarowego | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 2 1 | 2 3 | 2 7 | 2 10 | 2 31 | 2 32 |
| $SiO_2$ | 37,15 | 38,20 | 37,71 | 37,97 | 37,68 | 37,26 |
| $Al_2O_3$ | 15,59 | 16,13 | 17,00 | 15,52 | 15,95 | 16,13 |
| $TiO_2$ | 5,42 | 3,66 | 5,91 | 6,94 | 4,40 | 4,68 |
| FeO* | 22,19 | 21,01 | 20,20 | 20,73 | 21,69 | 21,74 |
| MgO | 9,47 | 11,10 | 8,41 | 7,80 | 10,24 | 10,12 |
| CaO | 1,00 | 1,19 | 0,42 | 0,01 | 1,13 | 1,09 |
| $Na_2O$ | 0,01 | 0,01 | 1,58 | 2,78 | 0,00 | 0,00 |
| $K_2O$ | 8,26 | 7,94 | 8,62 | 8,25 | 8,08 | 8,12 |
| BaO | 0,91 | 0,76 | 0,15 | 0,00 | 0,83 | 0,86 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| W przeliczeniu na 11 atomów tlenu | | | | | | |
| Si | 2,74 | 2,78 | 2,74 | 2,77 | 2,72 | 2,77 |
| $Al^{IV}$ | 1,26 | 1,22 | 1,26 | 1,23 | 1,28 | 1,23 |
| $Al^{VI}$ | 0,09 | 0,16 | 0,20 | 0,11 | 0,08 | 0,16 |
| $Fe^{3+}$ | 0,28 | 0,14 | 0,05 | 0,06 | 0,36 | 0,15 |
| Ti | 0,30 | 0,20 | 0,32 | 0,38 | 0,28 | 0,26 |
| Mg | 1,04 | 1,20 | 0,91 | 0,85 | 1,12 | 1,10 |
| $Fe^{2+}$ | 1,08 | 1,14 | 1,18 | 1,21 | 1,01 | 1,13 |
| Ca | 0,08 | 0,09 | 0,03 | 0,00 | 0,08 | 0,09 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,22 | 0,39 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,78 | 0,74 | 0,80 | 0,77 | 0,76 | 0,76 |
| Ba | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 |
| OH | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 |
| #Mg | 0,43 | 0,48 | 0,43 | 0,40 | 0,45 | 0,46 |

Według dystrybucji jonów warstwy oktaedrycznej, przedstawionej na diagramie Mg – $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ – $Fe^{2+}(Mn^{2+})$, badane blaszki biotytu za M. D. Fosterem (1960) należy zaliczyć do Fe – biotytów (rys. 81). W klasyfikacji mik trioktaedrycznych (diagram $Fe_{tot}+Mn+Ti$ – Mg – Li, rys. 82), podanej przez G. Tischendorfa i in. (1997) biotyt z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego również należy uznać za Fe – biotyty. Jednakże poza przedstawionym zróżnicowaniem chemicznym badanych blaszek biotytu zauważa się wyraźniejsze zależności, gdy porówna się zawartości składników chemicznych do udziału BaO (rys. 83). Dla I generacji biotytu zależności nie są tak wyraźne z uwagi na oznaczenia wykonane tylko dla dwóch kryształów. Natomiast w przypadku II generacji biotytu wraz ze wzrostem zawartości BaO spada udział $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, CaO, a wzrasta udział FeO, $K_2O$ i $TiO_2$.

Znane powszechnie klasyfikacje chemiczne biotytów przeprowadzone na podstawie:

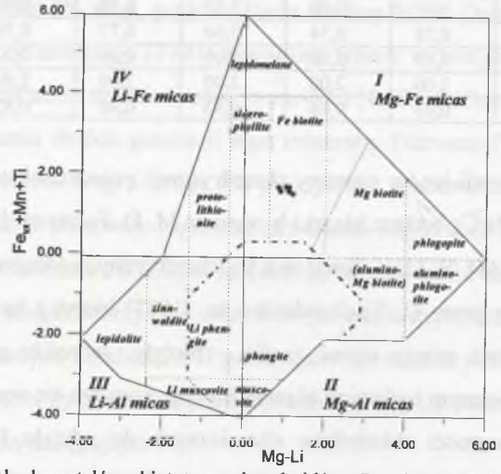
- proporcji pomiędzy Fe i Mg z uwzględnieniem $Al^{IV}$ w układzie $Al^{IV}$ – Fe/Fe+Mg (rys. 84),
- składu chemicznego w układzie Mg – $Fe_{total}$ – Al (rys. 85)

wskazują, że badane blaszki biotytu należą do syderofyllitów.




Rys. 81. Dystrybucja jonów warstwy oktaedrycznej w badanych kryształach biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie M. D. Fostera (1960)

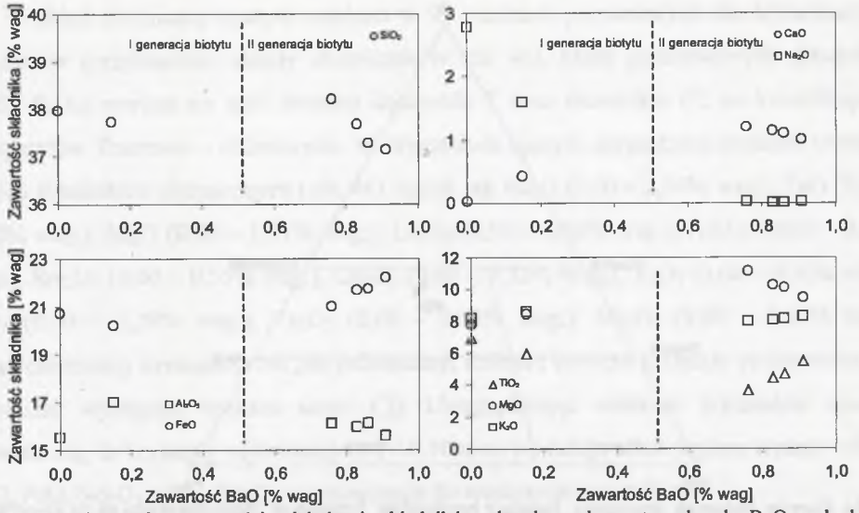
Fig. 81. Distribution of octahedron layer ions in the investigated biotite crystals from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the M. D. Foster's diagram (1960)




Rys. 82. Pozycja badanych kryształów biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie klasyfikacji mik trioktaedrycznych (Tischendorf i in. 1997)

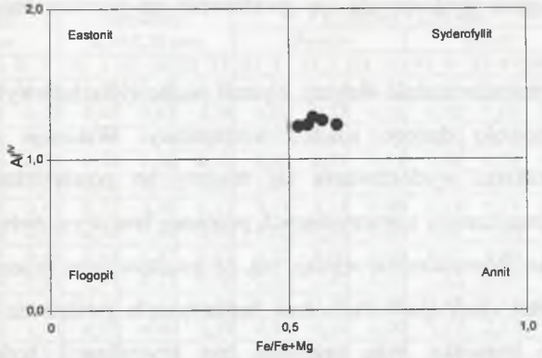
Fig. 82. Positioning of the investigated biotite crystals from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, on the trioctadedral micas classification diagram (Tischendorf et al. 1997)






Rys. 83. Zróżnicowanie zawartości niektórych składników chemicznych w stosunku do BaO w badanych kryształach biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

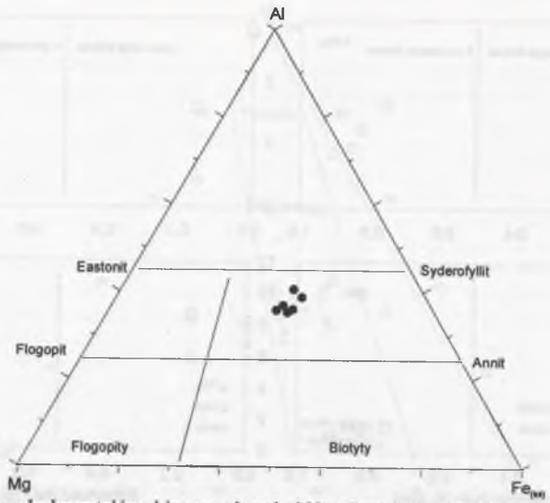
Fig. 83. Variable contentss of certain chemical components in relation to BaO in biotite crystals from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 84. Pozycja klasyfikacyjna biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie Fe/Fe+Mg – $Al^{IV}$

Fig. 84. Classification of the biotite from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region in Fe/Fe+Mg – $Al_{IV}$setting

Z analiz chemicznych obliczono wartość #Mg, która wynosi poniżej 0,66. Wskazuje to na krystalizację biotytu z bardziej rozwiniętej Ca – alkalicznej magmy (Yavuz i in. 2002). Biotyty zawierające Ba i podwyższone koncentracje Ti występują zwykle w magmach szeregu alkalicznego lub peralkalicznego (Mansker i in. 1979). Jak wskazują badania (Foley 1989), wyższa zawartość Ti podyktowana jest m.in. wyższą temperaturą jego krystalizacji, spadkiem ciśnienia i obniżeniem zawartości wody w systemie. Wydaje się, że takie warunki spełniała lawa, z której kształtowały się bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego. Można zatem




Rys. 85. Pozycja badanych kryształów biotytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego na tle klasyfikacji chemicznej biotytów

Fig. 85. Positioning of the biotite from the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region in the chemical classification of biotites

wnioskować, że magma wydostawała się gwałtownie na powierzchnię, co powodowało spadek ciśnienia.

Gwałtowne przemieszczenie magmy z partii podpowierzchniowych na powierzchnię terenu nie spowodowało dużego spadku temperatury. Wskazuje to na możliwość ekstruzywnego charakteru wydostawania się magmy na powierzchnię. Potwierdza to obecność skał piroklastycznych towarzyszących potokom lawowym nefelinitów Łysej Góry i bazanitów Kłopotna. Równocześnie wydaje się, że gwałtownemu przemieszczeniu magmy na powierzchnię terenu, obok spadku ciśnienia, towarzyszyło gwałtowne odgazowanie lawy. Konsekwencją tego zjawiska było przejście, po krystalizacji końcowej składników mineralnych z lawy, do etapu hydrotermalnego z pominięciem pneumatolitycznego.

### 8.3.7. Apatyt

Apatyt tworzy automorficzne słupki lub pręciki, rzadziej przyjmuje formę szkieletową, która wskazuje na szybką krystalizację. Wielkość kryształów waha się od 0,05 do 0,30 mm, a nawet do 2 mm długości (pręciki w dolerytach nefelinowych). Wykazują one charakterystyczną łupliwość i poprzeczną oddzielność słupów. Występują w cieście skalnym, w strefach bazaltoidu o strukturze poikilitowej i na tle nefelinowego tła skalnego. Niekiedy tworzą wrostki w augicie. Ze względu na wielkość wyróżniono trzy klasy kryształów: małe (poniżej 0,30 mm), średnie (0,30 – 1,50 mm) i duże (powyżej 1,50 mm).



Skład chemiczny apatytu ustalono w 99 punktach pomiarowych dla kilkudziesięciu kryształów (przykładowe składy chemiczne w tab. 45). Obok podstawowych składników ($CaO$, $P_2O_5$) zawiera na ogół znaczne domieszki F oraz niewielkie Cl, co kwalifikuje go do apatytów fluorowo – chlorowych. W kryształach apatytu stwierdzono ponadto obecność innych składników chemicznych (tab. 46), takich jak $Na_2O$ (0,00 – 2,74% wag.), FeO (0,00 – 1,52% wag.), MgO (0,00 – 1,31% wag.), $La_2O_3$ (0,00 – 0,66% wag.), $Nd_2O_3$ (0,00 – 0,69% wag.), $Sm_2O_3$ (0,00 – 0,55% wag.), $Gd_2O_3$ (0,00 – 0,53% wag.), $Y_2O_3$ (0,00 – 8,30% wag.), $SiO_2$ (0,00 – 5,29% wag.), $Ta_2O_5$ (0,00 – 0,82% wag.), $Nb_2O_5$ (0,00 – 1,46% wag.). Skład chemiczny kryształów nie jest jednorodny, niektóre bowiem kryształy pozbawione są F (wówczas występują większe ilości Cl). Uwzględniając wielkość kryształów apatytu, zauważa się, że kryształy najdrobniejsze (< 0,30 mm) posiadają nieco wyższe średnie udziały CaO, FeO, $Nd_2O_3$, $SiO_2$, $Ta_2O_5$ w porównaniu do większych kryształów.

Tabela 45

Przykładowe składy chemiczne kryształów apatytu z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (% wag.)

| Składnik chemiczny | Kryształy <0,30 mm | | | Kryształy 0,30-1,50 mm | | | Kryształy >1,50 mm | | | | | | Wrostki apatytu w augicie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | | | | |
| | 41 2 | 53 8 | K 2 | 41 3 | 41 16 | 52 13 | 41 7 | 53 3 | 33 16 | 41 6 | 53 4 | 54 5 | 53 14 | 53 17 | 53 7 |
| CaO | 50,82 | 52,46 | 54,48 | 51,80 | 53,42 | 52,30 | 51,04 | 54,34 | 52,35 | 51,66 | 52,71 | 53,13 | 51,63 | 53,63 | 50,74 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 0,27 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,29 | 0,00 | 0,27 | 0,00 | 0,00 | 1,02 | 0,00 | 1,48 | 0,20 | 0,31 |
| FeO | 0,00 | 0,70 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,75 | 0,00 | 0,41 | 0,13 | 0,00 | 0,57 | 0,00 | 1,06 | 0,81 | 0,42 |
| MgO | 0,00 | 0,38 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,52 | 0,00 | 0,21 | 0,11 | 0,00 | 0,29 | 0,00 | 0,29 | 0,98 | 0,67 |
| $La_2O_3$ | 0,50 | 0,22 | 0,12 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,28 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,15 | 0,00 | 0,00 |
| $Nd_2O_3$ | 0,26 | 0,13 | 0,15 | 0,22 | 0,00 | 0,11 | 0,11 | 0,14 | 0,00 | 0,43 | 0,21 | 0,00 | 0,27 | 0,00 | 0,09 |
| $Sm_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Gd_2O_3$ | 0,37 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,21 | 0,07 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| $Y_2O_3$ | 1,90 | 1,44 | 0,35 | 1,99 | 0,73 | 2,26 | 2,20 | 1,42 | 0,30 | 1,42 | 1,80 | 0,00 | 2,09 | 1,42 | 1,60 |
| $P_2O_5$ | 38,71 | 37,61 | 39,30 | 39,57 | 40,38 | 39,26 | 39,59 | 41,33 | 40,09 | 38,68 | 39,88 | 40,33 | 38,45 | 37,15 | 37,72 |
| $SiO_2$ | 0,79 | 3,28 | 1,90 | 0,62 | 0,48 | 2,29 | 0,34 | 1,18 | 0,00 | 1,17 | 2,52 | 0,00 | 3,97 | 4,99 | 2,46 |
| Cl | 0,61 | 0,78 | 0,51 | 0,61 | 0,58 | 0,73 | 0,62 | 0,71 | 0,71 | 0,67 | 0,85 | 1,45 | 0,62 | 0,81 | 0,68 |
| F | 5,52 | 2,74 | 3,11 | 4,86 | 4,20 | 1,42 | 5,35 | 0,00 | 6,26 | 5,43 | 0,14 | 4,93 | 0,00 | 0,00 | 5,31 |
| Suma | 99,50 | 100,00 | 99,95 | 99,81 | 100,00 | 100,00 | 99,57 | 100,00 | 99,94 | 99,53 | 100,00 | 99,84 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| W przeliczeniu na 26 (O, F, Cl, OH), 16 kationów | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | 9,74 | 9,58 | 9,95 | 9,78 | 9,91 | 9,46 | 9,74 | 9,67 | 9,92 | 9,82 | 9,35 | 10,00 | 9,10 | 9,46 | 9,50 |
| Na | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,33 | 0,00 | 0,47 | 0,06 | 0,11 |
| Fe | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,15 | 0,11 | 0,06 |
| Mg | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,07 | 0,24 | 0,17 |
| La | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Nd | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 |
| Sm | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Gd | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Y | 0,18 | 0,13 | 0,03 | 0,19 | 0,07 | 0,20 | 0,21 | 0,13 | 0,03 | 0,13 | 0,16 | 0,00 | 0,18 | 0,12 | 0,15 |
| P | 5,86 | 5,43 | 5,67 | 5,90 | 5,92 | 5,61 | 5,97 | 5,81 | 6,00 | 5,81 | 5,59 | 6,00 | 5,35 | 5,18 | 5,58 |
| Si | 0,14 | 0,56 | 0,32 | 0,11 | 0,08 | 0,39 | 0,06 | 0,20 | 0,00 | 0,21 | 0,42 | 0,00 | 0,65 | 0,82 | 0,43 |
| Suma | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 | 16,00 |
| (O,F,Cl,OH) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |

W najdrobniejszych kryształach stwierdzono obecność $Sm_2O_3$. W kryształach o wielkości 0,30 – 1,50 mm występują podwyższone średnie koncentracje $Gd_2O_3$ i $Y_2O_3$, a w największych kryształach (>1,50 mm) $Na_2O$, MgO, F i $Nb_2O_3$. Zauważa się także, że kryształy >1,50 mm również nie są jednorodne w obrębie jednego ziarna. Zwykle rdzeń kryształu zawiera wyższe średnie zawartości $Na_2O$ i FeO, podczas gdy pozostałe składniki chemiczne wykazują wyższe koncentracje na obrzeżu (tab. 46, rys. 86). Apatyt tworzący wrostki w augicie występuje bardzo rzadko, a jego skład chemiczny wyraźnie jest odmienny od pozostałych kryształów. Obserwuje się w nim najwyższe średnie udziały $Na_2O$ (0,48% wag.), FeO (0,75% wag.), MgO (0,83% wag.), $Nd_2O_3$ (0,15% wag.), $Y_2O_3$ (1,72% wag.), $SiO_2$ (4,24% wag.) (tab. 46, rys. 86). Zauważa się również zróżnicowanie chemiczne kryształów apatytu, niezależnie od ich wielkości, wśród odmian bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (tab. 47). Dotyczy to zarówno składników głównych (rys. 87a), jak i występujących w mniejszych ilościach. Nefelinity jednego z wystąpień skałkowych (SK40 i SK54) i Łysej Góry praktycznie pozbawione są $Y_2O_3$ i REE (rys. 87b), a nefelinity Łysej Góry dodatkowo F. Apatyty nefelinitów i dolerytów nefelinowych zawierają domieszki $Na_2O$, FeO, MgO i $Ta_2O_5$, podczas gdy w apatytach bazanitów składniki te nie występują, Apatyt bazanitów zawiera domieszki $Sm_2O_3$, nefelinitów zaś $Gd_2O_3$ (tab. 47). Występujący w dolerytach nefelinowych apatyt jest pozbawiony $La_2O_3$, $Nd_2O_3$ i $Nb_2O_5$, które obecne są w apatytach nefelinitów i bazanitów.

Jak wskazują badania (Harlov i in. 2002), apatyt ulegający metasomatozie zawiera mniej Fe, Na, Si oraz Y i REE w porównaniu do pierwotnego. Można zatem przypuszczać, że wrostki apatytu w augicie stanowią pierwotny apatyt. Oddziaływanie roztworów hydrotermalnych mogło spowodować metasomatyczne przeobrażenia apatytu pierwotnego, powodując odprowadzenie lub całkowite usunięcie niektórych składników chemicznych.

Przeprowadzone badania mikroskopowe i składu chemicznego kryształów apatytu w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego dowodzą, iż tworzy on dwie generacje:

- pierwotną – występującą w niewielkich ilościach, krystalizującą z magmy m.in. z augitem,
- wtórną – powstałą w wyniku metasomatozy generacji pierwotnej oraz krystalizacji z roztworów hydrotermalnych, zasobnych w fosfor.

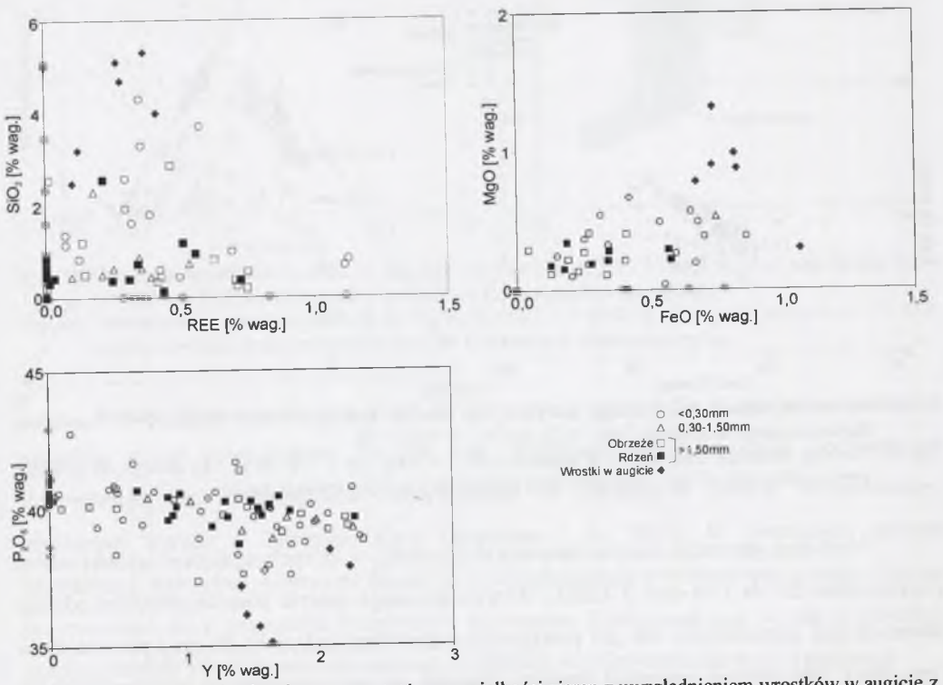
Odróżnienie tych generacji od siebie jest możliwe na podstawie obliczonych udziałów atomowych pierwiastków we wzorze chemicznym apatytu (a.p.f.u.) (tab. 48).



Tabela 46

Zróżnicowanie składu chemicznego apatytu wg wielkości jego kryształów w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego (w % wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Kryształy <0,30 mm | | | Kryształy 0,30-1,50 mm | | | Kryształy >1,50 mm | | | | | | Wrostki w augicie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Obrzeże | | | Rdzeń | | | | | |
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| CaO | 49,62 | 56,71 | 53,04 | 51,04 | 53,42 | 52,27 | 50,39 | 54,34 | 52,19 | 47,66 | 54,04 | 52,22 | 49,84 | 53,63 | 51,60 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 2,00 | 0,11 | 0,00 | 0,29 | 0,04 | 0,00 | 0,31 | 0,05 | 0,00 | 2,74 | 0,19 | 0,00 | 1,48 | 0,48 |
| FeO | 0,00 | 1,52 | 0,23 | 0,00 | 0,75 | 0,09 | 0,00 | 0,41 | 0,12 | 0,00 | 0,58 | 0,15 | 0,42 | 1,06 | 0,75 |
| MgO | 0,00 | 0,56 | 0,10 | 0,00 | 0,52 | 0,07 | 0,00 | 0,41 | 0,11 | 0,00 | 0,34 | 0,09 | 0,29 | 1,31 | 0,83 |
| $La_2O_3$ | 0,00 | 0,66 | 0,07 | 0,00 | 0,20 | 0,06 | 0,00 | 0,44 | 0,07 | 0,00 | 0,06 | 0,003 | 0,00 | 0,15 | 0,05 |
| $Nd_2O_3$ | 0,00 | 0,69 | 0,13 | 0,00 | 0,29 | 0,11 | 0,00 | 0,50 | 0,09 | 0,00 | 0,43 | 0,08 | 0,00 | 0,37 | 0,15 |
| $Sm_2O_3$ | 0,00 | 0,55 | 0,03 | | | | | | | | | | | | |
| $Gd_2O_3$ | 0,00 | 0,37 | 0,04 | 0,02 | 0,35 | 0,13 | 0,00 | 0,31 | 0,07 | 0,00 | 0,53 | 0,08 | 0,00 | 0,12 | 0,02 |
| $Y_2O_3$ | 0,00 | 8,30 | 1,04 | 0,73 | 2,26 | 1,57 | 0,00 | 2,35 | 1,21 | 0,00 | 2,28 | 1,13 | 1,42 | 2,24 | 1,72 |
| $P_2O_5$ | 37,55 | 42,88 | 39,96 | 38,88 | 40,38 | 39,65 | 37,34 | 41,33 | 39,84 | 38,68 | 40,96 | 40,01 | 35,13 | 38,45 | 36,87 |
| $SiO_2$ | 0,00 | 5,06 | 0,99 | 0,44 | 2,29 | 0,81 | 0,00 | 2,84 | 0,52 | 0,00 | 2,52 | 0,52 | 2,46 | 5,29 | 4,24 |
| Cl | 0,25 | 1,19 | 0,68 | 0,34 | 0,73 | 0,55 | 0,36 | 1,35 | 0,67 | 0,42 | 1,45 | 0,68 | 0,49 | 0,81 | 0,68 |
| F | 0,00 | 7,37 | 3,17 | 1,42 | 7,22 | 4,60 | 0,00 | 6,26 | 4,87 | 0,14 | 7,06 | 4,73 | 0,00 | 5,31 | 2,61 |
| $Ta_2O_5$ | 0,00 | 0,82 | 0,09 | | | | 0,00 | 0,31 | 0,06 | 0,00 | 0,38 | 0,07 | | | |
| $Nb_2O_5$ | 0,00 | 0,50 | 0,02 | 0,00 | 0,33 | 0,07 | 0,00 | 1,46 | 0,12 | 0,00 | 0,30 | 0,03 | | | |
| Liczba analiz | 45 | | | 8 | | | 19 | | | 20 | | | 7 | | |



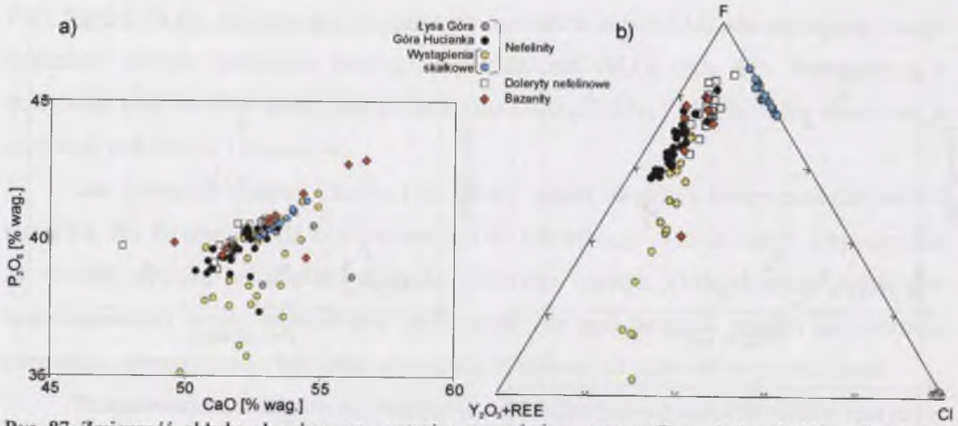

Rys. 86. Zmienność składu chemicznego apatytów wg wielkości ziaren z uwzględnieniem wrostków w augicie z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie $SiO_2$ – REE, MgO – FeO i $P_2O_5$ – Y

Fig. 86. Variable chemical composition of apatites in $SiO_2$ – REE, MgO – FeO and $P_2O_5$ – Y settings, as a function of grain size, comprising inclusions in augite, in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Tabela 47

Zróżnicowanie składu chemicznego apatytu wg odmian bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (w % wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Nefelinity | | | Doleryty nefelinowe | | | Bazanity | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| CaO | 49,84 | 56,17 | 52,63 | 47,66 | 52,96 | 51,76 | 49,62 | 56,71 | 53,37 |
| $Na_2O$ | 0,00 | 2,00 | 0,14 | 0,00 | 2,74 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 0,00 | 1,52 | 0,24 | 0,04 | 0,41 | 0,24 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,00 | 1,31 | 0,15 | 0,00 | 0,41 | 0,22 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $La_2O_3$ | 0,00 | 0,66 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,30 | 0,13 |
| $Nd_2O_3$ | 0,00 | 0,50 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,69 | 0,23 |
| $Sm_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,55 | 0,12 |
| $Gd_2O_3$ | 0,00 | 0,53 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Y_2O_3$ | 0,00 | 2,35 | 1,21 | 0,30 | 1,88 | 1,08 | 0,00 | 8,30 | 1,21 |
| $P_2O_5$ | 35,13 | 41,64 | 39,50 | 38,87 | 40,73 | 39,94 | 39,30 | 42,88 | 40,75 |
| $SiO_2$ | 0,00 | 5,29 | 1,29 | 0,00 | 0,93 | 0,38 | 0,00 | 1,90 | 0,29 |
| Cl | 0,34 | 1,45 | 0,71 | 0,36 | 0,82 | 0,63 | 0,25 | 0,68 | 0,43 |
| F | 0,00 | 7,22 | 3,56 | 4,11 | 7,07 | 5,44 | 0,00 | 7,37 | 3,46 |
| $Ta_2O_5$ | 0,00 | 0,49 | 0,06 | 0,00 | 0,82 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Nb_2O_5$ | 0,00 | 1,46 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,01 |
| Liczba analiz | 71 | | | 18 | | | 10 | | |




Rys. 87. Zmienność składu chemicznego apatytów wg odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego w układzie CaO – $P_2O_5$ oraz F – Y+REE – Cl

Fig. 87. Variable chemical composition of apatites in CaO – $P_2O_5$ and F – Y+REE – Cl settings, in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

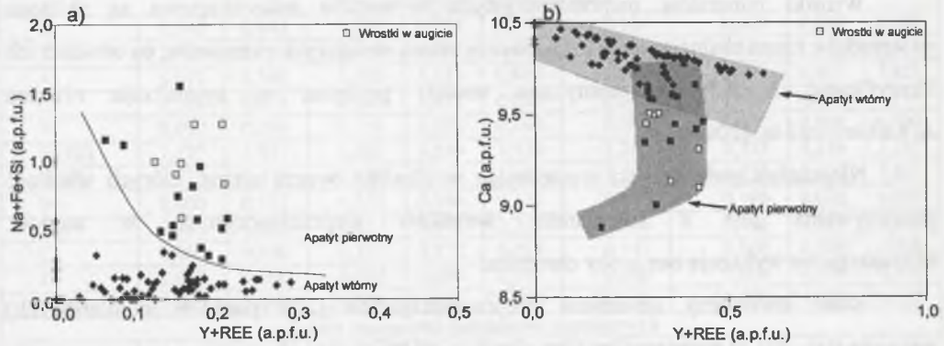
Pierwotną generację apatytu stanowią te kryształy, w których występuje wysoki udział równocześnie Si, Na i Fe oraz Y i REE. Wtórna generacja apatytu posiada obniżone udziały atomowe tych pierwiastków lub jest praktycznie pozbawiona jednej z tych grup pierwiastków (rys. 88a). We wtórnej generacji apatytu zauważa się także możliwość podstawienia Ca atomami Y i REE, za czym przemawia negatywna korelacja pomiędzy nimi (rys. 88b).



Tabela 48

Zróżnicowanie udziałów atomowych pierwiastków we wzorze chemicznym kryształów apatytu pierwotnego i wtórnego (w przeliczeniu na 26 (O, F, Cl, OH) pochodzącego z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (a.p.f.u.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Apatyt wtórny | | | Apatyt pierwotny | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| CaO | 9,194 | 10,016 | 9,849 | 8,878 | 9,859 | 9,446 |
| $Na_2O$ | 0,000 | 0,103 | 0,006 | 0,000 | 0,923 | 0,182 |
| FeO | 0,000 | 0,113 | 0,014 | 0,000 | 0,213 | 0,088 |
| MgO | 0,000 | 0,106 | 0,015 | 0,000 | 0,335 | 0,122 |
| $La_2O_3$ | 0,000 | 0,043 | 0,004 | 0,000 | 0,014 | 0,002 |
| $Nd_2O_3$ | 0,000 | 0,043 | 0,006 | 0,000 | 0,030 | 0,009 |
| $Sm_2O_3$ | 0,000 | 0,034 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| $Gd_2O_3$ | 0,000 | 0,031 | 0,004 | 0,000 | 0,014 | 0,003 |
| $Y_2O_3$ | 0,000 | 0,764 | 0,098 | 0,043 | 0,203 | 0,150 |
| $P_2O_5$ | 5,429 | 6,009 | 5,929 | 5,086 | 5,847 | 5,481 |
| $SiO_2$ | 0,000 | 0,575 | 0,075 | 0,144 | 0,905 | 0,519 |
| Liczba Kationów | 16,000 | 16,000 | 16,000 | 16,000 | 16,000 | 16,000 |
| (O, F, Cl, OH) | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 1,000 |




Rys. 88. Generacje kryształów apatytu w układzie Na+Fe+Si (a.p.f.u.) – Y+REE (a.p.f.u.) oraz Ca (a.p.f.u.) – Y+REE (a.p.f.u.), pochodzących z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 88. Generations of apatite crystals in Na+Fe+Si (a.p.f.u.) – Y+REE (a.p.f.u.) and Ca (a.p.f.u.) – Y+REE (a.p.f.u.) settings, in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Należy równocześnie zaznaczyć, iż uzupełnienie pozycji Ca w apatycie pierwotnym stanowią atomy pierwiastków Na, Fe, Mg, znajdujące się w magmie. Podwyższone koncentracje tych pierwiastków obserwowano w kryształach apatytu ultramaficznej, alkalicznej intruzji z Półwyspu Kola (Brassines i in. 2005). W pierwszym stadium krystalizacji frakcyjnej, głównymi fazami były w tych skałach klinopirokseny i apatyt. Można przypuszczać, że w przypadku bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, w trakcie ewolucji magmy, istniały takie warunki równowagi, w których współkrystalizują augit z apatytem.

### 8.3.8. Minerały nieprzeźroczyste

W badanych bazaltoidach stwierdzono występowanie minerałów nieprzeźroczystych w postaci:

- ziaren ciasta skalnego,
- wrostków w augicie,
- wrostków w oliwinie.

Mikroskopowo stwierdzono, że minerały nieprzeźroczyste ciasta skalnego to ilmenit i magnetyt. Minerały te posiadają swoje typowe cechy optyczne. Tworzą zrosty, a ich ziarna nie przekraczają 0,03 mm wielkości, są ostrokrawędziste lub wykazują formę szkieletową, tylko niekiedy prawidłowo wykształcone kryształy. W ziarnach tych dominuje ilmenit, tworzący bardzo drobne, równolegle ułożone lamelki tkwiące w magnetycie. Fragmenty ziaren magnetytu wykazują różowy odcień, co wskazuje na znaczną domieszkę izomorficzną tytanu (Piestrzyński 1992).

Wrostki minerałów nieprzeźroczystych w augicie mikroskopowo są zbliżone do wrostków ciasta skalnego, przy czym tworzą ziarna mniejszych rozmiarów, co utrudnia ich identyfikację. Sporadycznie spotykano wrostki pirotynu, co sygnalizuje również A. Łatkiewicz i in. (2002).

Nieprzeźroczyste wrostki występujące w oliwinie tworzą ziarna, których wielkość porównywalna jest z rozmiarami wrostków nieprzeźroczystych w augicie. Mikroskopowo wykazują one cechy chromitu.

Skład chemiczny minerałów nieprzeźroczystych (208 punktów pomiarowych) wskazuje (tab. 49), iż poszczególne typy ziaren są zróżnicowane chemicznie.
W ziarnach ciasta skalnego dominują FeO (średnia 48,14% wag.), $Fe_2O_3$ (średnia 20,32% wag.) i $TiO_2$ (średnia 19,54% wag.). W mniejszych ilościach obecne są $Al_2O_3$ (średnia 5,37% wag.) i MgO (średnia 3,81% wag.). Średni udział pozostałych składników ($SiO_2$, $Cr_2O_3$, $V_2O_3$, MnO, CaO i ZnO) nie przekracza 1% wag.

We wrostkach augitu obserwuje się podobne zróżnicowanie, przy czym ilość $TiO_2$ jest wyższa (średnia 23,26% wag.), a FeO (47,03% wag.) i $Fe_2O_3$ niższa (średnia 15,85% wag.) w porównaniu do ziaren ciasta skalnego (tab. 49). W podwyższonych ilościach występują także $SiO_2$, $Al_2O_3$, $V_2O_3$, MgO, CaO i ZnO w porównaniu do ziaren ciasta skalnego. Jak wskazują badania Janga i in. (2001), minerały tlenkowe kontrolują udział wanadu w ewolucji magmy, a wysoki w nich udział $V_2O_3$ (przy mniejszym w piroksenach) wskazuje na krystalizację aż do momentu wyczerpania tego pierwiastka z magmy.



Tabela 49

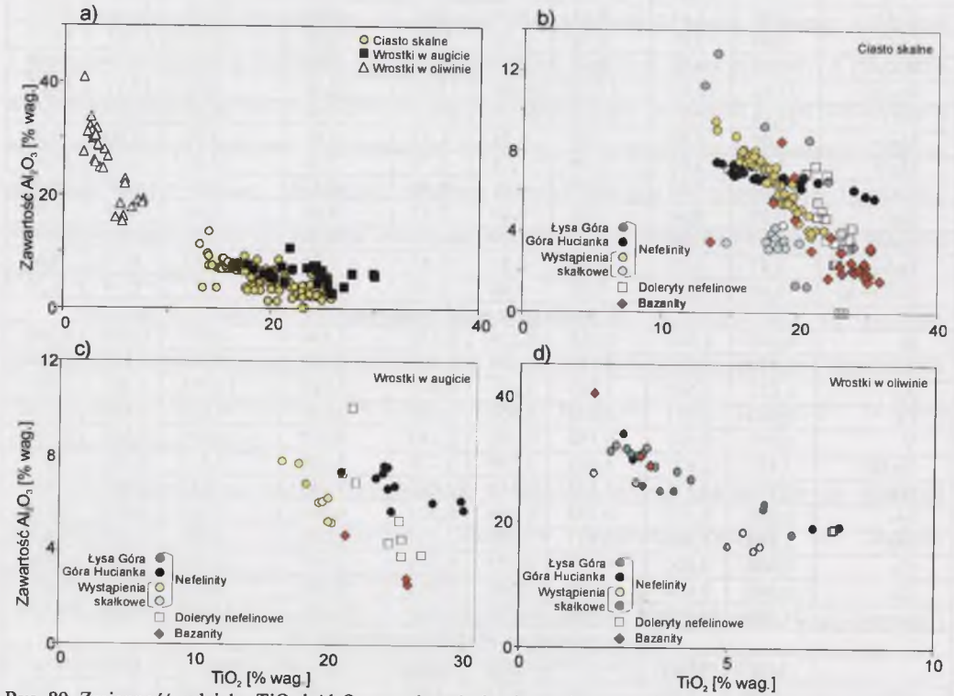
Skład chemiczny minerałów nieprzeźroczystych (przykłady) oraz zróżnicowanie ich składu chemicznego wg typów ziaren pochodzących z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (w % wag.). Objaśnienia: Min- wartość minimum, Maks- wartość maksimum, x- wartość średnia

| Składnik chemiczny | Ciasto skalne | | | Wrostki w augicie | | | Wrostki w oliwinie | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Nr punktu pomiarowego | | | | | | | | |
| | 3.9 | KL 12 | 53 10 | 33 3 | KL 2 | 53 50 | KL 6 | 3.8 | 53 1 |
| $SiO_2$ | 0,00 | 0,15 | 0,21 | 0,85 | 0,64 | 0,37 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $TiO_2$ | 14,00 | 25,81 | 19,49 | 21,85 | 26,00 | 20,02 | 1,86 | 5,78 | 3,82 |
| $Al_2O_3$ | 12,86 | 1,61 | 5,33 | 9,99 | 2,57 | 6,20 | 40,28 | 16,16 | 27,91 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 0,07 | 0,18 | 0,24 | 0,00 | 0,22 | 22,00 | 22,62 | 18,71 |
| $V_2O_3$ | 0,00 | 0,00 | 0,67 | 0,51 | 0,67 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $Fe_2O_3$ | 33,48 | 12,88 | 17,11 | 16,06 | 15,92 | 22,58 | 1,72 | 19,71 | 16,55 |
| FeO | 34,14 | 55,97 | 53,24 | 41,37 | 47,17 | 47,68 | 21,85 | 27,29 | 19,41 |
| MnO | 0,00 | 0,50 | 1,07 | 0,74 | 1,37 | 0,00 | 1,00 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 5,52 | 3,02 | 2,09 | 7,78 | 5,35 | 2,46 | 11,29 | 8,43 | 13,60 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,59 | 0,61 | 0,05 | 0,47 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| ZnO | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,27 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Fe/Fe+Mg | 0,87 | 0,93 | 0,95 | 0,81 | 0,87 | 0,94 | 0,54 | 0,76 | 0,60 |
| Cr/Cr+Al | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,27 | 0,48 | 0,31 |
| W przeliczeniu na 32 atomy tlenu | | | | | | | | | |
| Si | 0,000 | 0,043 | 0,060 | 0,224 | 0,178 | 0,104 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 2,794 | 5,546 | 4,123 | 4,356 | 5,465 | 4,210 | 0,323 | 1,119 | 0,684 |
| Al | 4,022 | 0,540 | 1,767 | 3,121 | 0,845 | 2,043 | 10,993 | 4,907 | 7,823 |
| Cr | 0,000 | 0,015 | 0,040 | 0,051 | 0,000 | 0,049 | 4,028 | 4,608 | 3,518 |
| V | 0,000 | 0,000 | 0,150 | 0,108 | 0,149 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe(III) | 7,427 | 3,077 | 4,023 | 3,559 | 3,720 | 5,280 | 0,333 | 4,246 | 3,291 |
| Fe(II) | 7,573 | 13,372 | 12,523 | 9,169 | 11,022 | 11,147 | 4,230 | 5,880 | 3,861 |
| Mn | 0,000 | 0,122 | 0,255 | 0,166 | 0,324 | 0,000 | 0,196 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 2,184 | 1,285 | 0,877 | 3,073 | 2,227 | 1,026 | 3,896 | 3,239 | 4,823 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,177 | 0,172 | 0,014 | 0,141 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Zn | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,057 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Suma | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 | 24,000 |
| Zakres zmienności składników chemicznych | | | | | | | | | |
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| $SiO_2$ | 0,00 | 5,30 | 0,34 | 0,14 | 1,67 | 0,53 | 0,00 | 0,43 | 0,05 |
| $TiO_2$ | 13,10 | 25,81 | 19,54 | 16,62 | 30,09 | 23,26 | 1,85 | 7,67 | 4,13 |
| $Al_2O_3$ | 0,00 | 12,86 | 5,37 | 2,57 | 9,99 | 5,99 | 15,31 | 40,28 | 25,75 |
| $Cr_2O_3$ | 0,00 | 4,55 | 0,40 | 0,00 | 5,18 | 0,37 | 14,93 | 23,87 | 19,28 |
| $V_2O_3$ | 0,00 | 3,77 | 0,96 | 0,00 | 3,18 | 1,35 | 0,00 | 0,90 | 0,14 |
| $Fe_2O_3$ | 7,59 | 33,48 | 20,32 | 1,67 | 27,51 | 15,85 | 1,72 | 25,43 | 16,75 |
| FeO | 28,38 | 63,20 | 48,14 | 40,41 | 56,43 | 47,03 | 6,18 | 33,94 | 21,45 |
| MnO | 0,00 | 2,36 | 0,84 | 0,00 | 1,37 | 0,79 | 0,00 | 2,58 | 0,45 |
| MgO | 0,37 | 9,47 | 3,81 | 1,47 | 7,78 | 4,20 | 3,00 | 21,14 | 11,94 |
| CaO | 0,00 | 2,51 | 0,23 | 0,00 | 1,39 | 0,54 | 0,00 | 0,41 | 0,04 |
| ZnO | 0,00 | 0,58 | 0,05 | 0,00 | 0,58 | 0,09 | 0,00 | 0,30 | 0,01 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Liczba analiz | 147 | | | 30 | | | 31 | | |

Wrostki w oliwinie to chemicznie całkowicie inna odmiana ziaren, bowiem głównymi składnikami są: $Al_2O_3$ (średnia 25,75% wag.), $Cr_2O_3$ (średnia 19,28% wag.), FeO (średnia

21,45% wag.), $Fe_2O_3$ (średnia 16,75% wag.) i MgO (11,94% wag.). Udział $TiO_2$ średnio wynosi dla tego typu ziaren 4,13% wag., pozostałych składników nie przekracza 0,50% wag.

Skład chemiczny oraz obserwacje mikroskopowe jednoznacznie wskazują, iż ziarna nieprzeźroczyste to minerały z grupy spineli. Ich zróżnicowanie chemiczne dobrze oddają punkty projekcyjne w układzie $TiO_2 - Al_2O_3$ (rys. 89).

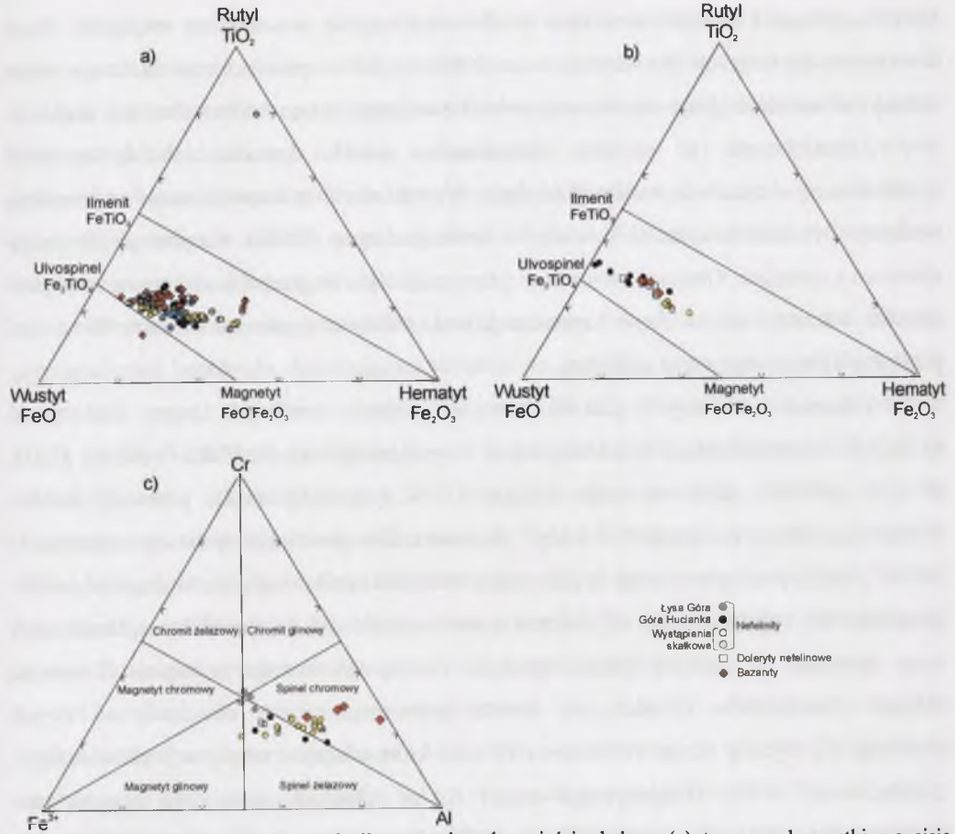



Rys. 89. Zmienność udziału $TiO_2$ i $Al_2O_3$ w minerałach nieprzeźroczystych wg postaci ziaren pochodzących z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 89. Variable $TiO_2$ and $Al_2O_3$ contentss in non transparent minerals in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, in reference to the shape of grains

Spinele ciasta skalnego i pochodzące z augitu skupiają się w jednym polu, podczas gdy spinele z oliwinów tworzą drugie pole na diagramie (rys. 89a). Zauważa się również, iż istnieje zróżnicowanie w składzie chemicznym spineli w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów. Spinele ciasta skalnego (rys. 89b) i tworzące wrostki w augicie (rys. 89c) pochodzące z nefelinitów i dolerytów nefelinowych zawierają wyższe koncentracje $Al_2O_3$ i niższe $TiO_2$ w porównaniu do bazanitów. Podobną tendencję obserwuje się w spinelach z oliwinów pochodzących z bazanitów (rys. 89d). Ustalony skład chemiczny spineli pozwala na wyróżnienie następujących odmian: tytanomagnetyt bogaty w ulvospinel, spinel chromowy, spinel żelazowy, magnetyt glinowy, chromit glinowy (rys. 90).






Rys. 90. Diagramy klasyfikacyjne spineli występujących w cieście skalnym (a), tworzących wrostki w augicie (b) i oliwinie (c) wg odmian petrograficznych z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 90. Classification diagrams of spinels in a rock mass (a), forming inclusions in augite (b), forming inclusions in olivine (c), in different petrographic types of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Zwraca przy tym uwagę, że ziarna ciasta skalnego to tytanomagnetyt bogaty w ulvospinel, szczególnie w dolerytach nefelinowych i bazanitach. Tytanomagnetyt tworzący wrostki w augicie zawiera większy udział ulvospinelu w nefelinitach Góry Hucianka oraz w dolerytach nefelinowych w porównaniu do pozostałych badanych skał. Wrostki spineli w oliwinach to przede wszystkim spinel chromowy i spinel żelazowy, rzadziej magnetyt glinowy i chromit glinowy. Podobny skład chemiczny wrostków spineli w oliwinach i klinopiroksenach stwierdzono w ultramaficznych kumulatach ofiolitów Nowej Rudy (Bakun-Czubarow, Białowolska 2004).

W oliwinach bazanitów występuje wyłącznie spinel chromowy, podczas gdy w nefelinitach wszystkie odmiany spineli. Zwraca również uwagę pozycja wrostków spineli w oliwinach nefelinitów Łysej Góry, które w większości lokalizują się w środku diagramu

klasyfikacyjnego. Obecność wrostków w oliwinie i augicie wskazuje na względnie długą historię ich krystalizacji (Łatkiewicz i in. 2002). Z kolei spinele ciasta skalnego mogą wskazywać na utleniające warunki podczas ich krystalizacji w tym stadium ewolucji skał.

Zróżnicowanie w składzie chemicznym spineli dowodzi ich dyferencjacji geochemicznej w trakcie krystalizacji ze stopu. Wrostki w oliwinie należy uznać za generację wczesną. Dowodzą one, że na tym etapie ewolucji magmy istniała równowaga pomiędzy oliwinem a spinelem. Obecność wrostków tytanomagnetytu bogatego w ulvospinel w augicie również wskazuje, że na etapie krystalizacji prakryształów augitu istniał stan równowagi pomiędzy klinopiroksenem a spinelem.

Obecność niektórych pierwiastków w postaci domieszek może wskazywać na częściowe przeobrażenia tytanomagnetytu w tytanomaghemit (Hubicka-Ptasińska 1973). W tych partiach, gdzie następuje dyfuzja Ti w tytanomagnetycie, powstają defekty w strukturze, obsadzane przez $Ca^{2+}$ i $Mg^{2+}$. Równocześnie obserwuje się niższą zawartość Ti lub $Fe^{2+}$. Taka sytuacja występuje w przypadku wrostków tytanomagnetytu w augicie (średnie zawartości Ca, Mg i $Fe^{2+}$, tab. 49). Można zatem wnioskować, że zjawisko maghemityzacji może zachodzić w ziarnach tytanomagnetytu, tworzącego wrostki w augicie. Znane są również z bazaltoidów Opolszczyzny wrostki tytanomagnetytu w oliwinach, w których obserwuje się wyższy udział Cr kosztem Ti oraz, które ulegają martytyzacji (Birkenmajer, Siemiątkowski 1977). Redystrybucja części Cr w spinelach może być powodowana niskotemperaturową metasomatozą (Gunia 1987). Natomiast w bazaltoidach Islandii oraz dajkach dolerytowych w prekambryjskich gnejsach Brazylii stwierdzono obecność tytanomagnetytu i tytanomaghemitu, w których nie zaobserwowano takiego ich zróżnicowania chemicznego (Allan i in. 1989, Steinthorsson i in. 1992).

Pirotyn występuje w postaci pojedynczych osobników o zaokrąglonych kształtach, wykazuje typowe dla siebie cechy optyczne w świetle odbitym. Nie wykonano badań składu chemicznego tego minerału z uwagi na rzadkość jego występowania i niewielkie rozmiary ziaren.

### 8.3.9. Szkliwo wulkaniczne

Dla rozpoznania przebiegu ewolucji wulkanizmu ważnym wskaźnikiem jest szkliwo wulkaniczne. Występuje ono głównie jako wypełnienie przestrzeni pomiędzy kryształami ciasta skalnego lub, sporadycznie, w postaci wrostków w prakryształach oliwinu. Z jednej strony może zatem wskazywać na skład chemiczny magmy wyjściowej (wrostki w oliwinie), z drugiej zaś na kierunek ewolucji w etapie końcowym jej krystalizacji (tło skalne).



Szkliwo wulkaniczne mikroskopowo jest zwykle bezbarwne lub żółte, zawsze izotropowe i dobrze zachowane. Niejednokrotnie odróżnienie szkliwa wulkanicznego w tle skalnym od nefelinu lub przerostów nefelinowo – analcymowych było bardzo trudne. Stąd też skład chemiczny szkliwa wulkanicznego możliwy był do ustalenia jedynie w 7 punktach pomiarowych w tle skalnym, pomiędzy kryształami ciasta skalnego nefelinitów Łysej Góry, tefrytów (SK51) oraz bazanitów Kłopotna. W trakcie analiz nie natrafiono bowiem na wrostki szkliwa w oliwinie.

W składzie chemicznym szkliwa wulkanicznego (tab. 50), niezależnie od odmiany petrograficznej bazaltoidu, dominującym składnikiem jest $SiO_2$, występujący zwykle w ilości ponad 50% wag. (z wyjątkiem udziału w tefrytach). W dużych ilościach obecne są ponadto $Al_2O_3$ (12,70 – 14,96% wag.), FeO (całkowite Fe jako FeO 13,38 – 14,75% wag.), CaO (7,21 – 12,03% wag.) i MgO (4,52 – 6,21% wag.), natomiast pozostałe składniki nie mają większego znaczenia ilościowego. Zaznacza się wyraźna tendencja do spadku zawartości $TiO_2$, $Al_2O_3$, FeO, MnO, MgO i CaO oraz wzrost $K_2O$ i $Na_2O$ wraz ze wzrostem udziału krzemionki w szkliwie (rys. 91). Można zatem stwierdzić, że szkliwo wulkaniczne wykazuje typowe dla ewolucji magmy zróżnicowanie chemiczne składników.

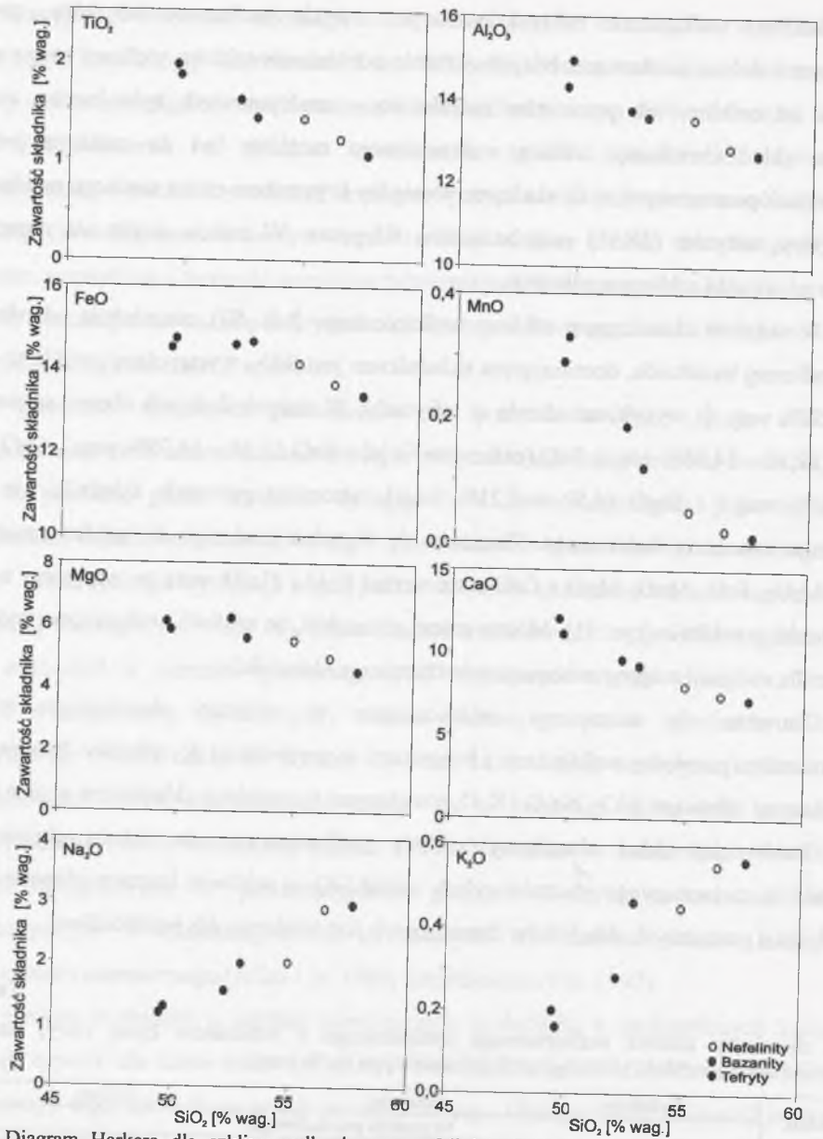
Zauważa się nieznaczne zróżnicowanie w składzie chemicznym szkliwa wulkanicznego pomiędzy nefelinitami i bazanitami w porównaniu do tefrytów. Przejawia się ono niższymi udziałami $SiO_2$, $Na_2O$ i $K_2O$, a wyższymi pozostałych składników w tefrytach.

Porównując skład chemiczny szkliwa wulkanicznego do składu chemicznego bazaltoidów, zwraca uwagę znacznie wyższy udział $SiO_2$ w szkliwie, kosztem głównie MgO i CaO. Udział pozostałych składników chemicznych jest właściwy dla bazaltoidów.

Tabela 50

Skład chemiczny szkliwa wulkanicznego pochodzącego z nefelinitów Łysej Góry, bazanitów Kłopotna i tefrytów (SK51) Przedgórza Rębiszowskiego (w % wag.)

| Składnik chemiczny | Nefelinity | | Bazanity | | Tefryty | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Nr punktu pomiarowego | | | | | | |
| | LG21-1 | LG11-2 | K50-6.1 | K9-1 | SK51-1 | SK51-2 | SK51-3 |
| $SiO_2$ | 54,91 | 56,45 | 52,92 | 57,63 | 52,22 | 49,68 | 49,52 |
| $TiO_2$ | 1,42 | 1,21 | 1,43 | 1,06 | 1,61 | 1,86 | 1,96 |
| $Al_2O_3$ | 13,55 | 12,86 | 13,59 | 12,70 | 13,75 | 14,96 | 14,32 |
| FeO | 14,15 | 13,65 | 14,69 | 13,38 | 14,62 | 14,75 | 14,53 |
| MnO | 0,05 | 0,02 | 0,12 | 0,01 | 0,18 | 0,33 | 0,29 |
| MgO | 5,48 | 4,93 | 5,60 | 4,52 | 6,21 | 5,85 | 6,10 |
| CaO | 7,99 | 7,46 | 9,23 | 7,21 | 9,58 | 11,12 | 12,03 |
| $Na_2O$ | 2,00 | 2,86 | 1,98 | 2,93 | 1,55 | 1,28 | 1,18 |
| $K_2O$ | 0,45 | 0,55 | 0,46 | 0,56 | 0,28 | 0,16 | 0,20 |
| Suma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| #Mg | 0,41 | 0,39 | 0,41 | 0,38 | 0,43 | 0,42 | 0,43 |



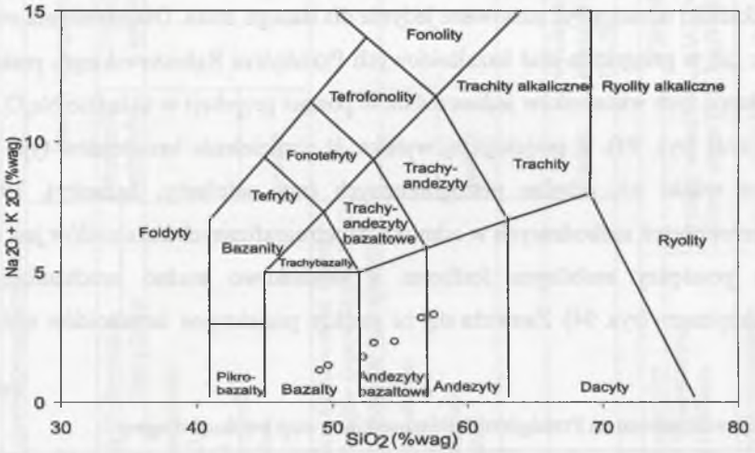

Rys. 91. Diagram Harkera dla szkliwa wulkanicznego nefelinitów Łysej Góry, bazanitów Kłopotna i tefrytów (SK51) Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 91. The Harker's chart of volcanic glass in nephelinites from the Łysa Góra, in basanites from Kłopotno and in tephrites (SK51) from the Przedgórze Rębiszowskie region

Skład chemiczny szkliwa wulkanicznego przedstawiono w klasyfikacji TAS (Le Maitre R i in. 1989). Punkty projekcyjne znajdują się w polach bazaltów, andezytów bazaltowych oraz andezytów (rys. 92). Można zatem wnioskować, że ewolucja magmy bazaltowej tego rejonu przebiegała od ultrazasadowej (foidyty) w kierunku do obojętnej



(andezyty). Jednakże skład chemiczny szkliwa wulkanicznego, zastygającego jako ostatni stały składnik z magmy, w porównaniu do składu chemicznego całości skały, wskazuje, iż intensywna dyferencjacja następowała w końcowym etapie krystalizacji składników. Popioły niektórych wulkanów wykazują podobne tendencje – wyższy stopień ewolucji od lawy, co sugeruje frakcjonowanie stopu podczas krystalizacji składników w trakcie erupcji (Haase i in. 1996).




Rys. 92. Pozycja klasyfikacyjna szkliwa wulkanicznego nafelinitów Łysej Góry, bazanitów Kłopotna i tefrytów (SK51) Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie klasyfikacyjnym TAS skał wulkanicznych (Le Maitre R. i in. 1989)

Fig. 92. Position of volcanic glass in nephelinites from the Łysa Góra, in basanites from Kłopotno and in tephrites (SK51) from the Przedgórze Rębiszowskie region on the TAS volcanic rock classification diagram (Le Maitre R. et al. 1989)

## 8.4. Podsumowanie

Bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego ulegały ewolucji, związanej z dyferencjacją magmy, procesami pomagmowymi (pneumatolityczne i hydrotermalne) i hipergenicznymi. Skutkiem tych procesów jest występowanie wśród wyróżnionych odmian bazaltoidów dwóch typów: bazaltoidów świeżych (typ A) i bazaltoidów przeobrażonych (typ B). Równocześnie skład chemiczny również ulegał przeobrażeniom, czego efektem jest jego zróżnicowanie w skałach. Należy jednak uwzględnić fakt, iż skład wyjściowy magmy, z której bazaltoidy krystalizowały, również mógł być odmienny dla poszczególnych odmian petrograficznych.

Dla określenia ewolucji wulkanizmu istnieje możliwość zastosowania wskaźników opartych na kryteriach petrograficznych, chemicznych i mineralnych. Składniki chemiczne, występujące w bazaltoidach w największych ilościach, przydatne są dla celów klasyfikacyjnych, natomiast nie są tak przydatne dla określenia przeobrażeń w nich

zachodzących. Stąd też dla tych celów korzystne jest rozpatrywanie tylko tych składników, które brały czynny udział w procesach przeobrażeniowych. Wskaźniki przydatne dla określenia ewolucji wulkanizmu zestawiono w tabelach 51 i 52.

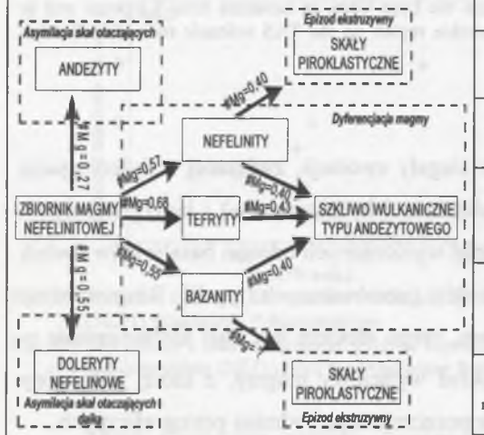
Pod względem chemicznym istotnymi wskaźnikami są (rys. 93):

- wskaźnik alkaliczny, obejmujący $Na_2O$ i $K_2O$ (tendencja do podwyższonych koncentracji w bazaltoidach typu B w porównaniu do typu A),
- wskaźnik strat prażenia (wyższy udziału w bazaltoidach typu B od typu A).

Jednakże wskaźniki te mogą być stosowane jedynie dla danego złoża. Dla określenia ewolucji wulkanizmu, jak w przypadku skał bazaltoidowych Przedgórza Rębiszowskiego, praktyczne jest zastosowanie tych wskaźników jednocześnie w postaci projekcji w układzie $Na_2O - K_2O$ – straty prażenia (rys. 93). Z projekcji tej wynika, iż rozdzielenie bazaltoidów typu A i B możliwe jest wśród ich odmian petrograficznych (np. nefelinity, bazanity). Istotnym przejawem przeobrażeń zachodzących w odmianach petrograficznych bazaltoidów jest relacja występująca pomiędzy mobilnym fosforem a stosunkowo trudno uruchamianym w środowiskach tytanem (rys. 94). Zauważa się, że punkty projekcyjne bazaltoidów niskotyta-

Tabela 51

Model ewolucji wulkanizmu na Przedgórzu Rębiszowskim – etap ewolucji magmy




| Odmiana petrograficzna | Dowody mineralne i petrograficzne ewolucji | Dowody chemiczne ewolucji |
|---|---|---|
| Andezyty | albit | wysoki udział $SiO_2$, $Al_2O_3$, $K_2O$, niski MgO i CaO |
| Nefelinity | nefelin dominującym jasnym minerałem, brak plagioklazów | przyjęty poziom odniesienia składu chemicznego |
| Tefryty | <5%obj. oliwinu, plagioklazy, wysoki udział prakryształów (ok. 20%obj.), charakter dolerytowy | wysokie udziały MgO, CaO, i $P_2O_5$ w porównaniu do pozostałych bazaltoidów, niski udział $Al_2O_3$ |
| Bazanity | >5%obj. oliwinu, plagioklazy | wyższy udział $SiO_2$ od pozostałych bazaltoidów, niższy udział CaO, $K_2O$, wysoki udział $TiO_2$, |
| Doleryty nefelinowe | struktura dolerytowa, albit | wyższy udział $SiO_2$ od pozostałych bazaltoidów, wysoki udział $TiO_2$ (>3%wag.) |
| Skały piroklastyczne | tufy, tufity, lapille o składzie nefelinitów, domieszki składników zwietrzeliny gnejsów | wysoki udział $Fe_2O_3$ i strat prażenia, niskie udziały MgO, CaO, $TiO_2$, $Na_2O$, $K_2O$ i $P_2O_5$ |

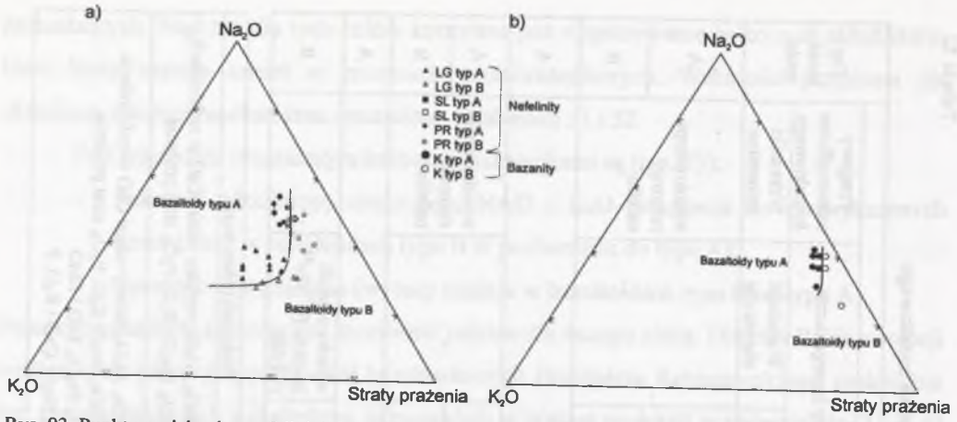


Tabela 52

Model ewolucji wulkanizmu na Przedgórzu Rębiszowskim – etap ewolucji zjawisk pomagmowych a jakość surowcowa bazaltowego

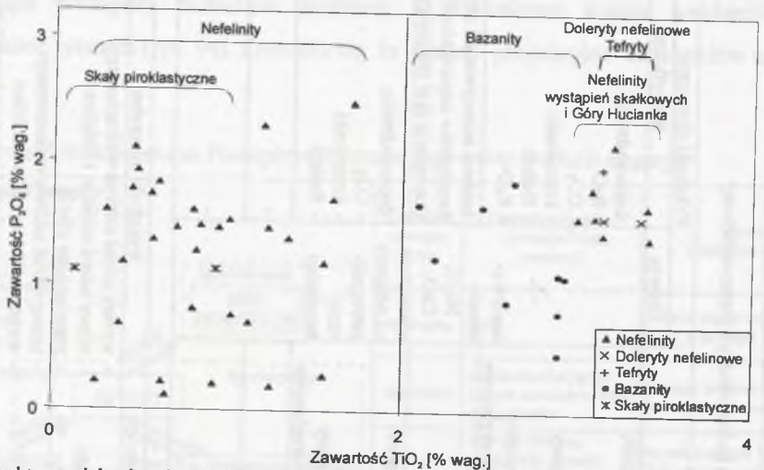
| Odmiana bazaltoidu | Etap ewolucji zjawisk pomagmowych | | | | | | Typ bazaltoidu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Proces hydrotermalny i pneumatolityczny | | | | Procesy hipergeniczne | Przejawy metamorfizmu kontaktowego | |
| | Wskaźniki mineralne | Wskaźniki chemiczne | | | Wskaźniki mineralne | Wskaźniki chemiczne | Wskaźniki mineralne | |
| | | Główne | Specyficzne | | | | | |
| Nefelinity | - asocjacja zeolitów (gobbinsyt, natrolit, analcym, mordenit, harmotom)<br>- serpentyny (w tym berthieryn)<br>- fluoroapatyt i fluoroapatyt węglanowy, uwodnione fosforany żelaza<br>- chloryty, talk-pirofyllit, augit egirynowy<br>- żyłki chalcedonowo-kwarcowe lub węglanowe | doprowa-dzenie:<br>- $Na_2O$,<br>- CaO, | doprowadzenie:<br>- BaO<br>- $CO_2$<br>- krzemionki<br>- fosforu<br>- $K_2O$ | | - | - | wysokotempe-raturowy nefelin | A |
| | | | | | goethyt | | | B |
| Doleryty nefelinowe | - albityzacja nefelinu i analcymu | | bardziej intensywne od innych bazaltoidów doprowadzenie $Na_2O$ (asymilacja skał otaczających) | | - | | | A |
| Bazanity | - asocjacja zeolitów (natrolit, philipsyt)<br>- saponit<br>- serpentyny<br>- fluoroapatyt i fluoroapatyt węglanowy<br>- sporadycznie żyłki chalcedonowo-węglanowe | niezależnie od odmiany petrografi-cznej bazaltoidu | doprowadzenie:<br>- $CO_2$<br>- krzemionki<br>- fosforu | | - | - | wysokotempe-raturowy nefelin | A |
| | | | | | goethyt | | | B |
| Tefryty | - serpentyny<br>- zeolity | | - | | - | | | A |
| Skały piroklasty-czne | - serpentyny (w tym berthieryn)<br>- saponit<br>- zeolity (mordenit, natrolit) | | - | | wysoka wartość indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (>2,00) | - | | B |
| | | | | | goethyt | | | |

| Tylko w obrębie jednego złoża lub wystąpienia bazaltoidu | Typ bazaltoidu | Wskaźniki mineralne | Wskaźniki chemiczne |
|---|---|---|---|
| | A świeży | - wyższy udział szkliwa wulkanicznego<br>- niższy udział zeolitów i nefelinu<br>- przeobrażony oliwin | - wyższy udział $SiO_2$, $Al_2O_3$, wyższy udział CaO w nefelinitach<br>- niższy udział $TiO_2$, $Na_2O$ i $K_2O$, $P_2O_5$, strat prażenia |
| | B przeobrażony | - niższy udział szkliwa wulkanicznego<br>- wyższy udział zeolitów i nefelinu<br>- przeobrażony oliwin i jego pseudomorfozy<br>- wysokotemperaturowy nefelin<br>- goethyt | - niższy udział $SiO_2$, $Al_2O_3$, niższy udział CaO w nefelinitach<br>- wyższy udział $TiO_2$, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$, strat prażenia<br>- aktywność $TiO_2$, $Fe_2O_3$, FeO i MnO<br>- doprowadzenie: $Na_2O$, CaO i $K_2O$, P |




Rys. 93. Punkty projekcyjne nefelinitów (a) i bazanitów (b) Przedgórza Rębiszowskiego w układzie $Na_2O - K_2O$ – straty prażenia. Objaśnienia: ····· - linia rozgraniczająca nefelinity reprezentujące typ A i B bazaltoidu, — - linia rozgraniczająca bazanity reprezentujące typ A i B bazaltoidu

Fig. 93. Projection points of nephelinites (a) and basanites (b) from the Przedgórze Rębiszowskie region in a $Na_2O - K_2O$ – ignition loss setting. Explanations: ····· - borderline between nephelines representing the basaltoides types A and B, — - borderline between basanites representing the basaltoides types A and B




Rys. 94. Punkty projekcyjne bazaltoidów i ich skał piroklastycznych Przedgórza Rębiszowskiego w układzie $TiO_2 - P_2O_5$

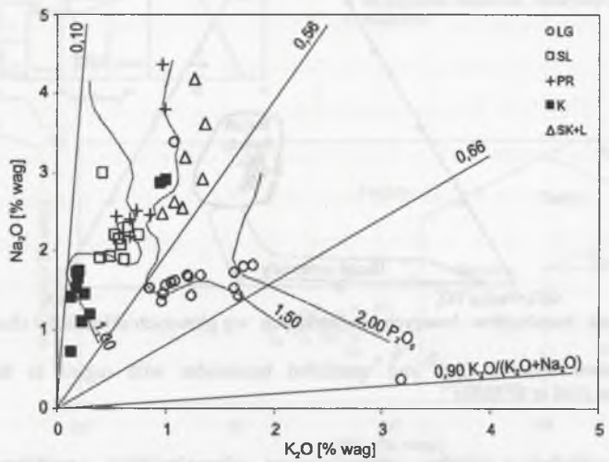
Fig. 94. Projection points of the basaltoides and their pyroclasts from the Przedgórze Rębiszowskie region in a $TiO_2 - P_2O_5$ setting

nowych (<2% wag.) w układzie $TiO_2 - P_2O_5$, do których należą głównie nefelinity, są silnie rozproszone, natomiast pozostałe odmiany petrograficzne, głównie bazanity, skoncentrowane w obszarze wysokotytanowych bazaltoidów, wykazują tendencje spadkowe $P_2O_5$ ze wzrostem $TiO_2$.

Ważnych informacji dostarcza projekcja w układzie $K_2O - Na_2O$ z uwzględnieniem stosunku $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ (rys. 95). Punkty projekcyjne badanych próbek są rozproszone



w szerokim obszarze pomiędzy wartościami 0,10 – 0,90 stosunku $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Można jednak wydzielić dwa zasadnicze pola w tej projekcji. Pierwsze z nich, w którym znajduje się

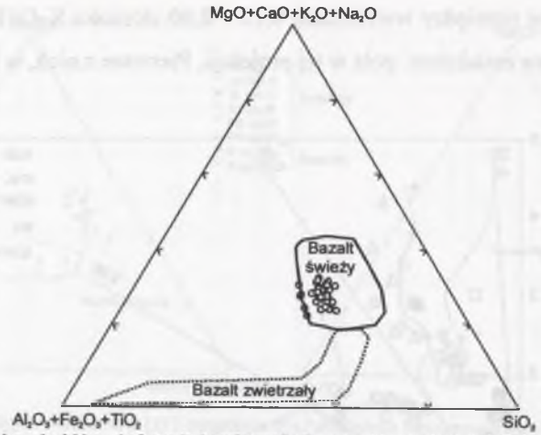



Rys. 95. Diagram w układzie $K_2O - Na_2O$ z uwzględnieniem stosunku $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ i naniesionymi izoliniami zawartości $P_2O_5$ (w % wag.) dla bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, K- Kłopotno, SK+L- wystąpienia skałkowe i nieczynny łom przy drodze Gierczyn – Rębiszów

Fig. 95. Diagram $K_2O - Na_2O$ consideration $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ ratio and $P_2O_5$ content (% mass) for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region: LG- Łysa Góra, SL- Stary Łom, PR- Góra Hucianka, K- Kłopotno, SK+L- surface rocks and inactive quarry aside the Gierczyn – Rębiszów road.

większość badanych próbek bazaltoidów, obejmuje zakres 0,10 – 0,56, natomiast drugie pole w wąskim zakresie 0,56 – 0,66 wartości stosunku $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ obejmuje tylko nefelinity Łysej Góry. Uwzględniając zawartości $P_2O_5$ na diagramie, widoczna jest koncentracja próbek nefelinitów Łysej Góry i wystąpień skałkowych (w tym tefrytów i dolerytów nefelinowych) w obszarze powyżej izolinii o wartości 1,50% wag. $P_2O_5$, a w pobliżu granicznych wartości 0,56 i 0,66 stosunku $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Pozostałe próbki bazaltoidów (nefelinity Starego Łomu i Góry Hucianka, bazanity Kłopotna) koncentrują się w pobliżu izolinii o wartości 1,00% wag. $P_2O_5$ i w zakresie wartości 0,10 – 0,56 stosunku $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Takie rozmieszczenie punktów projekcyjnych bazaltoidów w opisywanym układzie chemicznym potwierdza przeważającą rolę $Na_2O$ nad $K_2O$ w składzie skał i związek tych składników z $P_2O_5$. Zauważa się bowiem, że wzrostowi ilości $K_2O$ w sumie $K_2O+ Na_2O$ towarzyszy wzrost $P_2O_5$.

Badane bazaltoidy uległy przeobrażeniom, ale wydaje się, że procesy wietrzenia nie miały w tym przypadku szczególnego znaczenia. Wskazują na to punkty projekcyjne skał na diagramie sporządzonym w układzie $MgO+CaO+K_2O+Na_2O - Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2 - SiO_2$ (rys. 96) (Hill i in. 2000).



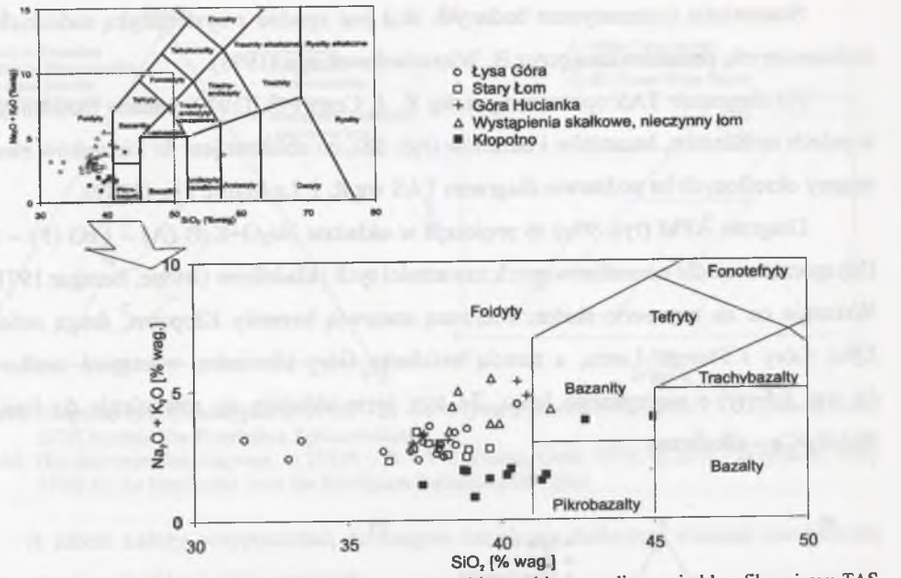

Rys. 96. Rozróżnienie bazaltoidów świeżych i zwietrzałych wg głównych składników chemicznych (Hill i in. 2000)

Fig. 96. Differentiation between fresh and weathered basaltoides with regard to their basic chemical components (Hill et al. 2000)

Wyniki badań składu chemicznego bazaltoidów poddano interpretacji petrogenetycznej. Wykorzystano dla tych celów diagramy stosowane w klasyfikacji geotektonicznej bazaltoidów. Aby sporządzić niektóre diagramy, konieczne było obliczenie stosunku Cs/Cc lub Cs/Cm, gdzie koncentrację danego pierwiastka oznaczono odpowiednimi symbolami: w próbce – Cs, w chondrytach – Cc i w płaszczu ziemskim – Cm (normalizacja do chondrytów lub płaszcza ziemskiego).

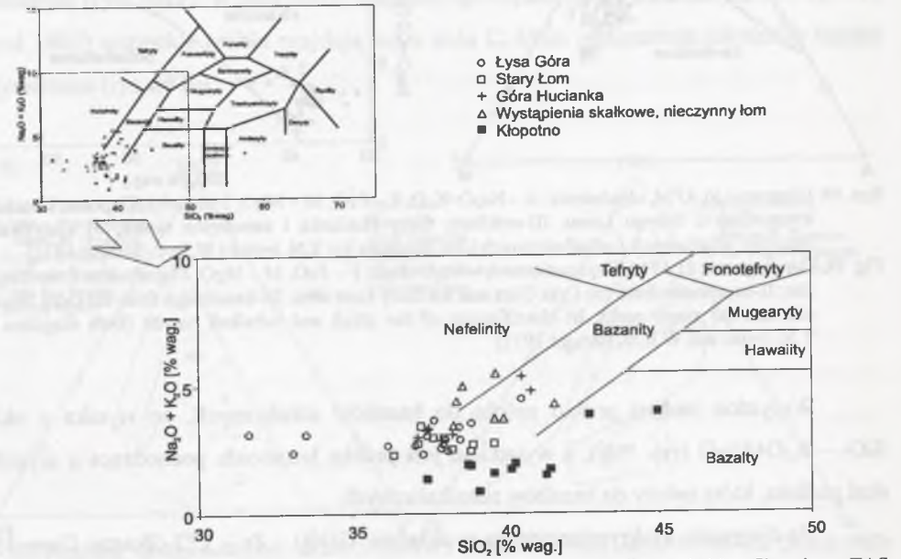
Diagram TAS (rys. 97), opracowany wg R. I. Le Maitre i in. (1989) stosowany jest do klasyfikacji skał wulkanicznych, odróżniania dwóch magm macierzystych lub serii skał magmowych w układzie $SiO_2 – K_2O+Na_2O$. Według tej klasyfikacji badane bazaltoidy należą w większości do foidytów, a tylko nieliczne próbki (z Kłopotna i samotnych skałek) należą do bazanitów i pikrobazaltów. Jedna z próbek bazaltoidu z Łysej Góry leży w polu andezytów, co wynika z wysokiej zawartości $SiO_2$, spowodowanej asymilacją skał podłoża (gnejsów izerskich). Na diagramie widoczne są dwie populacje punktów: wyraźnie zaznaczająca się dla próbek z Kłopotna oraz z pozostałych wystąpień bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Można zatem przypuszczać, że na Przedgórzu Rębiszowskim istnieją co najmniej dwie serie skał, które są konsekwencją ewolucji niedosyconej krzemionką magmy w tym rejonie w kierunku bazanitów, pikrobazaltów i bazaltów.






Rys. 97. Pozycja klasyfikacyjna bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie klasyfikacyjnym TAS skał wulkanicznych (Le Maitre i in. 1989)

Fig. 97. Positioning of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region on the TAS volcanic rock classification diagram (Le Maitre R. et al. 1989)



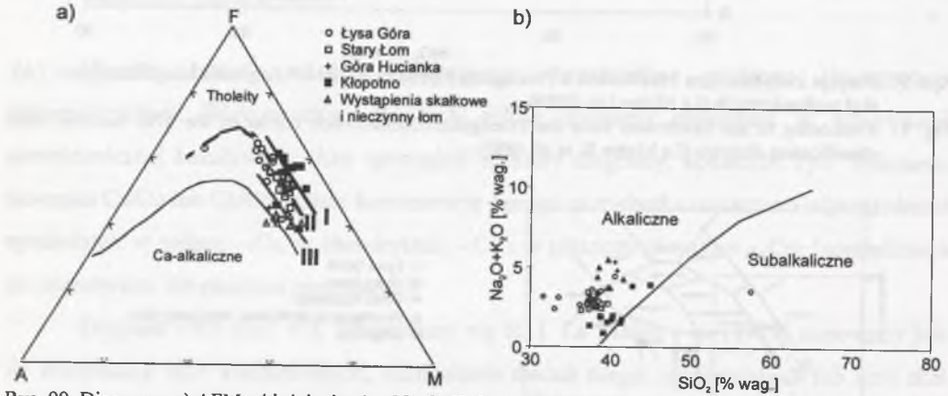

Rys. 98. Pozycja klasyfikacyjna bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie klasyfikacyjnym TAS skał wulkanicznych (Cox i in. 1979)

Fig. 98. Positioning of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region on the TAS volcanic rock classification diagram (Cox et al. 1979)

Stanowisko systematyczne badanych skał jest zgodne z systematyką sudeckich skał wulkanicznych, przedstawioną przez B. Wierzchołowskiego (1993).

Na diagramie TAS opracowanym wg K. J. Coxa i in. (1979) badane bazaltoidy leżą w polach nefelinitów, bazanitów i bazaltów (rys. 98), co zbliżone jest do kierunków ewolucji magmy określonych na podstawie diagramu TAS wg R. I. Le Maitre i in. (1989).

Diagram AFM (rys. 99a) to projekcja w układzie $Na_2O+K_2O$ (A) – FeO (F) – MgO (M) sporządzona dla normalizowanych zawartości tych składników (Irvine, Baragar 1971). Wskazuje on na trzy serie skalne. Pierwszą stanowią bazanity Kłopotna, drugą nefelinity Łysej Góry i Starego Łomu, a trzecią nefelinity Góry Hucianka, wystąpień skałkowych (w tym tefryty) i nieczynnego łomu. Te trzy serie układają się równolegle do linii skał tholeity/Ca – alkaliczne.



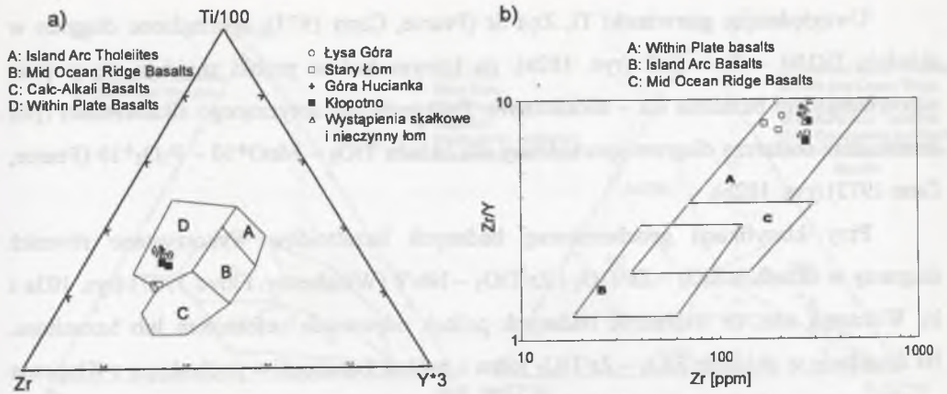

Rys. 99. Diagramy: a) AFM, objaśnienia: A – $Na_2O+K_2O$, F – FeO, M – MgO, I-bazanity Kłopotna, II-nefelinity Łysej Góry i Starego Łomu, III-nefelinity Góry Hucianka i samotnych skałek, b) klasyfikacyjny bazaltów alkalicznych i subalkalicznych (oba diagramy wg T.N. Irvine i W.R.A. Baragar 1971)

Fig. 99. The diagrams: a) AFM, Explanations: A – $Na_2O+K_2O$, F – FeO, M – MgO, I-basaltoides from Kłopotno site, II-basaltoides from the Łysa Góra and the Stary Łom sites, III-basaltoides from the Góra Hucianka site and the single rocks, b) classification of the alkali and subalkali basalts (both diagrams after T.N. Irvine and W.R.A. Baragar 1971)

Wszystkie badane próbki należą do bazaltów alkalicznych, co wynika z układu $SiO_2$ – $K_2O+Na_2O$ (rys. 99b), a wyjątkiem jest próbka bazaltoidu pochodząca z asymilacji skał podłoża, która należy do bazaltów subalkalicznych.

Na diagramie dyskryminacyjnym w układzie Ti/100 – Zr – Y*3 (Pearce, Cann 1973) próbki wszystkich badanych bazaltoidów znajdują się w polu (D) charakterystycznym dla bazaltów kontynentalnych (rys. 100a). Potwierdza to diagram sporządzony dla układu Zr/Y – Zr (Pearce, Norry 1979), na którym punkty projekcyjne badanych bazaltoidów znajdują się w polu (A), odpowiadającym tym samym bazaltoidom (rys. 100b).



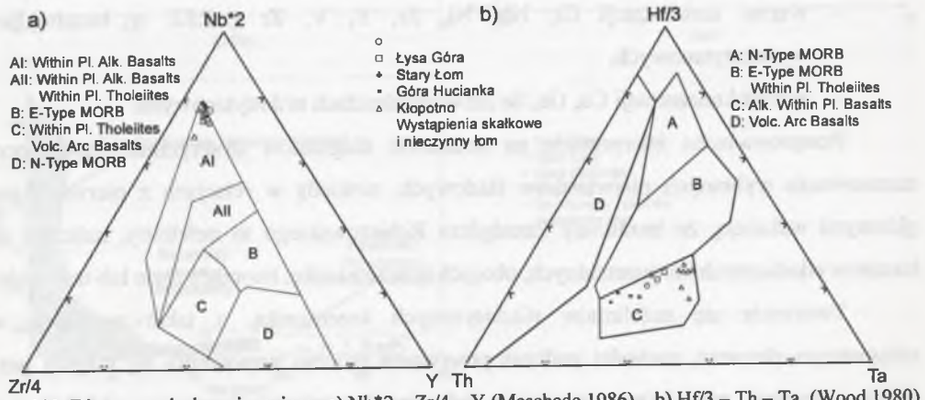



Rys. 100. Diagramy dyskryminacyjne: a) Ti/100 – Zr – Y*3 (Pearce, Cann. 1973), b) Zr/Y – Zr (Pearce, Norry 1979) bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 100. The discrimination diagrams: a) Ti/100 – Zr – Y*3 (Pearce, Cann. 1973), b) Zr/Y – Zr (Pearce, Norry 1979) for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

A zatem należy przypuszczać, że magma bazaltowa badanego obszaru ewoluowała w kierunku bazaltoidów kontynentalnych.

Na diagramie dyskryminacyjnym w układzie Nb*2 – Zr/4 – Y (Meschede 1986) badane próbki znajdują się w polu (AI), odpowiadającym kontynentalnym bazaltom alkalicznym (rys. 101a). W przypadku diagramu sporządzonego w układzie Hf/3 – Th – Ta (Wood 1980) wszystkie próbki znajdują się w polu C, które reprezentuje alkaliczne bazalty kontynantalne (rys. 101b).




Rys. 101. Diagramy dyskryminacyjne: a) Nb*2 – Zr/4 – Y (Meschede 1986), b) Hf/3 – Th – Ta (Wood 1980) bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 101. The discrimination diagrams: a) Nb*2 – Zr/4 – Y (Meschede 1986), b) Hf/3 – Th – Ta (Wood 1980) for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Uwzględniając pierwiastki Ti, Zr i Sr (Pearce, Cann 1973), sporządzono diagram w układzie Ti/100 – Zr – Sr/2 (rys. 102a), na którym badane próbki znajdują się w polu odpowiadającym bazaltom Ca – alkalicznym. Potwierdzenia dotyczącego alkaliczności tych bazaltoidów dostarcza diagram sporządzony dla układu $TiO_2$ – MnO*10 – $P_2O_5$*10 (Pearce, Cann 1973) (rys. 102b).

Przy klasyfikacji geochemicznej badanych bazaltoidów wykorzystano również diagramy w układach $SiO_2$ – $Zr/TiO_2$ i $Zr/TiO_2$ – Nb/Y (Winchester, Floyd 1977) (rys. 103a i b). Wskazują one, że większość badanych próbek odpowiada nefelinitom lub bazanitom. Na diagramie w układzie $SiO_2$ – $Zr/TiO_2$ jedna z próbek bazaltoidów pochodząca z Kłopotna znajduje się w polu bazaltów alkalicznych, a z Łysej Góry w polu andezytów, co wynika z asymilacji skał podłoża przez lawę.

Diagram sporządzony w układzie Zr/Nb – Nb (rys. 103c) przedstawia pola skał wulkanicznych zawierających ksenolity, pochodzące z dolnej części skorupy ziemskiej w Europie. Na podstawie zawartości Nb oraz wartości stosunku Zr/Nb stwierdza się, że badane bazaltoidy prawdopodobnie nie zawierały tego rodzaju ksenolitów. Pod tym względem podobne są do nefelinitów i bazanitów obszaru Vogelsberg (centralne Niemcy), kenozoicznych bazaltoidów należących do tej samej prowincji co bazaltoidy Przedgórza Rębiszowkiego (Jung, Masberg 1998).

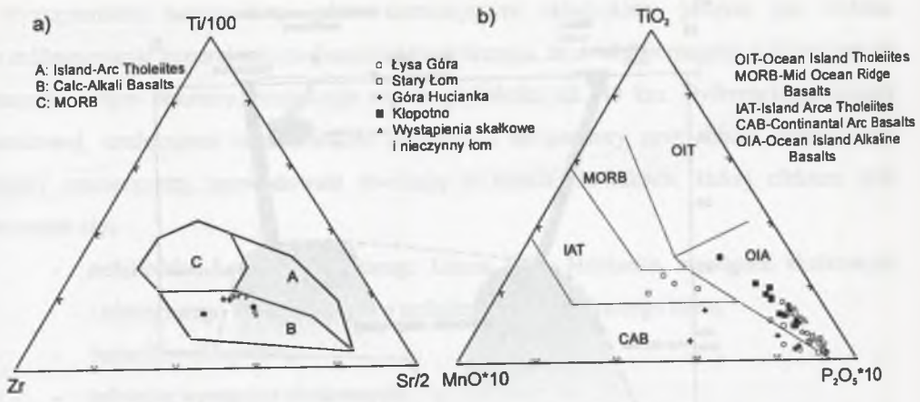
Zauważa się zróżnicowanie w koncentracji niektórych pierwiastków w wyróżnionych bazaltoidach wysoko- i niskotytanowych. Przejawem tego zróżnicowania jest:

- wzrost koncentracji Cr, Nb, Ni, Sr, Y, V, Zr i REE w bazaltoidach wysokotytanowych,
- wzrost koncentracji Cu, Ga, Sc Hf w bazaltoidach niskotytanowych.

Przeprowadzone interpretacje na podstawie diagramów dyskryminacyjnych, przy zastosowaniu wybranych pierwiastków śladowych, niekiedy w relacjach z pierwiastkami głównymi wskazują, że bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego to nefelinity, należące do bazaltów alkalicznych kontynentalnych, ubogich w krzemionkę, tworzące dwie lub trzy serie.

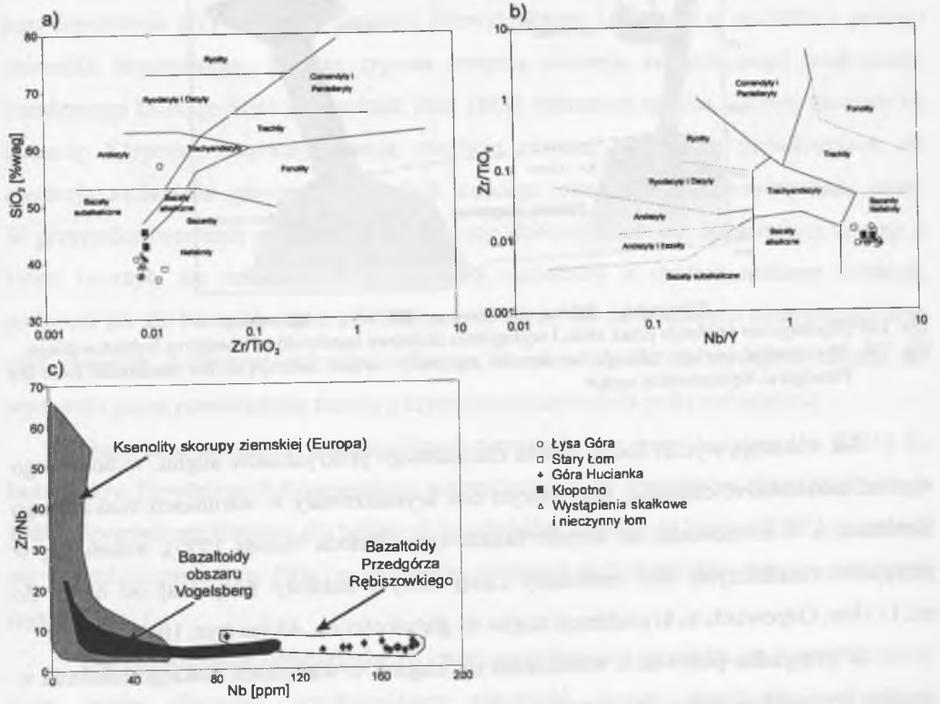
Tworzenie się nefelinitów niedosyconych krzemionką, a takie występują w opisywanym obszarze, zachodzi podczas przerwania procesu wznoszenia się magmy przy dużym ciśnieniu, przy którym następuje frakcyjna krystalizacja magmy o składzie law maficznych.





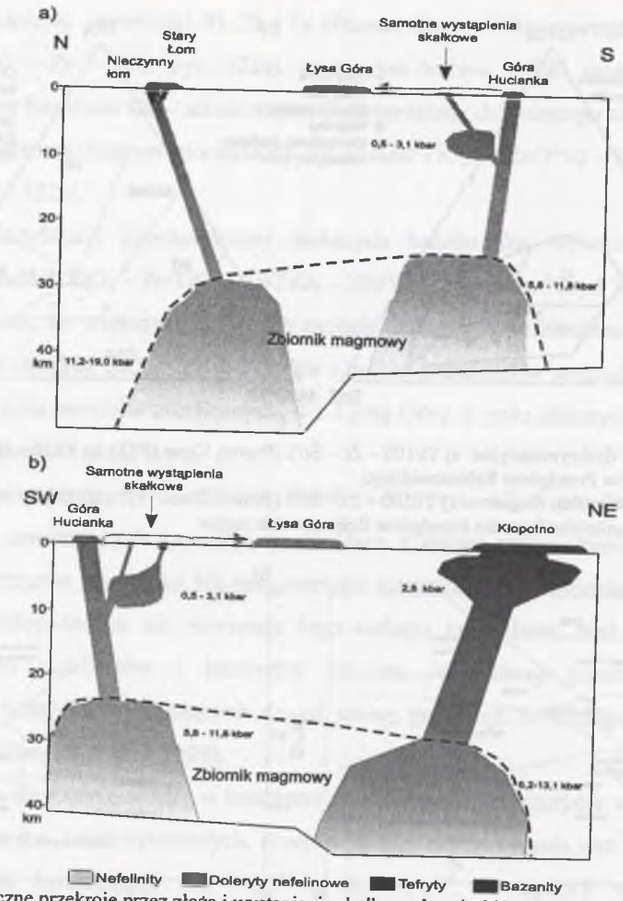

Rys. 102. Diagramy dyskryminacyjne: a) Ti/100 – Zr – Sr/2 (Pearce, Cann 1973), b) TiO2 – MnO*10 – $P_2O_5$*10 bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 102. The discrimination diagrams: a) Ti/100 – Zr – Sr/2 (Pearce, Cann 1973), b) TiO2 – MnO*10 – $P_2O_5$*10 for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 103. Diagramy: a) $SiO_2$ – $Zr/TiO_2$, b) $Zr/TiO_2$ – Nb/Y (oba diagramy wg J.A.Winchester, P.A. Floyd 1977) oraz (c) Zr/Nb – Nb (wg Dostal i in. 1980; Wormer i in.1982; Mengel 1990; Downes i in. 1990; Jung Masberg 1998) bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 103. The diagrams: a) $SiO_2$ – $Zr/TiO_2$, b) $Zr/TiO_2$ – Nb/Y (both diagrams after J.A.Winchester, P.A. Floyd 1977) and (c) Zr/Nb – Nb (after Dostal et al. 1980; Wormer et al. 1982; Mengel 1990; Downes et al. 1990; Jung Masberg 1998) for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 104. Hipotetyczne przekroje przez złoża i wystąpienia skałkowe bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego
Fig. 104. Hypothetical sections through the deposits and rocky surface outcrops of the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Jak wskazują wyniki badań składu chemicznego prakryształów augitu, wchodzącego w skład bazaltoidów, ciśnienie, przy którym one krystalizowały w warunkach bliskich jego likwidusu, a w równowadze ze stopem bazaltowym (metoda Nimisa 1995), wahało się w przypadku zasadniczych złóż (nefelinity Łysej Góry i bazanity Kłopotna) od ok.11 do ok. 13 kbar. Odpowiada to krystalizacji augitu na głębokości ok. 40 km (rys. 104).

W przypadku przerwania wznoszenia się magmy w warunkach niskiego ciśnienia w wyniku krystalizacji frakcyjnej tworzą się inne zespoły magm bazaltowych: alkalicznych bazaltów oliwinowych, bazaltów bogatych w glinkę, a nawet magmy toleitowe.

Jak wskazują badania bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, występują w nich te same minerały skałotwórcze. Wyjątkiem jest obecność w złożu Kłopotno i wystąpieniu skałkowym (próbka SK51) plagioklazów i brak tego składnika w pozostałych złożach



i wystąpieniach bazaltoidów, gdzie dominującym składnikiem jasnym jest nefelin. To zróżnicowanie mineralogiczne bazaltoidów wskazuje, że ewolucja magmy, z której one się tworzyły w tym obszarze, rozpoczęła się na głębokości ok. 40 km. Dyferencjacja magmy bazaltowej, uzależniona od warunków ciśnienia i temperatury oraz składu chemicznego magmy macierzystej, spowodowała ewolucję w trzech kierunkach, której efektem było tworzenie się:

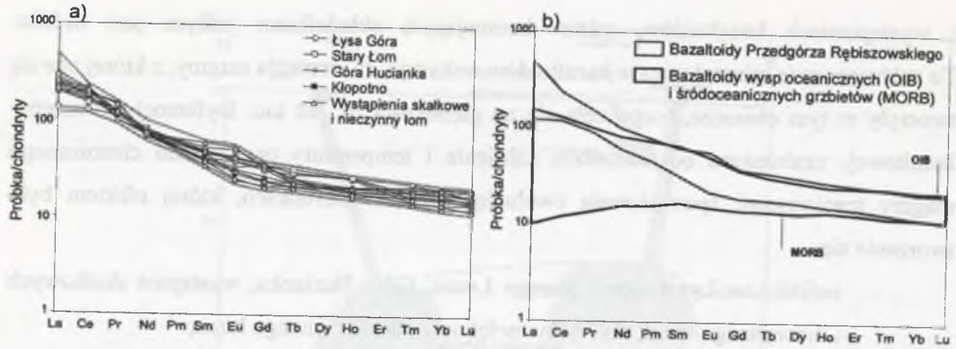
- nefelinitów Łysej Góry, Starego Łomu, Góry Hucianka, wystąpień skałkowych i nieczynnego łomu; dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu,
- bazanitów Kłopotna,
- tefrytów wystąpień skałkowych.

Dodatkowym efektem ewolucji jest obecność andezytu.

Magma, z której krystalizowały nefelinity Łysej Góry, Starego Łomu, Góry Hucianka, wystąpień skałkowych oraz doleryty nefelinowe nieczynnego łomu, tworzyła się prawdopodobnie przy wysokim ciśnieniu. Niewykluczone, iż magma ta pochodzi z jednego zbiornika magmowego. Jest to typowa magma rozwoju kenozoicznego wulkanizmu bazaltowego Dolnego Śląska (Blusztajn, Hart 1989). Natomiast magma, z której tworzyły się bazanity Kłopotna, rozpoczęła swoją ewolucję również na dużych głębokościach, ale ewolucja zachodziła głównie w strefach niskiego ciśnienia, pod powierzchnią ziemi. W przypadku tworzenia się tefrytów najprawdopodobniej doszło do dyferencjacji magmy, z której tworzyły się nefelinity, a krystalizacja zachodziła w strefach niskiego ciśnienia, podobnie jak dla bazanitów (rys. 104). Obecność dolerytów nefelinowych nieczynnego łomu oraz charakter dolerytowy tefrytów wskazuje, iż w miejscach ich wystąpień magma nie wydostała się na powierzchnię terenu, a krystalizacja zachodziła pod powierzchnią.

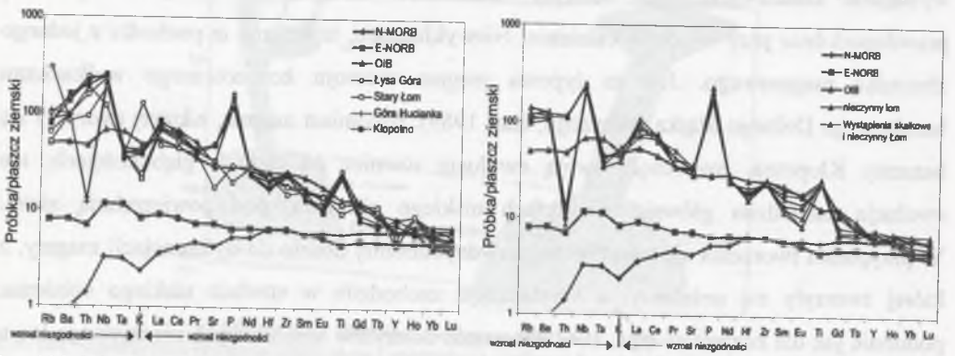
Oznaczone zawartości poszczególnych pierwiastków z grupy lantanowców (REE) dla bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego normalizowano do chondrytów (Sun, McDonough 1989). Sporządzony diagram dla badanych bazaltoidów ujawnia, że krzywe REE koncentrują się w wąskim pasie (rys. 105a) o zbliżonym przebiegu do bazaltoidów wysp oceanicznych (rys. 105b).

Dla pierwiastków kompatybilnych i niekompatybilnych sporządza się diagram pajęczy (*ang. spider diagram*), przedstawiający zawartość danego pierwiastka w próbce, normalizowany do jego koncentracji w płaszczu ziemskim (rys. 106).




Rys. 105. Diagram REE dla bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (a) oraz porównanie bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego do typowych bazaltoidów alkalicznych wysp oceanicznych - OIB i grzbietów śródoceanicznych - MORB (b). Zawartości normalizowano do chondrytów (Sun, McDonough 1989)

Fig. 105. REE diagram made for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region (a) and their comparison to typical alkali formations of volcanic ocean islands basaltoides - OIB and middle ocean rift basaltoides - MORB (b). The contentss were normalized to chondites (Sun, McDonough 1989)




Rys. 106. Spider diagram dla bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, normalizacja do płaszcza ziemskiego (Sun, McDonough 1989)

Fig. 106. Spider diagram performed for the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region, normalization to the Earth's mantle (Sun, McDonough 1989)

Diagramy te umożliwiają interpretacje petrogenetyczne. Przedstawiają one rozszerzoną wersję diagramów sporządzonych dla REE (rys. 105). Jak wynika z tych diagramów, zawartości pierwiastków normalizowane do zawartości w płaszczu ziemskim w badanych próbkach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego zbliżają się do bazaltoidów wysp oceanicznych (OIB). Zaznaczają się przy tym wyraźne anomalie dla niektórych pierwiastków, a w szczególności:

- wzrost:
  - Nb dla wszystkich badanych próbek,
  - K dla próbki LG20-2,
  - P dla wszystkich badanych próbek, z wyjątkiem LG20-2 i SL30-4,



  - Ti dla wszystkich badanych próbek, z wyjątkiem LG20-2 i próbek SL,
  - Zr dla wszystkich badanych próbek, z wyjątkiem LG20-2 i próbek SL,
- zubożenie:
  - Th dla próbek PR oraz próbek SK,
  - K dla próbek LG,
  - P dla próbek LG20-2 i SL30-4,
  - Sr dla próbki LG20-2,
  - Ti dla próbek LG20-2, SL30-4 i SL31-1.

A zatem można stwierdzić, że nefelinity pochodzące z Łysej Góry i Starego Łomu wykazują największe anomalie w koncentracji niektórych pierwiastków w stosunku do pozostałych wystąpień bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, co w przypadku tego typu bazaltów jest dość powszechne (Weaver, Smith 1989; Chen, Lee 1996; Briggs i in. 1997; Coish i in. 1998; Abdel-Fattah i in. 1999; Hald, Tegner 2000; Krzemiński 2004; Reichov i in. 2005).

Jednym z najważniejszych elementów dotyczących rozważań nad ewolucją wulkanizmu jest ewolucja magmy, z której kształtowały się skały. Uważa się (Smith, Leeman 2005), że dla bazaltoidów o niskiej ewolucji magmy charakterystyczny jest wysoki udział MgO – powyżej (9,50% wag.) oraz Ni powyżej 100 ppm i Cr powyżej 200 ppm. Bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego, z uwagi na zawartość MgO, częściowo spełniają kryteria wskazujące na niską ewolucję magmy. Jednak w tym samym złożu wydzielić można strefy, które tych wymagań nie spełniają. W przypadku bazaltoidów o niższych zawartościach MgO, magma określana jest jako pierwotna. Jednakże rozważania nad chemizmem bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wskazują, że magma, z której były one formowane, nie posiadała cech charakterystycznych dla magm pierwotnych, gdyż wykazuje:

- względnie niską wartość liczby #Mg=0,41 – 0,68 (średnia dla nefelinitów 0,57; dolerytów nefelinowych 0,55; bazanitów 0,55; tefrytów 0,68; skał piroklastycznych 0,40, podczas gdy dla magm pierwotnych wartość ta wynosi powyżej 0,66 (Price i in. 1997) i konsekwentnie niską zawartość Ni i Cr,
- brak ksenolitów perydotytowych.

Powyższy wniosek potwierdza negatywna korelacja FeO i niska korelacja MgO z $SiO_2$ w bazaltoidach (tab. 22). Spostrzeżenia te wskazują na krystalizację frakcyjną oliwinu i piroksenu, odgrywających najważniejszą rolę w geochemicznej dyferencjacji magmy (Price i in. 1997, Stern i in. 1995).

Wartości liczby #Mg dla skał piroklastycznych mieszczą się w zakresie 0,37 – 0,43, co przy niskich zawartościach MgO może wskazywać na ewolucję magmy przed zasadniczym jej wylewem na powierzchnię terenu. Potwierdza to również wartość liczby #Mg szkliwa wulkanicznego (0,38 – 0,43).

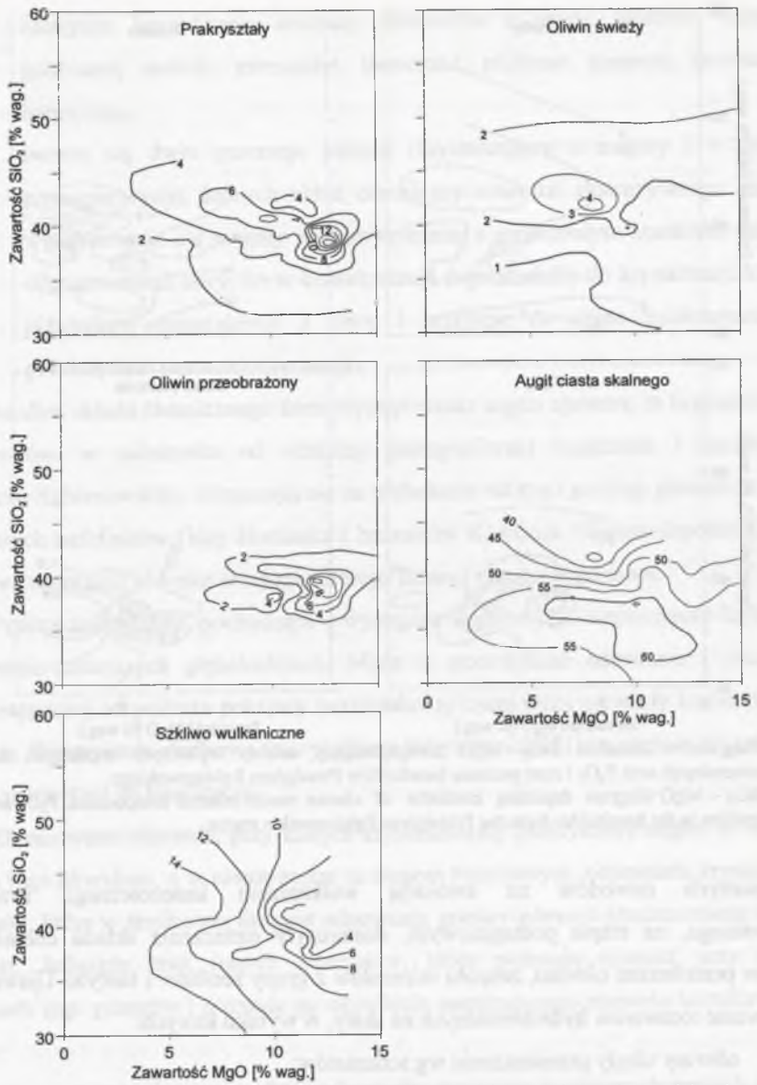
Na stopień zaawansowania ewolucji magmy i jej dyferencjacji wskazują skrajne zawartości $SiO_2$ i MgO w serii skalnej. W przypadku bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego udział $SiO_2$ nie jest zbyt zróżnicowany, stąd też można sądzić, iż magma miała niski stopień ewolucji. Z diagramu sporządzonego w układzie $SiO_2$ – MgO, uwzględniającym wskaźniki petrograficzne – modalny udział składników mineralnych – ekstrapolowanych na diagramach (rys. 107) wynikają następujące spostrzeżenia:

- udział prakryształów w bazaltoidach obniża się wraz ze wzrostem MgO i $SiO_2$ w skale,
- oliwin ulega większym przeobrażeniom w bazaltoidach o wysokim udziale MgO – 11 – 14% wag. i udziale $SiO_2$ w zakresie 37 – 40% wag., w przeciwieństwie do oliwinu świeżego, który występuje w skale o niższych zawartościach MgO (6 – 8% wag.) i nieco wyższych zawartościach $SiO_2$,
- augit ciasta skalnego występuje w dużych ilościach w bazaltoidach o wysokiej zawartości MgO i niższych udziałach $SiO_2$ w bazaltoidach,
- udział szkliwa wulkanicznego wzrasta ze spadkiem udziału MgO, z tendencją do najwyższych udziałów przy zawartości $SiO_2$ na poziomie 36 – 38% wag.

Analiza diagramów z udziałem zeolitów, nefelinu, strat prażenia i $P_2O_5$ (rys. 108) wskazuje, że:

- w przypadku zeolitów najwyższe ich koncentracje występują w zakresie $SiO_2$ 35 – 38% wag. dla 8 – 11% wag. MgO oraz, jak wskazuje ekstrapolacja, poniżej 32% wag. $SiO_2$,
- w podobnych zakresach $SiO_2$ przypada maksimum ilości udziału nefelinu i strat prażenia, przy czym zakres MgO w przypadku nefelinu jest rozszerzony do 14% wag., jednakże należy uwzględnić fakt, iż tylko część udziału nefelinu, jak wykazują badania petrograficzne, pochodzi z przeobrażeń bazaltoidów,
- maksimum koncentracji $P_2O_5$ przypada na niższe udziały MgO w skale (6 – 8% wag.) i w podobnym zakresie udziałów $SiO_2$ jak dla zeolitów, nefelinu i strat prażenia.

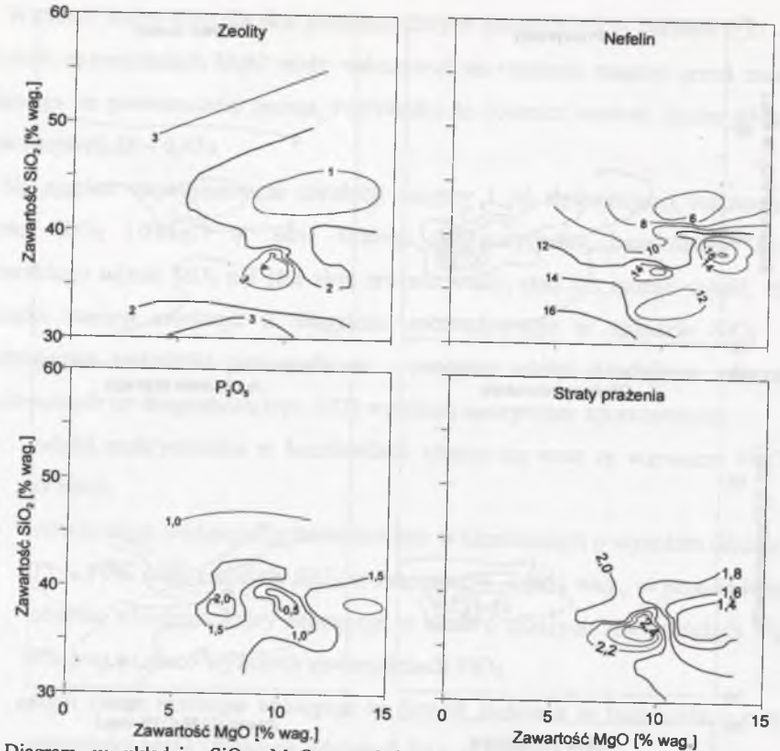





Rys. 107. Diagram w układzie $SiO_2$ – MgO uwzględniający udziały wybranych modalnych składników mineralnych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 107. $SiO_2$ – MgO diagram depicting contentss of chosen modal mineral components in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Wskaźniki dotyczące zeolitów, nefelinu i strat prażenia można uznać za dowody zgodnie wskazujące na ewolucję wulkanizmu. Natomiast wskaźnik $P_2O_5$ odbiega niższą zawartością MgO w skale w porównaniu do zeolitów, nefelinu i strat prażenia, przy której był on najbardziej aktywnym składnikiem.




Rys. 108. Diagram w układzie $SiO_2$ – MgO uwzględniający udziały wybranych modalnych składników mineralnych oraz $P_2O_5$ i strat prażenia bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 108. $SiO_2$ – MgO diagram depicting contentss of chosen modal mineral components, $P_2O_5$ and loss of ignition in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Istotnych dowodów na ewolucję wulkanizmu kenozoicznego Przedgórza Rębiszowskiego, na etapie pomagmowym, dostarczyły oznaczenia składu chemicznego: produktów przeobrażeń oliwinu, zespołu minerałów z grupy zeolitów i biotytu. Ujawniły one oddziaływanie roztworów hydrotermalnych na skały, w wyniku których:

- oliwiny uległy przeobrażeniu wg schematów:
  (1) oliwin → iddingsyt
  (2) oliwin → grupa serpentynu
  (3) oliwin → grupa serpentynu → goethyt + chalcedon + minerały węglanowe
  (4) oliwin → grupa serpentynu → grupa pirofyllit – talk
  przy czym powszechne są przeobrażenia wg schematów (1) i (2), natomiast przeobrażenia wg schematów (3) i (4) są rzadkie (dotyczą głównie nefelinitów Góry Hucianka),



- następuje krystalizacja asocjacji minerałów z grupy zeolitów, takich jak: gobbinsyt, natrolit, gismondyt, thomsonit, philipsyt, garronit, mordenit oraz harmotom,
- tworzą się dwie generacje biotytu (krystalizujący z magmy i w procesach pomagmowych), których skład chemiczny dowodzi ekstruzywnego charakteru wydostawania się magmy na powierzchnię z gwałtownym spadkiem ciśnienia i odgazowaniem lawy, co w konsekwencji doprowadziło do krystalizacji końcowej składników mineralnych z lawy i przejście do etapu hydrotermalnego z pominięciem pneumatolitycznego,

Analiza składu chemicznego form występowania augitu ujawnia, że krystalizacja jego prakryształów, w zależności od odmiany petrograficznej bazaltoidu i lokalizacji na Przedgórzu Rębiszowskim, rozpoczęła się na głębokości 40 km i poniżej, głównie w strefach kominowych nefelinitów Góry Hucianka i bazanitów Kłopotna. Najprawdopodobniej strefa kominowa występuje również w rejonie Starego Łomu i nieczynnego łomu.

Prakryształy augitu, pochodzące z wystąpień skałkowych, rozpoczynały krystalizację na znacznie mniejszych głębokościach. Może to potwierdzać oderwanie i przesunięcie znacznie gęstszej od podłoża pokrywy bazaltoidowej Łysej Góry od strefy kominowej Góry Hucianka. Wystąpienia skałkowe (z wyjątkiem tefrytów – SK51) są częścią tej pokrywy w miejscu pierwotnej jej lokalizacji.

Oszacowane ciśnienie, przy którym krystalizowały prakryształy augitu w warunkach bliskich jego likwidusu, a w równowadze ze stopem bazaltowym, odpowiada krystalizacji na głębokości, która w środkowej Europie odpowiada granicy górnego płaszcza ziemi i skorupy ziemskiej. Jednakże brak innych minerałów, które powstają również przy wysokich ciśnieniach (np. granatów) pozwala na określenie następującego rozwoju kształtowania się magmy:

- magma zawierająca prakryształy augitu utworzone w głębszych partiach dopłynęła do płytszego ogniska magmowego, w którym kształtowała się magma bazaltowa,
- w ognisku magmowym, w którym krystalizowały już prakryształy oliwinu, wzrasta temperatura,
- w prakryształach oliwinu dochodzi do powstania zatok korozji magmowej.

Bardzo zbliżona i stosunkowo wysoka wartość liczby #Mg w oliwinach (rys. 62) i augicie (rys. 72) sugeruje, że prakryształy bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego krystalizowały z magmy o bardzo podobnym składzie chemicznym. Jak wskazują badania ewolucji wysokoglinowych bazaltów z Kamczatki (Rosja), o podobnych wartościach #Mg

w oliwinie i augicie, taka magma pozbawiona jest ultramaficznego, ksenokrystalicznego materiału (Ozerov 2000), co zbieżne jest pod tym względem z bazaltoidami Przedgórza Rębiszowskiego. A zatem skład rdzeni oliwinu i augitu (#Mg) odzwierciedla skład wczesnego stadium ewolucji stopu magmowego.

O ewolucji wulkanizmu świadczą generacje niektórych składników mineralnych (rys. 109). Plagioklazy, występujące w bazanitach i tefrytach, krystalizowały w warunkach subwulkanicznych lub wulkanicznych – niskie ciśnienie (Borkowska 1985) przy częściowej asymilacji skał podłoża. Wskazuje na to forma wykształcenia tej grupy minerałów oraz ich skład chemiczny.

Formy występowania oraz skład chemiczny nefelinu dowodzą, że w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego tworzy on trzy generacje. Powstawały one na różnych etapach ewolucji wulkanizmu. Nefelin generacji I krystalizuje jako pierwszy i występuje w postaci kryształów idiomorficznych. Nefelin II generacji krystalizował z resztek stopu magmowego, wypełniając wolne przestrzenie i stanowi tło skalne, natomiast nefelin generacji III tworzył się na etapie pomagmowym w wyniku rekrystalizacji generacji starszych. Obecny jest również nefelin wysokotemperaturowy, który powstawał jako produkt metamorfizmu kontaktowego pomiędzy potokami lawowymi.

Zeolity w badanych bazaltoidach tworzą dwa zespoły, różniące się formą występowania (tło skalne, żyłki przecinające bazaltoidy) oraz składem chemicznym. Tworzyły się w wyniku dyferencjacji geochemicznej roztworów hydrotermalnych, zasobnych w Ca i Na, które oddziaływały również lokalnie na skały podłoża.

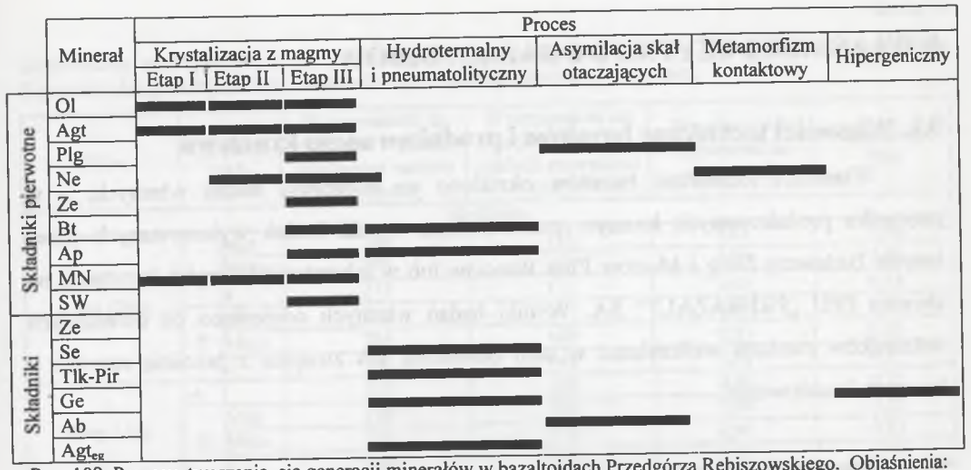
Skład chemiczny dwóch generacji biotytu dowodzi, iż krystalizował on bezpośrednio z magmy oraz w etapie pomagmowym.

Apatyt, podobnie jak biotyt, tworzy dwie generacje, różniące się składem chemicznym i formą występowania. Pierwotną generację tworzą wrostki w augicie, które krystalizowały z nim w równowadze wprost ze stopu magmowego. Wtórną generację stanowią kryształy tworzące się w wyniku metasomatozy generacji pierwotnej oraz krystalizowały z roztworów hydrotermalnych, zasobnych w P.

Pod względem składu mineralnego badane bazaltoidy należą do nefelinitów z przejściem w kierunku do bazanitów. Taka zmienność jest możliwa w obrębie nawet jednego wystąpienia bazaltoidów.

Obserwacje terenowe, rozważania petrograficzne i geochemiczne pozwalają na stwierdzenie, iż działalność wulkaniczna na Przedgórzu Rębiszowskim nie była jednorazowym wydarzeniem.






Rys. 109. Procesy tworzenia się generacji minerałów w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Ol- oliwin, Agt- augit, Plg- plagioklazy, Ne- nefelin, Ze- zeolity, Bt- biotyt, Ap- apatyt, MN- minerały nieprzeźroczyste, SW- szkliwo wulkaniczne, Se- serpentyny, Tlk-Pir- talk-pirofyllit, Ge- goethyt, Ab- albit, $Agt_{eg}$- augit egirynowy

Fig. 109. Formation of mineral generations the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region. Explanations: Ol- olivine, Agt- augite, Plg- plagioclases, Ne- nepheline, Ze- zeolites, Bt- biotite, Ap- apatite, MN- non transparent minerals, SW- volacnic glass, Se- serpentines, Tlk-Pir- talc-pyrophyllite, Ge- goethite, Ab- albite, $Agt_{eg}$- aegirine augite

Z przedstawionych rozważań można przyjąć wniosek, że zespół bazaltoidów występujący na Przedgórzu Rębiszowskim tworzy serię skał magmowych, bowiem istnieją genetyczne relacje pomiędzy poszczególnymi ich odmianami. Zespół ten powstał na drodze określonej dyferencjacji i warunków zastygania (Majerowicz, Wierzchołowski 1990).

# 9. WŁASNOŚCI UŻYTKOWE BAZALTOIDÓW

## 9.1. Własności techniczne bazaltów i produkowanego kruszywa

Własności techniczne bazaltów określono na podstawie badań własnych, a w przypadku produkowanych kruszyw przedstawiono wyniki badań wykonywanych przez Instytut Badawczy Dróg i Mostów Filia Wrocław lub w laboratoriach innych instytutcji na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA. Wyniki badań własnych odniesiono do określonych wskaźników ewolucji wulkanizmu w celu określenia ich związku z jakością surowca i kruszywa bazaltowego.

### 9.1.1. Nasiąkliwość

Zgodnie z normą PN-84/B-01080, która dotyczy podziału skał wg własności i zastosowania kamienia naturalnego przeznaczonego dla celów budowlanych, drogowych i kolejowych, badane próbki skał (tab. 53 i 54) wykazują bardzo małą nasiąkliwość (średnia poniżej 0,50%) lub małą nasiąkliwość (średnia w zakresie 0,50 – 5,00%). Rozważając nasiąkliwość dla poszczególnych odmian petrograficznych bazaltoidów, należy stwierdzić, iż najlepsze parametry pod tym względem (najniższa nasiąkliwość) wykazują doleryty nefelinowe (średnia 0,10%), a następnie bazanity (0,22%), nefelinity (0,26%) i tefryty (0,28%). Obserwuje się również zróżnicowanie nasiąkliwości w poszczególnych złożach. Zauważa się, że wartość tego parametru w złożu nefelinitów Łysej Góry i Starego Łomu wzrasta w kierunku wschodnim, podczas gdy w bazanitach Kłopotna wyższą nasiąkliwość obserwuje się w partii środkowej i zachodniej (rys. 110).

Tabela 53

Zestawienie ważniejszych cech technicznych odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia

| Odmiana petrograficzna | | Wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno suchym (Rc) [MPa] | Wytrzymałość na ściskanie po 25 cyklach zamrażania [MPa] | Współczynnik odporności na zamrażanie | Nasiąkliwość [%] | Liczba pomiarów |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | Min | 126 | 80 | 0,44 | 0,10 | 34 |
| | Maks | 398 | 225 | 0,94 | 0,73 | |
| | x | 225 | 154 | 0,71 | 0,26 | |
| Doleryty nefelinowe | | 255 | 156 | 0,61 | 0,10 | 1 |
| Tefryty | | 196 | 152 | 0,78 | 0,28 | 1 |
| Bazanity | Min | 113 | 167 | 0,46 | 0,10 | 31* |
| | Maks | 378 | 212 | 0,72 | 0,45 | |
| | x | 220* | 184 | 0,60 | 0,22 | |

*11 pomiarów własnych, 20 pomiarów wykonanych na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA.

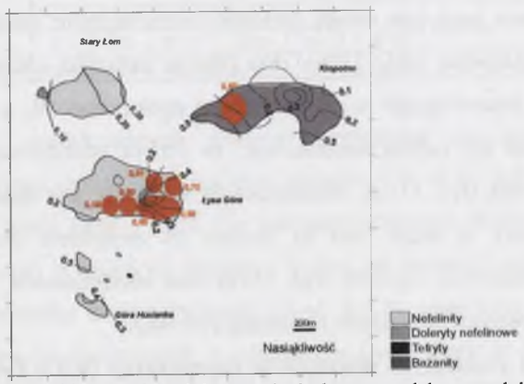


Tabela 54

Zestawienie ważniejszych cech technicznych bazaltoidów wg typu A i B w złożach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Min-minimum, Maks-maksimum, x-średnia

| Złoże | Typ bazaltoidu | | Wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno suchym (Rc) [MPa] | Wytrzymałość na ściskanie po 25 cyklach zamrażania [MPa] | Współczynnik odporności na zamrażanie | Nasiąkliwość [%] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | | | | | | |
| Łysa Góra | A | Min | 185 | 121 | 0,44 | 0,10 |
| | | Maks | 398 | 225 | 0,89 | 0,18 |
| | | x | 271 | 171 | 0,66 | 0,14 |
| | B | Min | 126 | 117 | 0,65 | 0,12 |
| | | Maks | 286 | 186 | 0,93 | 0,73 |
| | | x | 203 | 145 | 0,74 | 0,37 |
| Stary Łom | A** | | 245 | 169 | 0,69 | 0,21 |
| | B | Min | 196 | 162 | 0,60 | 0,12 |
| | | Maks | 272 | 178 | 0,91 | 0,31 |
| | | x | 234 | 170 | 0,75 | 0,22 |
| Góra Hucianka | A | Min | 140 | 80 | 0,57 | 0,28 |
| | | Maks | 180 | 160 | 0,94 | 0,38 |
| | | x | 167 | 123 | 0,74 | 0,35 |
| | B | Min | 174 | 118 | 0,68 | 0,32 |
| | | Maks | 196 | 166 | 0,84 | 0,47 |
| | | x | 185 | 146 | 0,75 | 0,38 |
| Bazanity | | | | | | |
| Kłopotno | A | Min | 285 | 167 | 0,46 | 0,11 |
| | | Maks | 378 | 206 | 0,64 | 0,55 |
| | | x | 326 | 187 | 0,58 | 0,24 |
| | B | Min | 284 | 174 | 0,53 | 0,19 |
| | | Maks | 328 | 212 | 0,72 | 0,45 |
| | | x | 303 | 188 | 0,62 | 0,31 |
| | x | | 317 (167*) | | | |

* z badań wykonanych na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA, ** jeden pomiar.




Rys. 110. Nasiąkliwość bazaltoidów w złożach i wystąpieniach oraz produkowanych kruszywach (na czerwono strefy eksploatowane i wartości uśrednione dla wszystkich rodzajów kruszyw) Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 110. Absorbability of the basaltoides in the deposits and ocurrences of the Przedgórze Rębiszowskie region and absorbability of the produced aggregates. In red colour they were marked the exploitation sites and the medium values of material absorbability for all types of aggregates

Zauważa się zróżnicowanie średniej wartości nasiąkliwości w poszczególnych złożach pomiędzy bazaltoidami typu A i B. Nasiąkliwość bazaltoidów typu A jest zawsze nieco niższa od typu B. Największe różnice obserwuje się w nasiąkliwości nefelinitów Łysej Góry – dla typu A nasiąkliwość wynosi średnio 0,14%, a dla typu B 0,37%. Jednakże nie uwzględniając w obliczeniach średniej nasiąkliwości próbki o maksymalnej wartości tego parametru (0,73%), średnia dla bazaltoidów typu B wyniesie 0,15%.

Wpływ lokalizacji złoża, odmiany petrograficznej i typu bazaltoidów na nasiąkliwość określono przy wykorzystaniu jednoczynnikowej analizy wariancji. Wynika z niej, iż istotny wpływ na nasiąkliwość, dla poziomu istotności p=0,05, ma typ bazaltoidu (p=0,02), natomiast nie ma istotnego wpływu odmiana petrograficzna (p=0,82) i lokalizacja złoża (p=0,38).

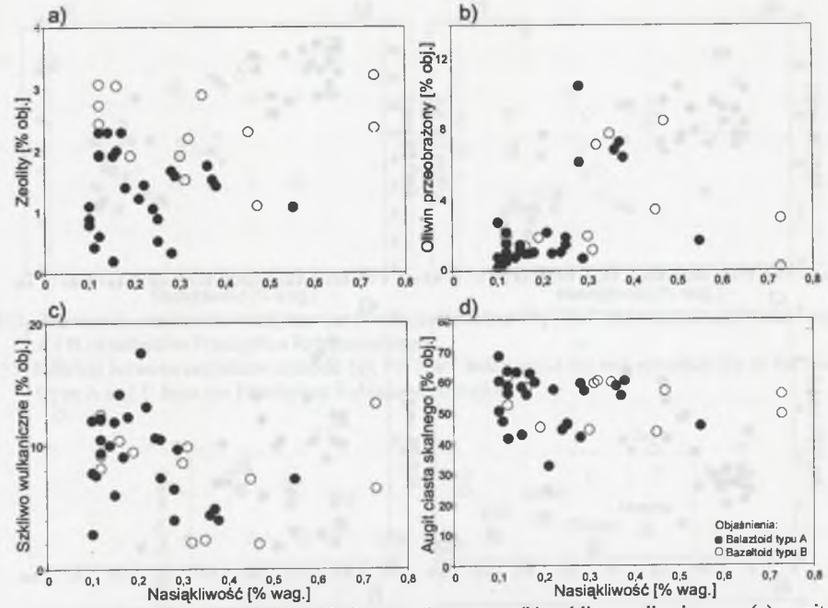
Nasiąkliwość bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wykazuje związek z niektórymi składnikami mineralnymi (zawartość w skałach zeolitów, oliwinu przeobrażonego i szkliwa wulkanicznego) oraz głównymi składnikami chemicznymi ($Al_2O_3$, CaO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ i straty prażenia). W przypadku zeolitów i oliwinu przeobrażonego zaznaczają się trendy o zróżnicowanej wyrazistości wzrostu nasiąkliwości ze wzrostem ich udziału niezależnie od typu bazaltoidu (rys. 111a i b). Wzrost ilości szkliwa wulkanicznego sprzyja spadkowi nasiąkliwości (korelacja niska, współczynnik korelacji r=-0,30 istotny z p<0,05) (rys. 111c). Wydaje się, że wzrost udziału tych składników wpływa stabilizująco na nasiąkliwość, większość bowiem badanych próbek rzadko przekracza 0,40% nasiąkliwości.

W przypadku składników chemicznych widoczny jest spadek nasiąkliwości ze wzrostem $Al_2O_3$, CaO, (korelacji niska, odpowiednio r=-0,23 i r=-0,17 istotne z p<0,05) (rys. 112a, b). Zwraca przy tym uwagę podobne rozmieszczenie punktów $Al_2O_3$, CaO w zależności od nasiąkliwości (rys. 112a i b). Oba te składniki chemiczne są głównymi składnikami augitu, stanowiącego w nefelinitach na ogół ponad 50, a w bazanitach ponad 30% obj. skały. Stąd też można wnioskować, że wzrost udziału augitu będzie sprzyjał spadkowi nasiąkliwości (rys. 111d). Równocześnie widoczny jest spadek nasiąkliwości ze spadkiem ilości $Na_2O$ w skale. Jest to zgodne ze związkiem określonym pomiędzy nasiąkliwością a zawartością zeolitów (rys. 111a) oraz nasiąkliwością a ilością nefelinu w skale (rys. 113a), głównymi minerałami zawierającymi $Na_2O$.

W przypadku pozostałych wskaźników chemicznych ($K_2O$, $P_2O_5$, straty prażenia i $Fe^{3+}/Fe^{2+}$) nie obserwuje się wyraźniejszych związków z nasiakliwością.

Dla kruszyw produkowanych w latach 1998 – 2006 zauważa się zróżnicowanie nasiąkliwości (tab. 55). Wyższą nasiąkliwość posiadają grysy drobne (powyżej 0,65%) w porównaniu do pozostałych kruszyw (rys. 114).






Rys. 111. Zmienność udziału zeolitów (a), oliwinu przeobrażonego (b), szkliwa wulkanicznego (c), augitu ciasta skalnego (d) oraz nasiąkliwości wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

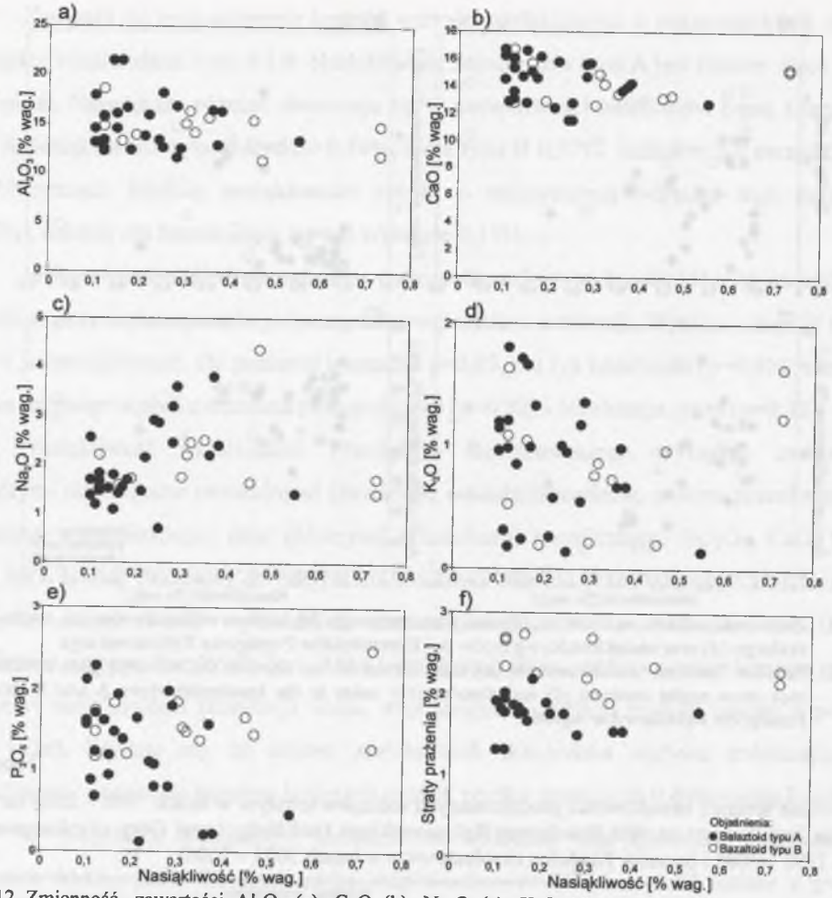
Fig. 111. Relation between zeolite contents (a), transformed olivine contents (b), volcanic glass contents (c), rock mass augite contents (d) and absorbability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

Tabela 55

Zestawienie średniej nasiąkliwości produkowanych rodzajów kruszyw w latach 1998 – 2006 na bazie surowca bazaltowego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

| | Rodzaj kruszywa | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Grys | | | | | | Kliniec | Tłuczeń | Kruszywo niesortowane |
| | 2/5 | 5/8 | 8/11 | 11/16 | 16/22 | 8/16 | | | |
| Nasiąkliwość [% wag.] | 0,82 | 0,76 | 0,65 | 0,45 | 0,43 | 0,59 | 0,68 | 0,53 | 0,61 |

Nasiąkliwość produkowanych kruszyw porównana do surowca bazaltowego (na podstawie przebiegu izolinii wartości tego parametru w złożu nefelinitów Łysej Góry eksploatowanych w latach 1998 – 2005 oraz bazanitów Kłopotna eksploatowanych w latach 2005 – 2006) wskazuje, iż kruszywa posiadają wyższą od surowca nasiąkliwość (rys. 115). Podobnie jak w przypadku mrozoodporności (rozd. 9.1.2), obserwuje się na ogół wyższą nasiąkliwość kruszyw produkowanych z nefelinitów Łysej Góry w latach 1998 – 2000 w porównaniu do lat 2002 – 2005. Zjawisko to związane jest z występowaniem w złożu eksploatowanym w latach 1998 – 2000 lokalnych stref z bazaltoidami typu B, których jest znacznie mniej w partiach eksploatowanych w latach 2001 – 2005 oraz jako skutek stresu wywołanego kruszeniem skał.

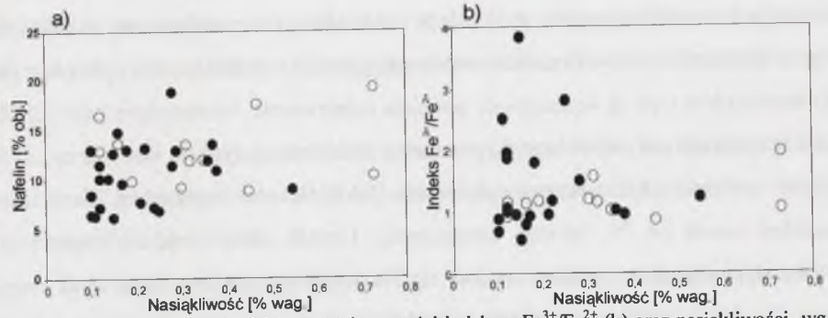



Rys. 112. Zmienność zawartości $Al_2O_3$ (a), CaO (b), $Na_2O$ (c), $K_2O$ (d), $P_2O_5$ (e), strat prażenia (f) oraz nasiąkliwości wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 112. Relation between $Al_2O_3$ contents (a), CaO contents (b), $Na_2O$ contents (c), $K_2O$ contents (d), $P_2O_5$ contents (e), loss of ignition (f) and absorbability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

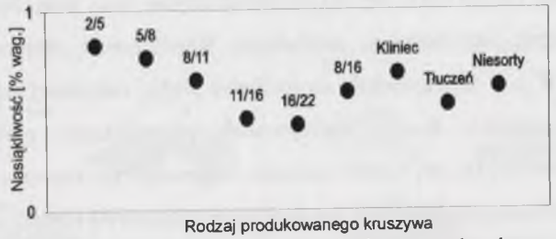
Z uwagi na średnią nasiąkliwość (tab. 54) surowce bazaltowe Przedgórza Rębiszowskiego, zgodnie z normą PN-B-11110:1996, spełniają wymagania stawiane skałom przeznaczonym do produkcji kruszyw drogowych klasy I, podobnie zgodnie z normami PN-B-11114:1996 i PN-B-11112:1996 spełniają wymagania stawiane kruszywom dla kolejnictwa (klasa I) i drogownictwa (klasa I). Nasiąkliwość większości produkowanych kruszyw, zgodnie z normą PN-86/B-06712, spełnia wymagania dla kruszyw mineralnych do betonów marki 50.





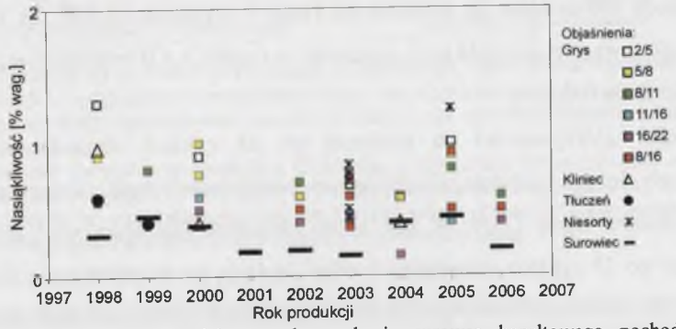

Rys. 113. Zmienność zawartości nefelinu (a) i wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (b) oraz nasiąkliwości wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 113. Relation between nepheline contents (a), $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ index value (b) and absorbability in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 114. Średnia nasiąkliwość kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego eksploatowanych w latach 1998 – 2006

Fig. 114. Mean absorbability of aggregates produced from the basalt raw material in the Przedgórze Rębiszowskie region exploited in years 1998 – 2006




Rys. 115. Nasiąkliwość kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

Fig. 115. Absorbability of aggregates produced out of basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie deposits (nephelinites from the Łysa Góra, exploited in years 1998 – 2005 and basanites from Kłopotno, exploited in years 2005 – 2006)

### 9.1.2. Mrozoodporność

Oznaczona metodą bezpośrednią mrozoodporność (PN-85/B-04102) została wykonana dla 25 cykli zamrażania (tab. 53 i 54). Należy podkreślić, że większość badanych próbek

podczas oględzin wykonywanych po każdym cyklu nie wykazywała zmian, takich jak rysy, pęknięcia, rozwarstwienia, wykruszenia lub zaokrąglenia krawędzi i naroży. Jedynie niektóre próbki bazaltoidów typu A wykazywały plamiste odbarwienia, występujące po 6 lub 7 cyklu w postaci pajęczych rozwidleń barwy jasnoszarej na ciemnoszarym tle skały, przy czym były to jedyne zmiany, jakie obserwowano (brak jakichkolwiek uszkodzeń mechanicznych powierzchni nawet po 25 cyklach zamrażania). Ubytek masy podczas oznaczenia tego parametru dla większości próbek wynosi 0,00% (stąd nie zamieszczono tych danych w tabelach 53 i 54), a jedynym wyjątkiem były dwie próbki nefelinitów Łysej Góry, w których ubytek wynosił 0,05%.

Miarą mrozoodporności są nie tylko mechaniczne zmiany w zewnętrznym wyglądzie próbek po określonej liczbie cykli, czy też obliczony ubytek masy poszczególnych próbek, ale również współczynnik odporności na zamrażanie. Współczynnik obliczany jest wg wzoru: $w=R`_{cn}/R_{cn}$, gdzie $R`_{cn}$ – wytrzymałość na ściskanie próbki nasyconej wodą po zakończeniu badania mrozoodporności, $R_{cn}$ – wytrzymałość na ściskanie próbki porównawczej niezamrażanej, która przez cały okres badania odporności na zamrażanie pozostawała w wodzie. Wyniki obliczonego parametru zestawiono w tabelach 53 i 54.

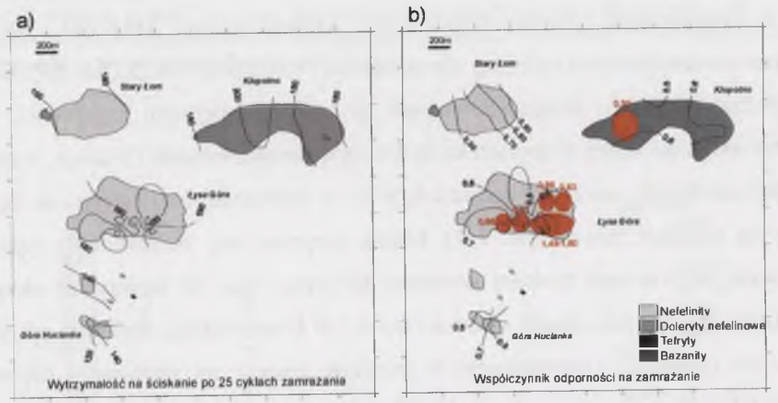
Pomiary wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach zamrażania próbek skalnych wskazują, iż wartość tego parametru obniża się w porównaniu do warunków powietrzno suchych. Zauważa się, że średnie wartości tego parametru dla poszczególnych odmian petrograficznych bazaltoidów są zbliżone do siebie i wynoszą od 152 do 184 (tab. 53). Zwraca ponadto uwagę zmienność tego parametru w typach A i B bazaltoidów pochodzących z tego samego złoża (tab. 54).

Wartości wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach zamrażania dla skał w poszczególnych złożach wskazują, iż największe zróżnicowanie tego parametru występuje w obrębie nefelinitów Łysej Góry. W tym złożu obecnych jest klika stref, gdzie wartości wytrzymałości po 25 cyklach zamrażania bardzo obniżają się w porównaniu do pozostałych części złoża. Ich przebieg zbliżony jest do przebiegu dwóch systemów uskokowych obecnych w złożu, o generalnym przebiegu E – W i SSE – NNW (rys. 2). Podobny bowiem układ izolinii obserwuje się dla wartości tego parametru w złożu (rys. 116a). W strefach przyuskokowych dochodziło do obniżenia własności mechanicznych skał w wyniku tworzenia się spękań związanych ze zjawiskami tektonicznymi oraz oddziaływaniem wód migrujących w tych strefach.



Podobnie jak w przypadku wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym (rozdz. 9.1.3), widoczny jest również związek tego parametru z ilością prakryształów w skale (rys. 120b – d):

- wzrostowi udziału prakryształów towarzyszy spadek wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach zamrażania (korelacja niska, współczynnik korelacji r=–0,22 istotny z $p<0,05$ (rys. 120b),
- ilość prakryształów augitu nie ma znaczenia na wytrzymałość na ściskanie po 25 cyklach zamrażania, r=0,03 istotny z $p<0,05$ (rys. 120c),
- spadek wartości wytrzymałości na ściskanie następuje przy wzroście ilości oliwinu przeobrażonego (korelacja umiarkowana, r=–0,41 istotny z $p<0,05$ (rys. 120d).




Rys. 116. Wytrzymałość na ściskanie po 25 cyklach zamrażania (a), współczynnik odporności na zamrażanie w złożach i wystąpieniach surowca bazaltowego oraz wyprodukowanych kruszyw (b). Na czerwono zaznaczono strefy eksploatowane i wartości uśrednione dla wszystkich rodzajów kruszyw Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 116. Compression strength determined after 25 freezing cycles (a) and freeze resistance coefficient in the deposits and occurences of the basaltic raw material and produced aggregates (b). In red colour they were marked the exploitation sites and the medium values of material compression strenght for all types of aggregates produced in the Przedgórze Rębiszowskie region

Średnie wartości współczynnika odporności na zamrażanie badanych skał wynoszą odpowiednio: 0,71 dla nefelinitów, 0,61 dla dolerytów nefelinowych, 0,78 dla tefrytów i 0,60 dla bazanitów. Niskie wartości tego współczynnika są charakterystyczne dla bazaltoidów o wysokiej wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym.

Rozpatrując wartości tego parametru pomiędzy poszczególnymi złożami (tab. 54), zauważa się, iż najkorzystniej pod względem wartości współczynnika odporności na zamrażanie przedstawiają się bazanity Kłopotna. Stwierdza się niższe średnie wartości tego parametru dla bazaltoidów typu A niż dla typu B w każdym z rozpatrywanych złóż (tab. 54).

Największe zróżnicowanie wartości współczynnika odporności na zamrażanie obserwuje się w złożu nefelinitów Łysej Góry a przebieg izolinii zbliżony jest do przebiegu izolinii wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach zamrażania (rys. 116b). A zatem parametr ten, podobnie jak wytrzymałość na ściskanie po 25 cyklach zamrażania, będzie wykazywał związek ze strefami uskokowymi w złożu (spękania tektoniczne, migracja wód).

Wpływ lokalizacji złoża, odmiany petrograficznej i typu bazaltoidów na mrozoodporność określono przy wykorzystaniu jednoczynnikowej analizy wariancji. Wynika z niej, iż czynniki te nie mają istotnego wpływu na mrozoodporność, dla poziomu istotności p=0,05 (typ bazaltoidu p=0,15, odmiana petrograficzna p=0,08, lokalizacja złoża p=0,14).

Nie obserwuje się zależności pomiędzy współczynnikiem odporności na zamrażanie a wskaźnikami petrograficznymi, mineralnymi i chemicznymi.

Z pozyskanego surowca bazaltowego wyprodukowano kruszywa, dla których oznaczono mrozoodporność opierając się na normie PN-78/B-06714.19 (tab. 56). Najwyższe wartości tego parametru osiąga kliniec oraz grysy o drobniejszym uziarnieniu. Wraz ze wzrostem wielkości ziaren w grysach aż do kruszyw niesortowanych i tłucznia, wartość tego parametru obniża się nawet do wartości 0,06%, co powoduje, że kruszywa te są bardziej odporne na działanie mrozu (rys. 117). Można przypuszczać, że bazaltoidy typu B będą podatniejsze na kruszenie podczas produkcji kruszyw. Stąd też selektywna eksploatacja, poprzedzona określeniem jakości surowca (typ A lub B bazaltoidu), umożliwi optymalizację procesu ich produkcji. Optymalizacja ta powinna polegać na stosowaniu odpowiednich proporcji jakościowych surowca do produkcji określonego rodzaju kruszywa.

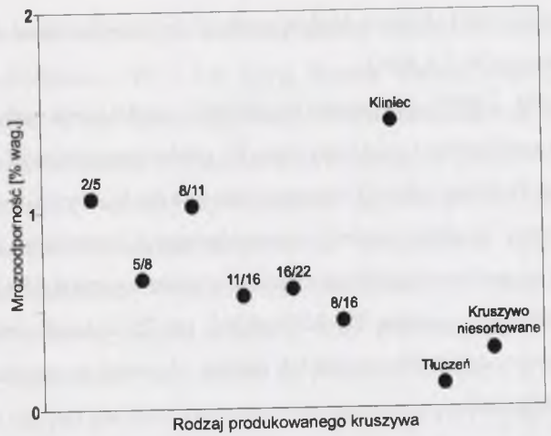
Wartości średnie mrozoodporności kruszyw, produkowanych w latach 1998 – 2006 porównano do wartości surowca bazaltowego (rys. 118). Zauważa się w tym przypadku zrónicowanie wartości tego parametru, którego przejawem jest niższa mrozoodporność grysów produkowanych w latach 1998 – 2000 (1,49 – 1,80%) przy stosunkowo wyższej mrozoodporności dla surowca (0,50 – 0,70%) eksploatowanego w tych latach (partia środkowa i wschodnia część partii południowej – rys. 9).

Tabela 56

Średnie wartości mrozoodporności produkowanych rodzajów kruszyw w latach 1998 – 2006 na bazie surowca bazaltowego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

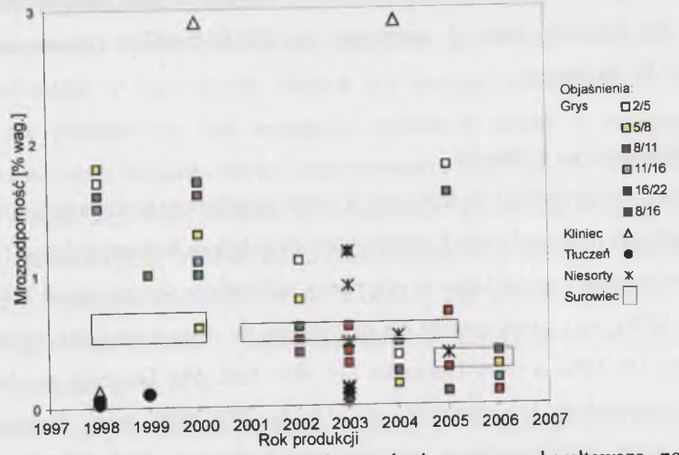
| | Rodzaj kruszywa | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Grys | | | | | | Kliniec | Tłuczeń | Kruszywo niesortowane |
| | 2/5 | 5/8 | 8/11 | 11/16 | 16/22 | 8/16 | | | |
| Mrozoodporność [% wag] | 1,09 | 0,65 | 1,05 | 0,55 | 0,59 | 0,42 | 1,50 | 0,06 | 0,25 |






Rys. 117. Średnia wartość mrozoodporności kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego eksploatowanych w latach 1998 – 2006

Fig. 117. Average freeze resistance value for the aggregates produced in years 1998 – 2006 from the basaltic raw material in the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 118. Mrozoodporność kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

Fig. 118. Freeze resistance of aggregates produced out of basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie deposits (nephelinites from the Łysa Góra, exploited in years 1998 – 2005 and basanites from Kłopotno, exploited in years 2005 – 2006)

Produkowane w tych latach kliniec i tłuczeń posiadają znacznie niższe wartości (odpowiednio 0,12 i 0,06%) w stosunku do surowca. Może to wynikać z występowania lokalnych stref z bazaltoidami typu B obserwowanymi w tych partiach, a także jako skutek stresu wywołanego kruszeniem skał. Tymczasem w latach 2002 – 2005 kruszywa produkowane z nefelinitów

Łysej Góry osiągają na ogół zbliżone średnie wartości mrozoodporności do wartości średnich surowca bazaltowego (0,50 – 0,60%).

W latach 2002 – 2005 następowała eksploatacja części partii zachodniej, południowej i wschodniej złoża nefelinitów Łysej Góry (rys. 9), gdzie obecność stref z bazaltoidami typu B była ograniczona. Podobna sytuacja obserwowana jest dla kruszyw (grysu) produkowanych z bazanitów Kłopotna (średnia wartość mrozoodporności bazanitów eksploatowanych w latach 2005 – 2006 na podstawie przebiegu izolinii w złożu wynosi 0,55%).

A zatem zgodnie z normą PN-85/B-04102 po 25 cyklach zamrażania uzyskano mrozoodporność bardzo dobrą dla wszystkich próbek. Z uwagi na ten parametr, z badanego bazaltu można produkować:

- elementy drogowe i kolejowe (co najmniej dobra mrozoodporność),
- kruszywa kolejowe i drogowe (co najmniej dobra mrozoodporność),
- kruszywa do betonów (co najmniej dostateczna mrozoodporność).

Zgodnie z normami PN-B-11112:1996 i PN-B-11114:1996 średnia mrozoodporność spełnia wymagania dla kruszyw klasy I, natomiast wg PN-86/B-06712 wymagania dla marki kruszywa 50 i 30 do betonu.

### 9.1.3. Wytrzymałość na ściskanie

Pomiary wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym przeprowadzono dla wszystkich odmian petrograficznych bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (tab. 53 i 54). Wartości wytrzymałości na ściskanie w przypadku nefelinitów wahają się od 126 do 398 MPa (średnia 225 MPa), przy czym średnia dla nefelinitów ze złoża Łysa Góra wynosi 248 MPa, Starego Łomu 238 MPa, a Góry Hucianka 173 MPa (tab. 54). Bazanity ze złoża Kłopotno wykazują wytrzymałość na ściskanie od 113 do 378 MPa przy średniej 220 MPa (z uwzględnieniem wyników badań wykonanych na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA). Zwraca w tym przypadku uwagę duże zróżnicowanie wyników, średnia dla badań wykonanych na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA wynosi 167 MPa, a z badań własnych 317 MPa. Można zatem spodziewać się dużej zmienności tego parametru w złożu. Według normy PN-84/B-01080 wskazuje to na dużą (120 – 200 MPa) lub w przypadku większości próbek na bardzo dużą wytrzymałość (powyżej 200 MPa).

Równocześnie norma ta przedstawia orientacyjne granice wytrzymałości na ściskanie niektórych skał w stanie powietrzno suchym, w przypadku bazaltów wartość wytrzymałości na ściskanie waha się od 100 – 350 MPa, co dla badanych skał oznacza, że mieszczą się one w klasach dużej wytrzymałości na ściskanie – 130 – 220 MPa i bardzo dużej wytrzymałości



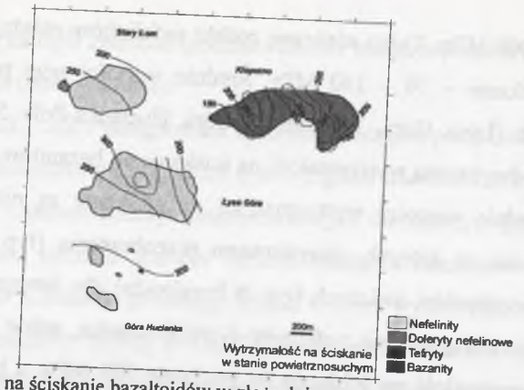
na ściskanie – 220 – 400 MPa. Tylko nieliczne próbki nefelinitów należą do klasy średniej wytrzymałości na ściskanie – 70 – 130 MPa. Średnie wartości tego parametru dla skał pochodzących ze złóż (Łysa Góra, Kłopotno i Góra Hucianka-Pole 548) wskazują, że nefelinity posiadają podwyższoną wytrzymałość na ściskanie od bazanitów.

Otrzymane średnie wartości wytrzymałości na ściskanie są niższe w przypadku nefelinitów i bazanitów, w których obserwowano przeobrażenia (typ B bazaltoidu), w przeciwieństwie do bazaltoidów świeżych (typ A bazaltoidu) dla danego złoża o 5 – 25% (tab. 54). Wyjątek stanowią jedynie nefelinity Góry Hucianka, gdzie bazaltoidy typu A wykazują średnią wytrzymałość na ściskanie na poziomie 167 MPa, a bazaltoidy typu B – 185 MPa. Różnica nie jest tak duża (ok. 10%), w związku z tym wydaje się, iż zjawisko to wynikać może z liczby próbek poddanych tym badaniom.

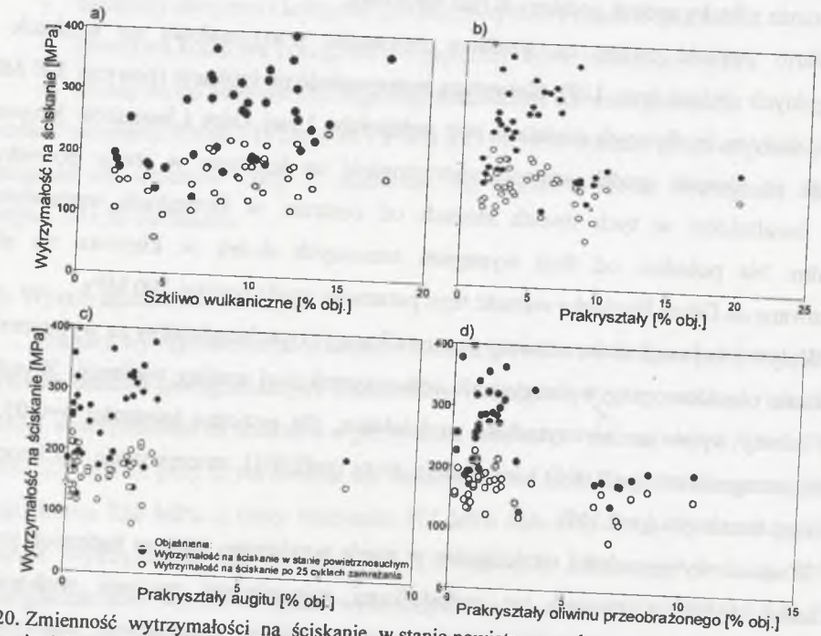
Warto zwrócić uwagę na strefową zmienność wytrzymałości na ściskanie w poszczególnych złożach (rys. 119). Najwyższą wytrzymałość na ściskanie (powyżej 300 MPa) wykazują skały w środkowych częściach złóż nefelinitów Łysej Góry i bazanitów Kłopotna. Obserwuje się również spadek wartości wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno suchym bazaltoidów w tych dwóch złożach od centrum w kierunkach wschodnim i zachodnim. Na południe od linii wystąpień samotnych skałek w kierunku na złoże zlokalizowane na Górze Hucianka wartość tego parametru spada poniżej 200 MPa.

Wpływ lokalizacji złoża, odmiany petrograficznej i typu bazaltoidów na wytrzymałość na ściskanie określono przy wykorzystaniu jednoczynnikowej analizy wariancji. Wynika z niej, iż istotny wpływ na wytrzymałość na ściskanie, dla poziomu istotności $p=0,05$, ma odmiana petrograficzna ($p<0,001$) i lokalizacja złoża ($p<0,001$), natomiast nie ma istotnego wpływu typ bazaltoidu ($p=0,115$).

Wartości wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym badanych próbek bazaltoidów wykazują związek ze wskaźnikami mineralnymi ewolucji wulkanizmu. W szczególności dotyczy to udziału modalnego składników mineralnych. Zauważa się bowiem, iż wartości tego parametru wzrastają ze wzrostem udziału, np. szkliwa wulkanicznego w skale (korelacja umiarkowana, współczynnik korelacji $r=0,48$ istotny z $p<0,05$ (rys. 120a). Można przypuszczać, że wzrost ilości izotropowego szkliwa wulkanicznego, równomiernie rozmieszczonego pomiędzy prakryształami i kryształami ciasta skalnego powoduje ich silne zespolenie, co sprzyja wysokim wartościom wytrzymałości na ściskanie. Widoczny jest także związek tego parametru z ilością prakryształów w skale




Rys. 119. Wytrzymałość na ściskanie bazaltoidów w złożach i wystąpieniach Przedgórza Rębiszowskiego
Fig. 119. Compression strength of the basaltoides from the deposits and occurences in the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 120. Zmienność wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym oraz po 25 cyklach zamrażania i udziału szkliwa wulkanicznego i prakryształów w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego
Fig. 120. Relation between compression strength, determined both in air dry state and after 25 freezing cycles, and volcanic glass or primary crystals contents in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

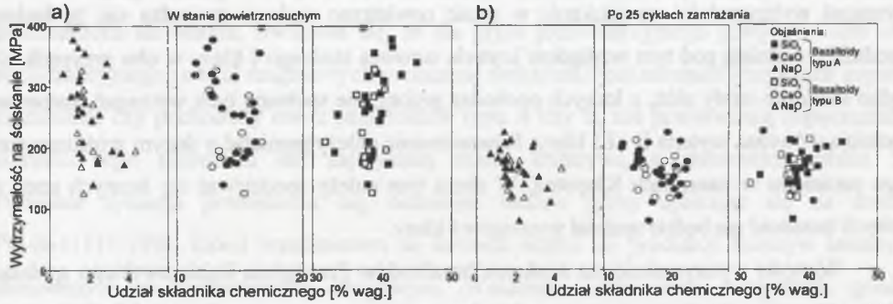
(rys. 120b-d). Wzrostowi udziału tego składnika mineralnego towarzyszy spadek wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym, współczynnik korelacji r=-0,25 istotny z p<0,05. Jednakże, jak wykazują szczegółowe obserwacje, ilość prakryształów augitu praktycznie nie ma znaczenia na wytrzymałość na ściskanie, r=0,01 istotny z p<0,05 (rys. 120c).



Czynnikiem obniżającym wartości wytrzymałości na ściskanie jest obecność oliwinu przeobrażonego, (korelacja umiarkowana, współczynnik korelacji r=-0,48 istotny z p<0,05) (rys. 120d). Należy zatem przypuszczać, że obecność prakryształów w bazaltoidach będzie raczej negatywnie wpływać na wartości wytrzymałości na ściskanie.

Wartości wytrzymałości na ściskanie wykazują także związek z niektórymi głównymi składnikami chemicznymi. Przejawem tego związku jest:

- wzrost wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem udziału $SiO_2$ w skale (rys. 121a),
- spadek wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem udziału $Na_2O$ i CaO (rys. 121a).




Rys. 121. Zmienność wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym (a) oraz po 25 cyklach zamrażania (b) i udziału $SiO_2$, CaO i $Na_2O$ w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego
Fig. 121. Relation between compression strength, determined both in air dry state (a) and after 25 freezing cycles (b), and $SiO_2$, CaO or $Na_2O$ contentss in the basaltoides from the Przedgórze Rębiszowskie region

Pozostałe wskaźniki chemiczne nie wykazują większego związku z wytrzymałością na ściskanie. Można wnioskować, że wzrost udziału $SiO_2$ w skałach i wzrost wytrzymałości na ściskanie to raczej efekt dość oczywisty, uwzględniając chociażby fakt, iż $SiO_2$ to składnik główny szkliwa wulkanicznego, prakryształów augitu i oliwinu. Spadek wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem ilości $Na_2O$ w skale wynika przede wszystkim z obecności składników mineralnych, które ten składnik chemiczny zawierają (głównie nefelin i zeolity). Jak wykazano w rozdziale dotyczącym składu chemicznego bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego, $Na_2O$ to składnik bardzo ruchliwy i obecny głównie w procesach pomagmowych. Za sprawą m.in. $Na_2O$, dochodzi do przeobrażeń skały, a obecność w niektórych partiach złóż żyłek zeolitów w szczelinach i spękaniach skał obniża wartości wytrzymałości na ściskanie bazaltoidów w takich strefach.

Wartości wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wskazują, że parametr ten spełnia wymagania kamienia przeznaczonego do produkcji (PN-84/B-01080):

- elementów drogowych i kolejowych (co najmniej średnia wytrzymałość na ściskanie),
- kruszyw kolejowych i drogowych (minimum średnia wytrzymałość na ściskanie),
- kruszyw do betonów (minimum mała wytrzymałość na ściskanie),
- mączek i wypełniaczy (minimum mała wytrzymałość na ściskanie).

Według normy PN-B-11114, stosowanej do oceny jakości surowca skalnego do produkcji kruszyw łamanych, używanych jako posypka do budowy i utrzymywania nawierzchni kolejowych oraz według normy PN-B-11110:1996 (surowce skalne lite do produkcji kruszyw łamanych stosowanych w budownictwie drogowym), w szczególności w odniesieniu do wymagań wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym stwierdza się, że badane bazaltoidy spełniają pod tym względem kryteria surowca skalnego I klasy w obu przypadkach. Tylko nieliczne strefy złóż, z których pochodzą próbki, nie spełniają tych wymagań, natomiast spełniają wówczas kryteria II i III klasy. Równocześnie należy pamiętać o dużym zróżnicowaniu tego parametru w bazanitach Kłopotna. W złożu tym należy spodziewać się licznych stref, w których bazaltoid nie będzie spełniał wymogów I klasy.

Wartości wytrzymałości na ściskanie bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego spełniają też wymagania stawiane surowcom kamiennym przeznaczonym do produkcji kruszyw mineralnych do betonów wg PN-86/B-06712. Dla skał magmowych (i metamorficznych) przyjęto wartość tego parametru 150 MPa dla marki kruszywa 50, co spełniają praktycznie wszystkie próbki, z wyjątkiem kilku próbek bazanitów z Kłopotna. W tych przypadkach surowiec spełnia wymagania kruszywa o marce 30 (wytrzymałość w stanie powietrzno suchym nie mniejsza niż 100 MPa).

### 9.1.4. Wytrzymałość na miażdżenie

Wytrzymałość na miażdżenie oznaczono (wg PN-78/B-06714.40 – norma wycofana bez zastąpienia) dla grysów frakcji 4/8 mm, 8/16 mm i 16/31,5 mm, pochodzących z bazaltoidu świeżego (próbka A) i bazaltoidu przeobrażonego (próbka B) nefelinitów Łysej Góry o wysokiej i niższej wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym, przy uwzględnieniu stref w kamieniołomie. Wyniki badań wskazują, że wskaźnik rozkruszenia grysów pochodzących z próbki A wynosi średnio 4,8%, a pochodzących z próbki B – 6,5% (tab. 57). Obserwuje się zatem wyższe wartości wskaźnika rozkruszenia dla typu B bazaltoidu.



Tabela 57

Wskaźniki rozkruszenia grysów pochodzących z próbki o wyższej (próbka A) i niższej (próbka B) wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno suchym bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego

| | Grys [mm] | Wskaźnik rozkruszenia [%] |
|---|---|---|
| Próbka A | 4/8 | 5,2 |
| | 8/16 | 4,3 |
| | 16/31,5 | 4,8 |
| Próbka B | 4/8 | 7,2 |
| | 8/16 | 6,4 |
| | 16/31,5 | 5,9 |

Według normy PN-86/B-06712, której przedmiotem są kruszywa mineralne przeznaczone do betonu, stwierdza się, że dla grysu jednofrakcyjnego powyżej 4 mm oraz wielofrakcyjnego ze skał magmowych oznaczone wskaźniki rozkruszenia wszystkich grysów, niezależnie czy pochodziły one z bazaltoidów typu A czy B, nie przekraczają dopuszczalnej wartości tego parametru dla najwyższej marki kruszywa, a mianowicie marki 50. Podobnie sytuacja przedstawia się, oceniając badane grysy opierając się na normie PN-B-11110:1996, której przedmiotem są surowce skalne do produkcji kruszyw łamanych stosowanych w budownictwie drogowym. Wskaźnik rozkruszenia wszystkich grysów pochodzących z bazaltoidu typów A i B nie przekracza dopuszczalnej wartości stawianej kruszywom klasy I.

Porównując wartości wskaźników rozkruszenia produkowanych grysów w latach 1998 – 2006 (tab. 58), zauważa się, iż w 1998 r. parametr ten osiąga najwyższą wartość i wynosi ponad 6% (nefelinity Łysej Góry). W latach 1998 – 2000 Kopalnia eksploatowała część złoża, w której występowały lokalne strefy z typem B bazaltoidu. Natomiast oznaczone wskaźniki rozkruszenia dla grysów produkowanych w późniejszym okresie rzadko przekraczają wartość 2,0% (nefelinity Łysej Góry i bazanity Kłopotna).

Należy stwierdzić, iż zgodnie z normą PN-86/B-06712 produkowane kruszywa, pod względem miażdżenia, spełniają wymagania stawiane grysom najwyższej marki, tj. marki 50, natomiast zgodnie z normą PN-B-11110:1996 spełniają wymagania dla kruszyw klasy I.

Tabela 58

Wskaźnik rozkruszenia dla produkowanych grysów z bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

| Złoże bazaltoidu | Nefelinity Łysej Góry | | | | | | Bazanity Kłopotna | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Grys [mm] (rok wykonania oznaczenia) | 11/16 (1998) | 8/16 (2002) | 2/8 (2003) | 8/16 (2003) | 2/8 (2005) | 8/16 (2005) | 2/8 (2006) | 8/16 (2006) |
| Wskaźnik rozkruszenia [%] | 6,3 | 1,5 | 2,1 | 2,2 | 1,8 | 1,3 | 1,9 | 1,8 |

### *9.1.5. Ścieralność*

Wyniki badań ścieralności na tarczy Boehmego wskazują (tab. 59), że badane bazaltoidy charakteryzują się małą ścieralnością (PN-84/B-01080), niezależnie od odmiany petrograficznej. Średnie wartości tego parametru wahają się od 0,18 do 0,22 cm, przy czym największe zróżnicowanie wykazują nefelinity (0,16 – 0,26 cm). Zauważa się, że ścieralność na tarczy Boehmego jest niższa dla typu A bazaltoidów w porównaniu do typu B w poszczególnych złożach. Największe różnice wykazują nefelinity Góry Hucianka. Średnia ścieralność dla bazaltoidu typu A wynosi 0,18 cm, a dla typu B – 0,24 cm (tab. 59).

Odzwierciedleniem tego zróżnicowania jest duże zagęszczenie izolinii wartości tego parametru w złożu (rys. 122a). Widoczny jest ponadto wzrost wartości tego parametru w kierunku wschodnim w złożach nefelinitów Łysej Góry i Starego Łomu, północno – wschodnim bazanitów Kłopotna oraz południowo – wschodnim nefelinitów Góry Hucianka (rys. 122a).

Wpływ lokalizacji złoża, odmiany petrograficznej i typu bazaltoidów na ścieralność na tarczy Boehmego określono przy wykorzystaniu jednoczynnikowej analizy wariancji. Wynika z niej, iż istotny wpływ na ścieralność na tarczy Boehmego, dla poziomu istotności p=0,05, ma typ bazaltoidu (p<0,001), natomiast nie ma istotnego wpływu odmiana petrograficzna (p=0,11) i lokalizacja złoża (p=0,07).

Wartości ścieralności na tarczy Boehmego wykazują związek ze wskaźnikami mineralnymi ewolucji wulkanizmu, choć nie zawsze związek ten jest jednoznaczny. Przykładem takiej niejednoznaczności jest udział prakryształów w bazaltoidach, gdzie w przypadku typu A wzrost ilości prakryształów powoduje wzrost odporności na ścieranie (współczynnik korelacji r=-0,38 istotny z p<0,05), a w przypadku typu B spadek tej odporności (współczynnik korelacji r=0,37 istotny z p<0,05) (rys. 123a). Jest to związane prawdopodobnie z obecnością większych ilości oliwinu przeobrażonego w bazaltoidach typu B. Jednakże generalnie, niezależnie od typu bazaltoidu, obserwuje się spadek wartości ścieralności ze wzrostem ilości prakryształów (współczynnik korelacji r=-0,18 istotny z p<0,05). Podobną zależność stwierdza się dla zeolitów (rys. 123c). Niejednoznaczność wykazuje również szkliwo wulkaniczne, bowiem wzrost udziału tego składnika w bazaltoidach typu A sprzyja wzrostowi ścieralności (r=0,50 istotny z p<0,05), a w przypadku typu B obserwuje się spadek ścieralności (r=-0,60 istotny z p<0,05) (rys. 123e), choć generalnie obserwuje się wzrost wartości ścieralności ze wzrostem udziału tego składnika.



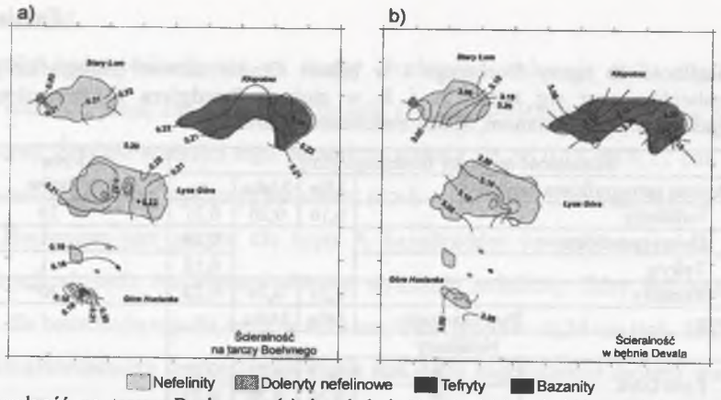


Ścieralność na tarczy Boehmego i w bębnie Devala odmian petrograficznych bazaltoidów oraz wg typów A i B w złożach Przedgórza Rębiszowskiego.
Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia

| Ścieralność na tarczy Boehmego [cm] | | | | | Liczba pomiarów |
|---|---|---|---|---|---|
| Odmiana petrograficzna bazaltoidu | | Min | Maks | x | |
| Nefelinity | | 0,16 | 0,26 | 0,21 | 33 |
| Doleryty nefelinowe | | | | 0,19 | 1 |
| Tefryty | | | | 0,18 | 1 |
| Bazanity | | 0,21 | 0,24 | 0,22 | 30* |
| Złoże | Typ bazaltoidu | Min | Maks | x | |
| Nefelinity | | | | | |
| Łysa Góra | A | 0,18 | 0,24 | 0,21 | na podstawie pomiarów własnych |
| | B | 0,20 | 0,26 | 0,23 | |
| Stary Łom | A | 0,20 | 0,22 | 0,21 | |
| | B | 0,19 | 0,23 | 0,21 | |
| Góra Hucianka | A | 0,16 | 0,20 | 0,18 | |
| | B | 0,23 | 0,25 | 0,24 | |
| Bazanity | | | | | |
| Kłopotno | A | 0,21 | 0,23 | 0,22 | |
| | B | 0,22 | 0,24 | 0,23 | |
| Ścieralność w bębnie Devala [%] | | | | | Liczba pomiarów |
| Odmiana petrograficzna bazaltoidu | | Min | Maks | x | |
| Nefelinity | | 2,90 | 3,30 | 3,08 | 23 |
| Doleryty nefelinowe | | | | 3,30 | 1 |
| Tefryty | | | | 3,01 | 1 |
| Bazanity | | 2,96 | 4,05 | 3,20 | 28** |
| Złoże | Typ bazaltoidu | Min | Maks | x | |
| Nefelinity | | | | | |
| Łysa Góra | A | 2,98 | 3,11 | 3,05 | na podstawie pomiarów własnych |
| | B | 3,09 | 3,22 | 3,17 | |
| Stary Łom | A | 3,05 | 3,18 | 3,11 | |
| | B | 2,90 | 3,30 | 3,14 | |
| Góra Hucianka | A | 2,95 | 3,06 | 3,01 | |
| | B | 3,01 | 3,06 | 3,03 | |
| Bazanity | | | | | |
| Kłopotno | A | 2,96 | 3,26 | 3,13 | |
| | B | 3,16 | 3,50 | 3,31 | |

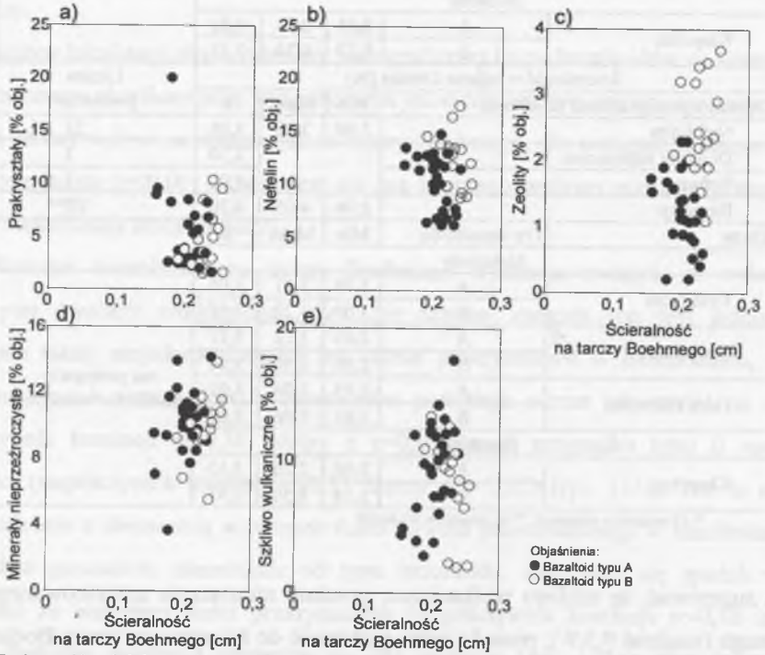
*-10 pomiarów własnych, **-8 pomiarów własnych

Może to sugerować, że szkliwo wulkaniczne, pomimo nieznacznie zróżnicowanego składu chemicznego (rozdział 9.3.9.), posiada różną podatność do ścierania na tarczy Boehmego, co wynika prawdopodobnie z jego cech strukturalnych, związanych z procesem jego tworzenia (szybkość zastygania lawy, obecność gazów i roztworów itp.). Zauważa się też, że ze wzrostem ilości nefelinu (rys. 123b) spada wartość ścieralności (r=-0,24 istotny z p<0,05), natomiast minerałów nieprzeźroczystych rośnie (r=0,26 istotny z p<0,05) (rys. 123c i d), niezależnie od typu bazaltoidu.




Rys. 122. Ścieralność na tarczy Boehmego (a) i w bębnie Devala (b) bazaltoidów w złożach i wystąpieniach Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 122. Boehme wheel (a) and Deval drum (b) grindability values for the basaltoides from the deposits and occurences in the Przedgórze Rębiszowskie region



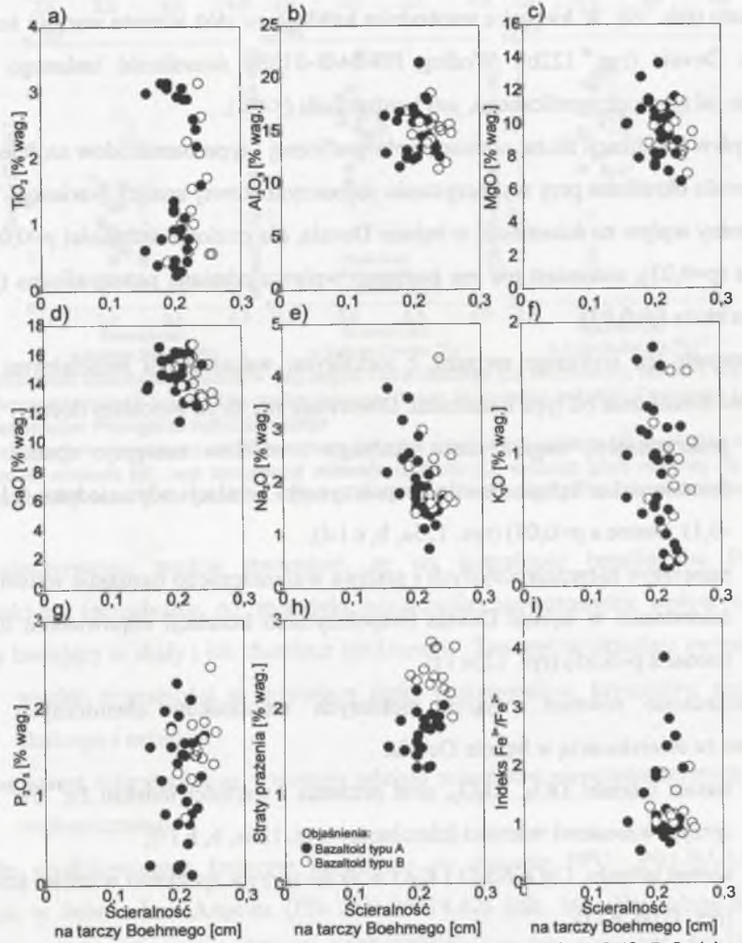

Rys. 123. Zmienność udziału prakryształów (a), nefelinu (b), zeolitów (c), minerałów nieprzeźroczystych (d), szkliwa wulkanicznego (e) oraz ścieralności na tarczy Boehmego wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 123. Relation between primary crystals contents (a), nepheline contents (b), zeolite contents (c), non transparent minerals contents (d), volcanic glass contents (e) and Boehme grindability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

Wartości ścieralności na tarczy Boehmego wykazują związki z niektórymi wskaźnikami chemicznymi ewolucji wulkanizmu. Wzrostowi udziału w skale $TiO_2$ i $P_2O_5$



(rys. 124a i g) towarzyszy wzrost wartości ścieralności, podczas gdy ze wzrostem MgO, CaO i $Na_2O$ widoczny jest spadek wartości ścieralności na tarczy Boehmego (rys. 124c, d i e). Niektóre ze wskaźników chemicznych nie wykazują jednoznacznego związku ze ścieralnością na tarczy Boehmego. Stwierdza się, że w bazaltoidach typu A ze wzrostem ilości $Al_2O_3$, strat prażenia i wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ wzrasta wartość ścieralności, podczas gdy w bazaltoidach typu B ścieralność spada (rys. 124b, h i e).




Rys. 124. Zmienność udziału $TiO_2$ (a), $Al_2O_3$ (b), MgO (c), CaO (d), $Na_2O$ (e), $K_2O$ (f), $P_2O_5$ (g), strat prażenia (h) i wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (i) oraz ścieralności na tarczy Boehmego wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 124. Relation between $TiO_2$ contents (a), $Al_2O_3$ contents (b), MgO contents (c), CaO contents (d), $Na_2O$ contents (e), $K_2O$ contents (f), $P_2O_5$ contents (g), loss of ignition (h), $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ index value (i) and Boehme grindability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

Zwraca przy tym uwagę generalny trend wzrostu ścieralności ze wzrostem strat prażenia (rys. 124h). Wzrost ilości $K_2O$ w bazaltoidach typu A sprzyja spadkowi wartości ścieralności, podczas gdy w typie B wartość ścieralności rośnie.

Wyniki badań ścieralności bazaltoidów w bębnie Devala (tab. 59) ujawniają niższą średnią ścieralność tefrytów i nefelinitów (3,01 i 3,08%) w stosunku do bazanitów i dolerytów nefelinowych (3,20 i 3,30%). Bazaltoidy typu A, podobnie jak w przypadku ścieralności na tarczy Boehmego, wykazują niższą ścieralność w porównaniu do typu B w danym złożu (tab. 59). W kierunku wschodnim każdego ze złóż wzrasta wartość ścieralności w bębnie Devala (rys. 122b). Według PN-84/B-01080 ścieralność badanego surowca, niezależnie od typu petrograficznego, jest bardzo mała (<4%).

Wpływ lokalizacji złoża, odmiany petrograficznej i typu bazaltoidów na ścieralność w bębnie Devala określono przy wykorzystaniu jednoczynnikowej analizy wariancji. Wynika z niej, iż istotny wpływ na ścieralność w bębnie Devala, dla poziomu istotności p=0,05, ma typ bazaltoidu (p=0,03), natomiast nie ma istotnego wpływu odmiana petrograficzna (p=0,16) i lokalizacja złoża (p=0,07).

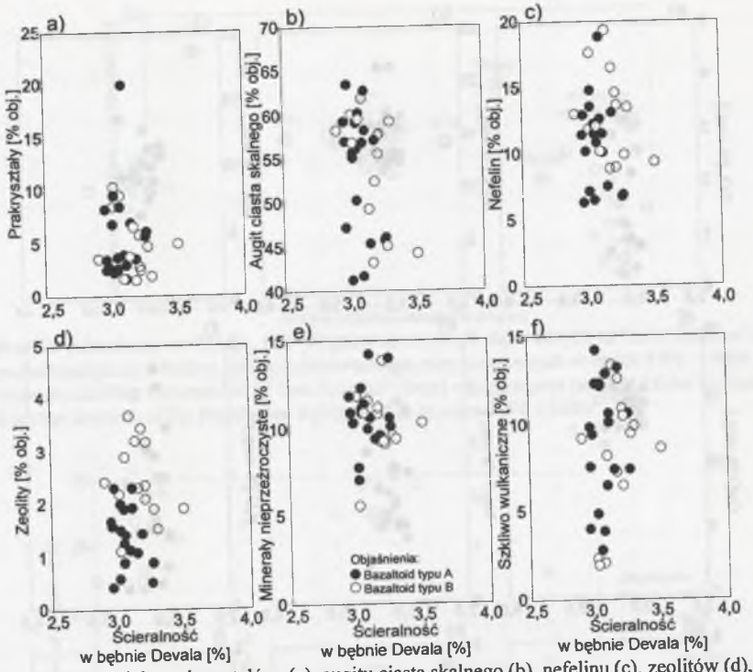
Parametr ten wykazuje związek z niektórymi wskaźnikami mineralnymi ewolucji wulkanizmu niezależnie od typu bazaltoidu. Obserwuje się, że ze wzrostem ilości:

- prakryształów, augitu ciasta skalnego i nefelinu następuje spadek wartości ścieralności w bębnie Devala (współczynniki korelacji odpowiednio -0,12, -0,35 i -0,11 istotne z p<0,05) (rys. 125a, b, c i d),
- minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego następuje wzrost wartości ścieralności w bębnie Devala (współczynniki korelacji odpowiednio 0,10, 0,21 istotne z p<0,05) (rys. 125e i f).

Stwierdzono również związek niektórych wskaźników chemicznych ewolucji wulkanizmu ze ścieralnością w bębnie Devala:

- wzrost udziału $TiO_2$, $Al_2O_3$, strat prażenia i wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ w skale sprzyja wzrostowi wartości ścieralności (rys. 126a, b, h i i),
- wzrost udziału, CaO, $Na_2O$ i $K_2O$ w skale sprzyja spadkowi wartości ścieralności (rys. 126d, e i f),
- w przypadku MgO i $P_2O_5$ wzrost udziału tych składników w skale wpływa niejednoznacznie na wartości ścieralności dla poszczególnych typów bazaltoidów (rys. 126c i g).





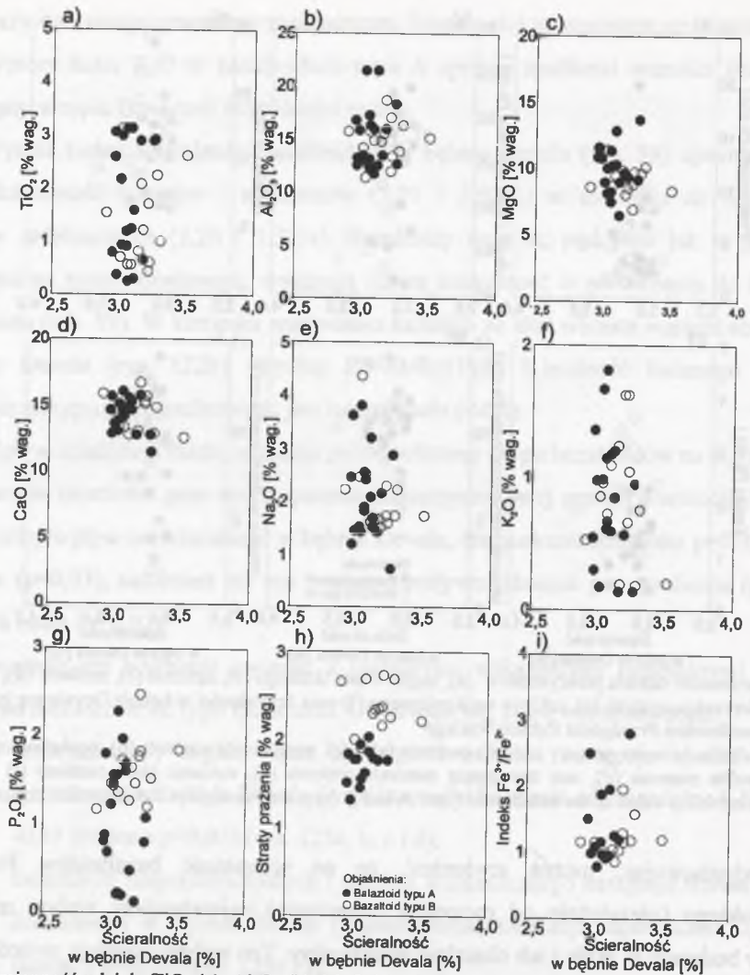

Rys. 125. Zmienność udziału prakryształów (a), augitu ciasta skalnego (b), nefelinu (c), zeolitów (d), minerałów nieprzeźroczystych (e), szkliwa wulkanicznego (f) oraz ścieralności w bębnie Devala wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 125. Relation between primary crystals contents (a), rock mass augite contents (b), nepheline contents (c), zeolite contents (d), non transparent minerals contents (e), volcanic glass contents (f) and Deval grindability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

Podsumowując, można stwierdzić, że na ścieralność bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego (niezależnie od metodyki oznaczania) najważniejszy wpływ ma zespół mineralny budujący te skały i ich charakter strukturalny. Ten wpływ określają związki:

- spadek ścieralności ze wzrostem ilości prakryształów, kryształów augitu ciasta skalnego i nefelinu,
- wzrost ścieralności ze wzrostem udziału minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego.

Dla produkowanych kruszyw oznaczano na zlecenie PPU „PRI-BAZALT" SA ścieralność w bębnie Los Angeles (PN-79/B-06714.42) (tab. 60). Najwyższą ścieralność (odporność na rozdrabnianie wg PN-EN 1097-2:2000) wykazują grysy 2/5, 5/8 i kliniec od 14,90 do 17,54%, pozostałe kruszywa nie przekraczają 12% (rys. 127). Jednakże wg PN-84/B-01080 jest to bardzo mała ścieralność.




Rys. 126. Zmienność udziału $TiO_2$ (a), $Al_2O_3$ (b), MgO (c) , CaO (d), $Na_2O$ (e), $K_2O$ (f), $P_2O_5$ (g), strat prażenia (h), wartości indeksu $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (i) oraz ścieralności w bębnie Devala wg typów A i B bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 126. Relation between $TiO_2$ contents (a), $Al_2O_3$ contents (b), MgO contents (c), CaO contents (d), $Na_2O$ contents (e), $K_2O$ contents (f), $P_2O_5$ contents (g), loss of ignition (h), $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ index value (i) and Deval grindability value in the basaltoides types A and B from the Przedgórze Rębiszowskie region

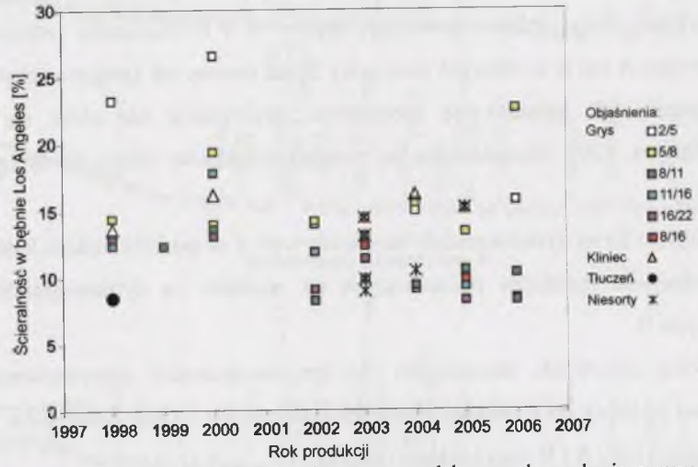
Tabela 60

Średnia ścieralność w bębnie Los Angeles dla produkowanych rodzajów kruszyw w latach 1998 – 2006 na bazie surowca bazaltowego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

| | Rodzaj kruszywa | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Grys | | | | | | Kliniec | Tłuczeń | Kruszywo niesortowane |
| | 2/5 | 5/8 | 8/11 | 8/16 | 11/16 | 16/22 | | | |
| Ścieralność [%] | 17,54 | 16,00 | 11,40 | 11,05 | 11,24 | 10,31 | 14,90 | 8,50 | 11,74 |

Rys. 127. Średnia ścieralność w bębnie Los Angeles kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego eksploatowanych w latach 1998 – 2006

Fig. 127. Mean grindability (determined in"Los Angeles" drum) of aggregates produced from the basalt material from the deposits of the Przedgórze Rębiszowskie in years 1998 – 2006




Rys. 128. Ścieralność w bębnie Los Angeles kruszyw produkowanych na bazie surowca bazaltowego pochodzącego ze złóż Przedgórza Rębiszowskiego (nefelinity Łysej Góry eksploatowane w latach 1998 – 2005 i bazanity Kłopotna eksploatowane w latach 2005 – 2006)

Fig. 128. Grindability (in"Los Angeles" drum) of aggregates produced out of basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie deposits (nephelinites from the Łysa Góra, exploited in years 1998 – 2005 and basanites from Kłopotno, exploited in years 2005 – 2006)

Obserwuje się na ogół wyższą ścieralność w bębnie Los Angeles kruszyw produkowanych z nefelinitów Łysej Góry w latach 1998 – 2000 w porównaniu do lat 2002 – 2005 (rys. 128). Związane to jest z występowaniem w złożu eksploatowanym w latach 1998 – 2000 lokalnych stref z bazaltoidami typu B, których w partiach eksploatowanych w latach 2001 – 2005 było znacznie mniej.

## 9.2. Ocena przydatności petrurgicznej bazaltów

Surowiec skalny przydatny do wytwarzania wyrobów z leizny powinien być łatwo topliwy. Lawę w procesie technologicznym charakteryzować powinna mała lepkość oraz równomierna i szybka krystalizacja stopu (Pentlakowa, Szarras 1968). Wyrób zaś nie powinien wykazywać skłonności do spękań przy ostudzaniu. O wszystkich tych właściwościach decyduje praktycznie skład chemiczny i mineralny surowca.

### 9.2.1. Własności termiczne

Na podstawie badań termiczno – różnicowych odmian bazaltoidów scharakteryzowano ich zmiany zachodzące podczas wygrzewania do temperatury 1000°C (rozdział 7). Wykonano również analizę termiczną dla dwóch spreparowanych próbek nefelinitów Łysej Góry, które odpowiadają typowi A i B bazaltoidu (zmieszano próbki bazaltoidów typu A lub B w równych ilościach). Skład fazowy tak spreparowanych próbek na dyfraktogramach, jak należało się spodziewać, praktycznie nie różni się od próbek wyjściowych (rys. 129). Obserwowane są również dodatkowe efekty na dyfraktogramach, jak:

- wzrost tła na dyfraktogramie bazaltoidu typu A w zakresie niskich kątów 2theta,
- obecność refleksów pochodzących od zeolitów na dyfraktogramie bazaltoidu typu B.

Przebieg krzywych termicznych na derywatogramach spreparowanych próbek (rys. 130) jest podobny do przebiegu krzywych termicznych próbek nefelinitów Łysej Góry, reprezentujących typy A i B bazaltoidów (rys. 17).

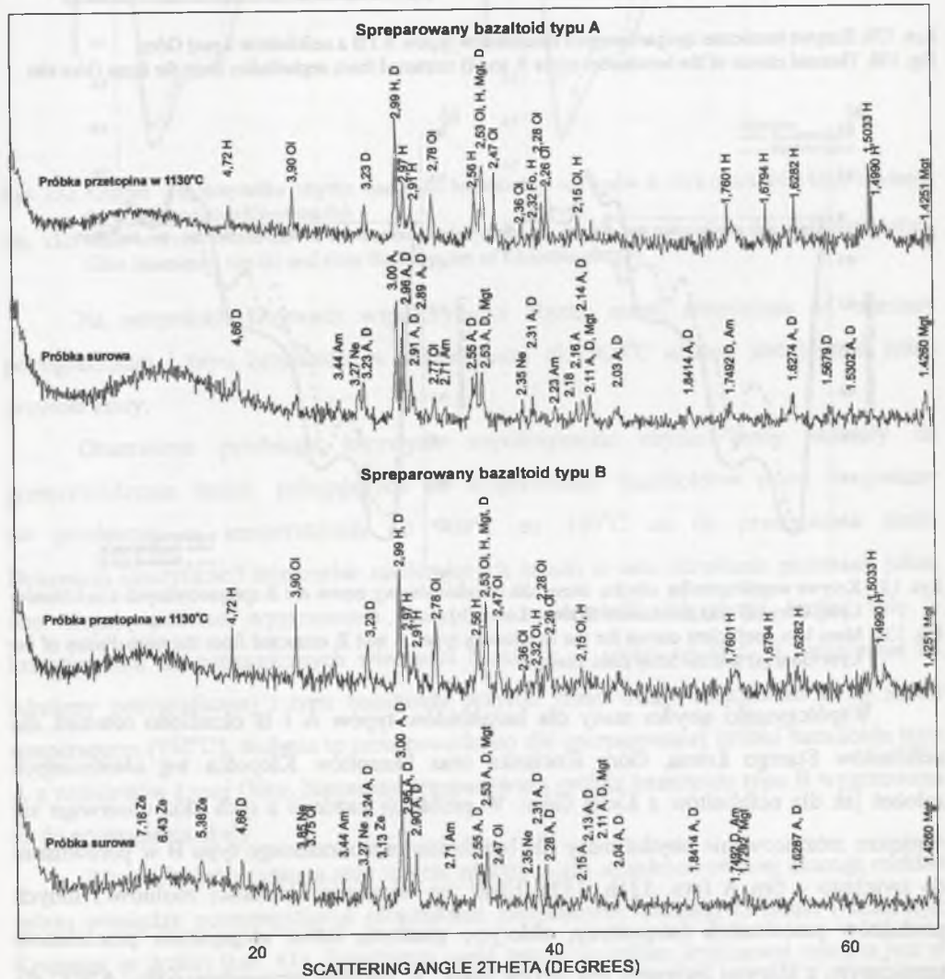
Ważnych jednak informacji, z punktu widzenia właściwości termicznych, dostarcza ubytek masy, przedstawiony jako różnica ubytku mas (Δm) wyznaczony z krzywej TG dla punktów temperaturowych co 50°C:

$(\Delta m)=(m_{Tn} - m_{Tn+50})$, gdzie n=0, 50, 100, 150, ...1000°C

Można go traktować jako współczynnik ubytku masy. Krzywe przedstawiające współczynnik ubytku masy od temperatury ujawniają bardziej zróżnicowany przebieg dla spreparowanych próbek bazaltoidu typu B w porównaniu do typu A nefelinitów Łysej Góry (rys. 131a). Wynika to w głównej mierze z obecności w składzie mineralnym zeolitów i innych produktów przeobrażeń, łatwo ulegających przemianom termicznym. Przebieg krzywych przedstawiający współczynnik ubytku masy wskazuje, że od temperatury 640°C dla bazaltoidu typu A i od temperatury 690°C dla bazaltoidu typu B następuje wzrost masy

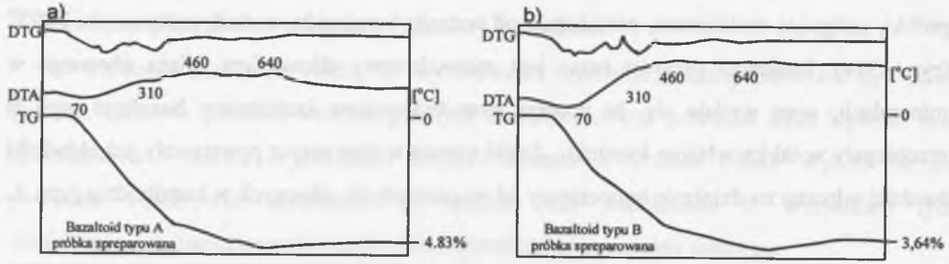


próbki, osiągając maksimum, niezależnie od rodzaju bazaltoidu, w temperaturze ok. 750°C (rys. 131a). Ponieważ przyrost masy jest spowodowany utlenianiem żelaza obecnego w minerałach, więc wydaje się, że procesy przeobrażeniowe kształtujące bazaltoid typu B przebiegały w takim właśnie kierunku, dzięki czemu w tym etapie powstawały już składniki bardziej odporne na działanie temperatury od macierzystych, obecnych w bazaltoidzie typu A.

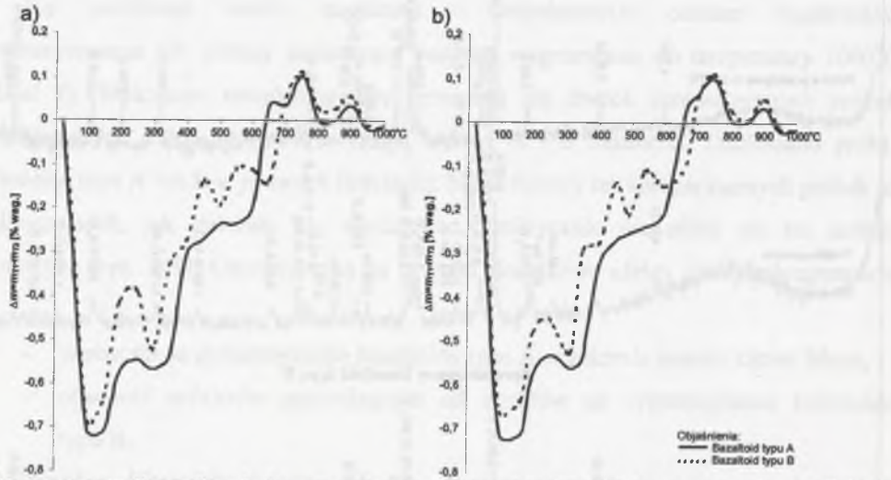



Rys. 129. Dyfraktogramy rentgenowskie spreparowanych próbek nefelinitów Łysej Góry, odpowiadające bazaltoidom typu A (bazaltoid świeży) i B (bazaltoid przeobrażony) - próbki surowe i po przetopieniu. Objaśnienia: A- augit, Am- analcym, D- diopsyd, H- hedenbergit, Mgt- magnetyt, Ne- nefelin, Ol- oliwin, Ze- zeolity

Fig. 129. X-ray diffraction pattern of the extracted nephelinites samples from the Łysa Góra site refering to basaltoides types A (fresh basaltoid) and B (transformed basaltoid) - raw and melted samples. Explanations: A- augite, Am- analcime, D- diposide, H- hedenbergite, Mgt- magnetite, Ne- nepheline, Ol- olivine, Ze- zeolites



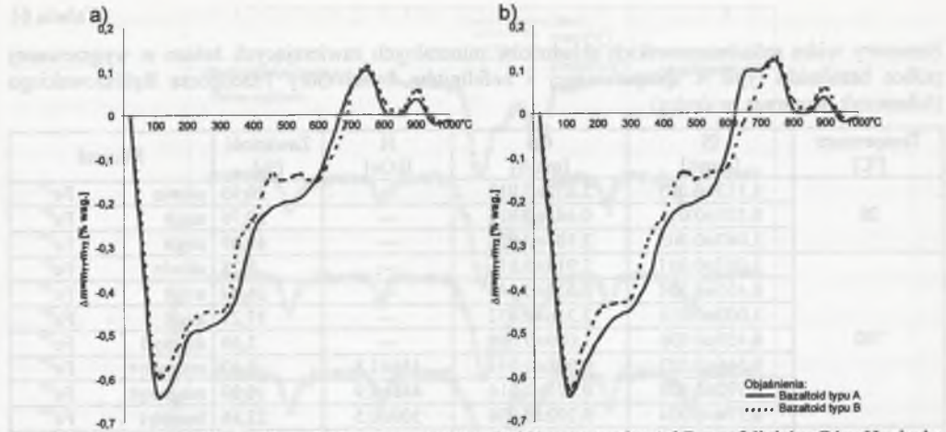

Rys. 130. Krzywe termiczne spreparowanych bazaltoidów typów A i B z nefelinitów Łysej Góry
Fig. 130. Thermal curves of the basaltoides types A and B extracted from nephelinites from the Łysa Góra site




Rys. 131. Krzywe współczynnika ubytku masy dla bazaltoidów wg typów A i B spreparowanych z nefelinitów Łysej Góry (a) oraz nefelinitów Starego Łomu (b)
Fig. 131. Mass loss coefficient curves for the basaltoides types A and B extracted from the nephelinites of the Łysa Góra (a) and the Stary Łom sites (b)

Współczynniki ubytku masy dla bazaltoidów typów A i B określono również dla nefelinitów Starego Łomu, Góry Hucianka oraz bazanitów Kłopotna wg identycznych założeń jak dla nefelinitów z Łysej Góry. W próbkach każdego z tych złóż obserwuje się silniejsze zróżnicowanie ubytku masy dla bazaltoidu przeobrażonego typu B w porównaniu do świeżego – typ A (rys. 131b, 132). Efekt ten wynika z obecności zeolitów i innych produktów przeobrażeń (serpentyny, chloryty, goethyt), łatwo ulegających przemianom termicznym, z którymi związany jest ubytek masy. W zakresie temperatury 650 – 670°C dla bazaltoidu typu A oraz 680 – 690°C dla bazaltoidu typu B następuje wzrost masy próbki, osiągając maksimum, niezależnie od odmiany petrograficznej bazaltoidu i jego typu, w temperaturze ok. 750°C. Przyrost masy wynika z utleniania żelaza obecnego w minerałach.






Rys. 132. Krzywe współczynnika ubytku masy dla bazaltoidów wg typów A i B z nefelinitów Góry Hucianka (a) oraz bazanitów Kłopotna (b)
Fig. 132. Mass loss coefficient curves for the basaltoides types A and B extracted from the nephelinites of the Góra Huccianka site (a) and from the basanites of Kłopotno site (b)

Na wszystkich krzywych współczynnika ubytku masy, niezależnie od odmiany petrograficznej i typu bazaltoidu, w temperaturze ok. 900°C obecny jest jeszcze jeden przyrost masy.

Obserwacje przebiegu krzywych współczynnika ubytku masy skłoniły do przeprowadzenia badań, polegających na wygrzewaniu bazaltoidów przez 4 godziny (w powietrzu) w temperaturach od 700°C co 100°C aż do przetopienia skały. Dokonano identyfikacji minerałów zawierających żelazo w celu określenia przemian, jakim one ulegają podczas wygrzewania skały. To te składniki odgrywają istotną rolę w kształtowaniu się petrurgicznych własności bazaltów. Z uwagi na fakt, iż niezależnie od odmiany petrograficznej i typu bazaltoidu przyrost masy osiąga maksimum w tej samej temperaturze (750°C), badania te przeprowadzono dla spreparowanej próbki bazaltoidu typu A z nefelinitów Łysej Góry. Natomiast spreparowaną próbkę bazaltoidu typu B wygrzewano aż do przetopienia skały.

Wyniki badań uzyskane przy użyciu spektroskopii mössbauerowskiej ukazują rozkład żelaza pomiędzy poszczególnymi składnikami mineralnymi budującymi bazalt (Adamczyk Komraus, w druku) (tab. 61). Zasadnicza część żelaza w próbce wyjściowej zawarta jest w augicie – 79,25% pola całego widma. Pozostała część żelaza związana jest w oliwinie (20,75%). Na widmie próbki wyjściowej nie wykazano magnetytu i innych minerałów nieprzeźroczystych, zawierających żelazo (rys. 133).

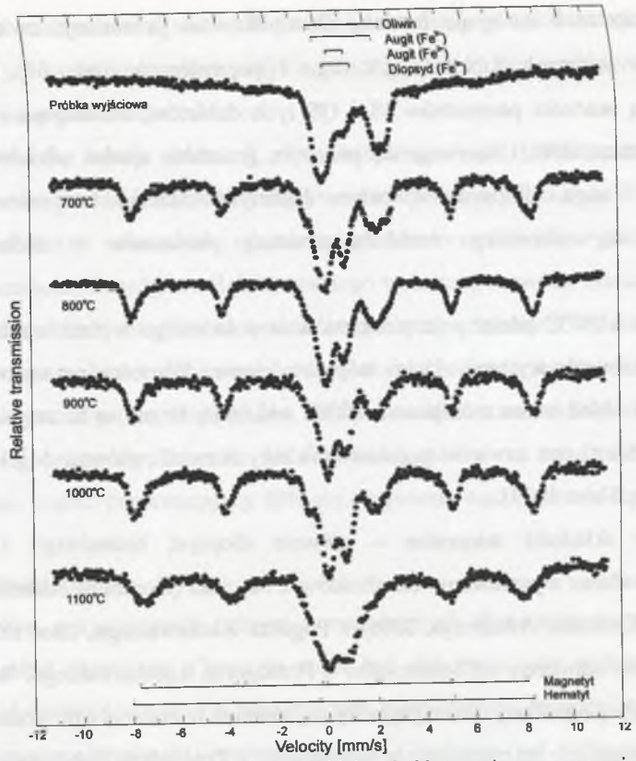
Tabela 61

Parametry widm mössbauerowskich składników mineralnych zawierających żelazo w wygrzewanej próbce bazaltoidu typu A spreparowanej z nefelinitów Łysej Góry Przedgórza Rębiszowskiego (Adamczyk, Komraus, w druku)

| Temperatura [°C] | IS [mm/s] | QS [mm/s] | H [kOe] | Zawartość [%] | Minerał | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 20 | 1.113±0.005 | 2.832±0.012 | --- | 20,75 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.531±0.011 | 0.644±0.016 | --- | 29,76 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 1.047±0.005 | 2.181±0.021 | --- | 49,49 | augit | $Fe^{2+}$ |
| 700 | 1.097±0.007 | 2.918±0.016 | --- | 8,28 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.451±0.004 | 0.622±0.040 | --- | 26,27 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 1.002±0.016 | 2.256±0.032 | --- | 17,21 | augit | $Fe^{2+}$ |
| | 0.459±0.030 | 1.089±0.090 | --- | 5,69 | diopsyd | $Fe^{3+}$ |
| | 0.566±0.023 | 0.008±0.044 | 456±1.8 | 8,62 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| | 0.392±0.008 | 0.221±0.016 | 488±0.9 | 10,07 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |
| | 0.374±0.004 | 0.202±0.008 | 509±0.5 | 23,86 | hematyt | $Fe^{3+}$ |
| 800 | 1.097±0.010 | 2.876±0.022 | --- | 4,91 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.433±0.004 | 0.582±0.130 | --- | 26,23 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 0.982±0.009 | 2.298±0.018 | --- | 15,28 | augit | $Fe^{2+}$ |
| | 0.435±0.013 | 0.932±0.216 | --- | 10,26 | diopsyd | $Fe^{3+}$ |
| | 0.795±0.069 | -0.100±0.057 | 470±5.5 | 3,00 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| | 0.386±0.018 | 0.281±0.032 | 481±1.9 | 13,04 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |
| | 0.393±0.006 | 0.222±0.010 | 510±0.6 | 27,28 | hematyt | $Fe^{3+}$ |
| 900 | 1.054±0.021 | 2.886±0.058 | --- | 3,85 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.420±0.012 | 0.568±0.064 | --- | 27,57 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 1.048±0.034 | 2.094±0.068 | --- | 13,45 | augit | $Fe^{2+}$ |
| | 0.368±0.011 | 1.042±0.058 | --- | 8,10 | diopsyd | $Fe^{3+}$ |
| | 0.500±0.078 | 0.034±0.154 | 445±6.2 | 3,16 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| | 0.394±0.010 | 0.202±0.021 | 488±1.0 | 8,15 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |
| | 0.381±0.005 | 0.201±0.008 | 510±0.6 | 35,72 | hematyt | $Fe^{3+}$ |
| 1000 | 0.969±0.020 | 2.901±0.051 | --- | 2,58 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.420±0.005 | 0.681±0.006 | --- | 35,81 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 0.992±0.011 | 2.188±0.025 | --- | 9,06 | augit | $Fe^{2+}$ |
| | 0.349±0.008 | 1.272±0.016 | --- | 1,04 | diopsyd | $Fe^{3+}$ |
| | 0.500±0.027 | 0.039±0.054 | 451±2.3 | 7,13 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| | 0.388±0.007 | 0.184±0.014 | 487±0.8 | 14,97 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |
| | 0.383±0.004 | 0.207±0.008 | 509±0.5 | 29,41 | hematyt | $Fe^{3+}$ |
| 1100 | 1.011±0.048 | 3.111±0.098 | --- | 2,82 | oliwin | $Fe^{2+}$ |
| | 0.366±0.008 | 0.501±0.111 | --- | 20,16 | augit | $Fe^{3+}$ |
| | 0.379±0.009 | 1.229±0.124 | --- | 23,24 | diopsyd | $Fe^{3+}$ |
| | 0.500±0.079 | 0.152±0.140 | 440±9.4 | 5,96 | magnetyt | $Fe^{2+}$ |
| | 0.379±0.010 | 0.241±0.018 | 479±1.9 | 45,26 | magnetyt | $Fe^{3+}$ |
| | 0.400±0.036 | 0.205±0.071 | 508±3.5 | 2,56 | hematyt | $Fe^{3+}$ |

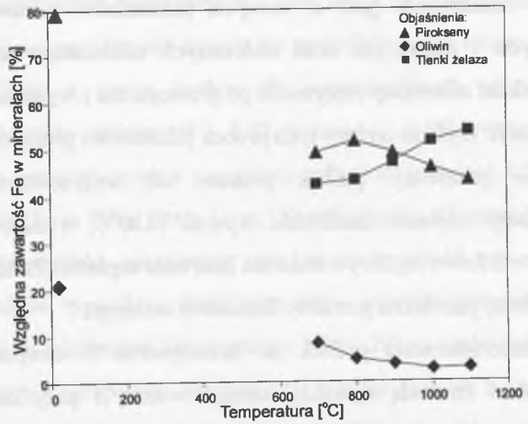
W trakcie wygrzewania próbki zachodzą przemiany w poszczególnych minerałach, będące skutkiem utleniania. W widmach mössbauerowskich pojawiają się sekstety charakterystyczne dla tlenków żelaza: magnetytu i hematytu (rys. 133). Wraz ze wzrostem temperatury rośnie udział tlenków żelaza (rys. 134). W końcowej temperaturze pole sekstetów pochodzących od magnetytu i hematytu stanowi ponad 50% pola widma. Jednocześnie obserwowane są przemiany zachodzące w oliwinie i piroksenach. Udział pola dubletu pochodzącego od oliwinu systematycznie spada z ponad 20% do ok. 3% pola widma (rys. 134).






Rys. 133. Widma mössbauerowskie wygrzewanej próbki bazaltoidu typu A spreparowanej z nefelinitów Łysej Góry Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 133. Mössbauer spectra of the heat treated sample of the basaltoide type A extracted from nephelinites from the Łysa Góra site in the Przedgórze Rębiszowskie region




Rys. 134. Zróżnicowanie względnej zawartości Fe w minerałach od temperatury wygrzewania próbki bazaltoidu typu A spreparowanej z nefelinitów Łysej Góry Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 134. Relation between relative Fe contents in the minerals and the temperature of heat treatment of the basaltoid type A sample extracted from nephelinites from the Łysa Góra site in the Przedgórze Rębiszowskie region

W piroksenach następują bardziej skomplikowane przemiany, uwidaczniające się pojawieniem w widmach dubletu augitowego i diopsydowego (tab. 61). Równocześnie zmianie ulegają wartości parametrów IS i QS tych dubletów, świadczące o przebudowie struktury tych minerałów. Obserwuje się przy tym generalny spadek udziału pól dubletów piroksenowych (augit, diopsyd) w całym badanym zakresie temperatur (rys. 134). Nie obserwuje się całkowitego rozkładu struktury piroksenów w badanym zakresie temperatur.

W temperaturze 1100°C udział pola piroksenów w polu całego widma wynosi ok. 43%, a żelazo w piroksenach występuje jako trójwartościowe. Wartości parametrów sekstetów wchodzących w skład widm mössbauerowskich wskazują, iż nie są to czyste tlenki żelaza $Fe_3O_4$ i $Fe_2O_3$. Mogą one zawierać podstawienia innych metali, głównie Mg i Ti (Barcova i in. 2003; Jensen, Shive 1973).

Podobne składniki mineralne – głównie diopsyd, hedenbergit i magnetyt – otrzymywano podczas wygrzewania bazaltoidów z Męcinki (Komraus, Adamczyk 1999) i z Góry Obłoga (Komraus, Adamczyk 2006) z Pogórza Kaczawskiego, choć skład pierwotny skały był całkiem odmienny od bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego. W bazaltoidach tych występowały plagioklazy, które pojawiły się również w materiale po przetopieniu skały. Tymczasem w materiale po przetopieniu bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego pojawia się oliwin.

Całkowite przetopienie próbki nastąpiło w temperaturze 1130°C i po jej wystudzeniu otrzymany materiał zbudowany jest z nowych składników mineralnych (rys. 129): hedenbergitu, diopsydu i magnetytu oraz widocznych mikroskopowo niewielkich ilości szkliwa. Identyczny skład mineralny otrzymano po przetopieniu i wystudzeniu spreparowanej próbki bazaltoidu typu B. Dyfraktogramy tych próbek jakościowo praktycznie nie różnią się.

Na podstawie obserwacji próbek podczas ich wygrzewania stwierdzono, że temperatura całkowitego topienia bazaltoidu wynosi 1130°C, a interwał topienia 20°C. A zatem jest to bazaltoid łatwo topliwy o średnim interwale topienia. Parametry te kwalifikują go jako surowiec średniej jakości na potrzeby hutnictwa skalnego.

Obserwacje mikroskopowe próbek po przetopieniu w temperaturze 1130 °C i identyfikacja minerałów (metodą dyfrakcji rentgenowskiej i przy użyciu spektroskopii mössbauerowskiej) wchodzących w skład materiału po wystudzeniu wskazują, iż cały materiał uległ przetopieniu, brak bowiem reliktów po składnikach bazaltoidów.



A zatem można wnioskować, że zasadnicza zmiana w materiale po przetopieniu bazaltoidu, w porównaniu do skały wyjściowej, dotyczy w głównej mierze krystalizacji nowych jakościowo piroksenów.

Jak wskazują wyniki badań T. Kapuścińskiego i in. (1980), udział nefelinu i plagioklazów w bazaltoidach ma istotny wpływ na temperaturę mięknięcia. Bazalty o niskiej zawartości nefelinu i znacznym udziale plagioklazów cechuje wysoka temperatura mięknięcia. Bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego wykazują w swoim składzie mineralnym znaczny udział nefelinu, co obniżać będzie temperaturę mięknięcia. Szerokość interwału mięknięcia związana jest z topieniem gruboziarnistych faz mineralnych – udziałem i wielkością prakryształów (Kapuściński i in. 1980): im większa zawartość prakryształów, tym szerszy interwał temperatur bazaltu. Udział prakryształów w bazaltoidach Przedgórza Rębiszowskiego, rzadko przekraczający 10% obj., zapewnia wąski interwał topienia.

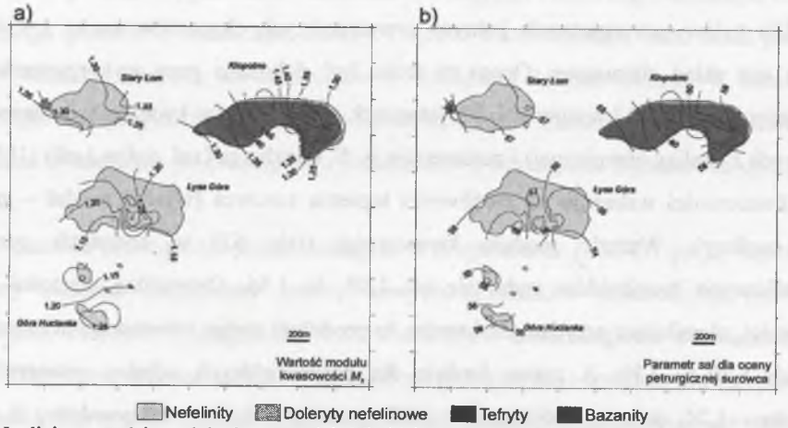
### 9.2.2. Skład chemiczny

Dla celów petrurgicznych jednym z ważniejszych elementów oceny przydatności surowca jest skład chemiczny. Ocena ta może być dokonana przy wykorzystaniu takich parametrów, jak moduł kwasowości *Mk* (stosunek sumy tlenków kwaśnych do zasadowych uzyskanych z analizy chemicznej) i parametrów A. S. Ginzberga (*sal, cafem i alk*) (1951). Moduł kwasowości wskazuje na możliwości topienia surowca (wysoki moduł – surowiec trudno topliwy). Wartość modułu kwasowości (tab. 62) w badanych odmianach petrograficznych bazaltoidów waha się od 1,08 do 1,56. Optymalne wartości modułu kwasowości, określające przydatność bazaltu do produkcji wełny mineralnej, mieszczą się w granicach 1,20 – 2,30. A zatem średnie dla poszczególnych odmian petrograficznych (nefelinity – 1,24, doleryty nefelinowe – 1,32, bazanity – 1,40) wskazywałyby, iż skały te nadają się dla celów petrurgicznych z wyjątkiem tefrytów (średnia 1,12). W przypadku skał pochodzących ze złóż (Łysa Góra, Stary Łom, Góra Hucianka, Kłopotno) kryteria te spełniają praktycznie wszystkie próbki, niezależnie czy jest to bazaltoid typu A, czy też typu B, z wyjątkiem bazaltoidów typu B ze złoża Łysa Góra, których wartości $Mk<1,20$. Jednakże uwzględniając wartości minimalne *Mk* (wartości $Mk<1,20$) w złożu nefelinitów Łysej Góry i Góry Hucianka mogą występować strefy (rys. 135a), w których z uwagi na ten parametr skład chemiczny surowca powinien być lekko modyfikowany. Można tego dokonać przez dodanie do wsadu składników podwyższających ilość tlenków kwaśnych.

Tabela 62

Moduł kwasowości *Mk* odmian petrograficznych bazaltoidów oraz wg typów A i B w złożach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia (w nawiasie podano wartości maks i x po uwzględnieniu anomalnej chemicznie próbki LG20-2)

| Odmiana petrograficzna bazaltoidu | | Min | Maks | x |
|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | | 1,08 | 1,38 (5,44) | 1,24 (1,41) |
| Doleryty nefelinowe | | 1,27 | 1,38 | 1,32 |
| Tefryty | | 1,12 | 1,12 | 1,12 |
| Bazanity | | 1,25 | 1,56 | 1,40 |
| Złoże | Typ bazaltoidu | Min | Maks | x |
| Nefelinity | | | | |
| Łysa Góra | A | 1,11 | 1,39 | 1,26 |
| | B | 1,12 | 1,29 (5,44) | 1,18 (1,89) |
| Stary Łom | A | 1,24 | 1,37 | 1,31 |
| | B | 1,25 | 1,38 | 1,31 |
| Góra Hucianka | A | 1,25 | 1,30 | 1,27 |
| | B | 1,18 | 1,26 | 1,22 |
| Bazanity | | | | |
| Kłopotno | A | 1,25 | 1,56 | 1,40 |
| | B | 1,29 | 1,52 | 1,39 |




Rys. 135. Izolinie wartości modułu kwasowości *Mk* (a) i parametru *sal* (b) A.S. Ginzberga (1951) w złożach i wystąpieniach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 135. Acidity module *Mk* (a) and *sal* parameter (b)-after A.S. Ginzberg (1951) in the deposits and ocurrences of the basaltoides in the Przedgórze Rębiszowskie region

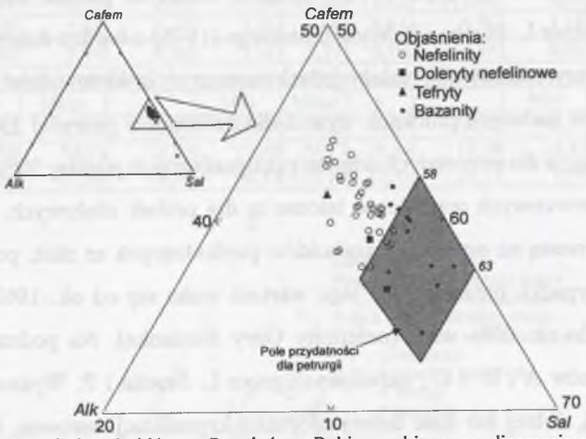
Parametry A. S. Ginzberga (1951) pozwalają w sposób graficzny przedstawić skład chemiczny, obejmują one: *sal* (suma $SiO_2$, $Al_2O_3$ i $TiO_2$), *cafem* (suma CaO, MgO, FeO, $Fe_2O_3$ i MnO) i *alk* (suma $Na_2O$ i $K_2O$). Wartości tych parametrów badanych próbek surowca bazaltowego, uzyskane z przeliczenia analiz chemicznych (rozdział 8.2.1.), mieszczą się w zakresach (tab. 63): *cafem* – 33,99 – 43,96% wag., *alk* – 0,88 – 5,55% wag. *sal* – 53,23 – 62,05% wag.



Tabela 63

Parametry A. S. Ginzberga (1951) odmian petrograficznych bazaltoidów oraz wg typów A i B w złożach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia (po odrzuceniu anomalnej chemicznie próbki LG20-2)

| Odmiana petrograficzna bazaltoidu | | Parametry A. S. Ginzberga | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cafem | | | Alk | | | Sal | | |
| | | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| Nefelinity | | 37,38 | 43,96 | 40,59 | 2,39 | 5,55 | 3,32 | 53,23 | 58,40 | 56,09 |
| Doleryty nefelinowe | | 36,29 | 38,81 | 37,55 | 3,78 | 4,33 | 4,06 | 57,41 | 59,37 | 58,39 |
| Tefryty | | | | 41,22 | | | 4,46 | | | 54,32 |
| Bazanity | | 33,99 | 41,61 | 38,57 | 0,88 | 3,96 | 2,08 | 57,00 | 62,05 | 59,35 |
| Złoże | Typ bazaltoidu | Min | Maks | x | Min | Maks | x | Min | Maks | x |
| Nefelinity | | | | | | | | | | |
| Łysa Góra | A | 37,39 | 43,61 | 40,72 | 2,39 | 4,52 | 3,12 | 53,24 | 58,40 | 56,16 |
| | B | 40,63 | 43,96 | 42,31 | 2,79 | 3,51 | 3,06 | 53,23 | 56,50 | 54,64 |
| Stary Łom | A | 39,29 | 41,77 | 40,37 | 2,40 | 2,76 | 2,59 | 55,84 | 58,19 | 57,04 |
| | B | 38,47 | 40,52 | 39,55 | 2,86 | 3,53 | 3,16 | 55,95 | 58,39 | 57,29 |
| Góra Hucianka | A | 37,38 | 41,30 | 39,97 | 2,91 | 4,87 | 3,51 | 55,76 | 57,76 | 56,52 |
| | B | 38,25 | 42,10 | 40,31 | 3,40 | 5,45 | 4,10 | 54,45 | 56,30 | 55,59 |
| Bazanity | | | | | | | | | | |
| Kłopotno | A | 33,99 | 41,61 | 38,48 | 0,88 | 3,96 | 2,10 | 57,00 | 62,05 | 59,42 |
| | B | 36,48 | 40,67 | 38,82 | 1,94 | 2,06 | 2,00 | 57,32 | 61,46 | 59,18 |




Rys. 136. Pozycja badanych bazaltoidów z Przedgórza Rębiszowskiego na diagramie *sal – cafem – alk* A.S. Ginzberga (1951)

Fig. 136. Positioning of the basaltoides in the Przedgórze Rębiszowskie region on the *sal – cafem – alk* diagram after A.S. Ginzberg (1951)

Najistotniejszym składnikiem jest suma tlenków kwaśnych, im wyższa jest ich zawartość, tym większa przydatność surowca dla hutnictwa skalnego. Według propozycji L. Stocha i P. Wyszomirskiego (1976) korzystnie jest, jeśli zawartość *sal* wynosi od 58 do 61% wag., a wg S. Kozłowskiego (1986) powyżej 63% wag. Zgodnie z tymi propozycjami tylko część zasobów złoża nefelinitów Łysej Góry spełnia to kryterium i część zasobów złoża bazanitów Kłopotna (rys. 136). A zatem w przypadku stosowania badanych skał dla celów

petrurgicznych wymagane jest, dla niektórych partii złóż, takie korygowanie wsadu do procesu, aby podnieść w nim zawartość tlenków kwaśnych. Dotyczy to głównie złoża nefelinitów Góry Hucianka oraz peryferyjnych części partii zachodniej i wschodniej złoża bazanitów Kłopotna (rys. 135a i b), gdzie zarówno wartości parametru *Mk*, jak i *sal* są niskie.

### 9.2.3. Zdolność krystalizacyjna

Do oceny przydatności bazaltu dla celów petrurgicznych, na podstawie składu chemicznego skały, określa się zdolność krystalizacyjną stopu. Dokonuje się tego opierając się na ilościowym określeniu składników:

- łatwo krystalizujących (A' – magnetyt, ilmenit, tytanit, oliwin, piroksen),
- trudno krystalizujących (B' – anortyt),
- bardzo trudno krystalizujących (C' – albit, nefelin).

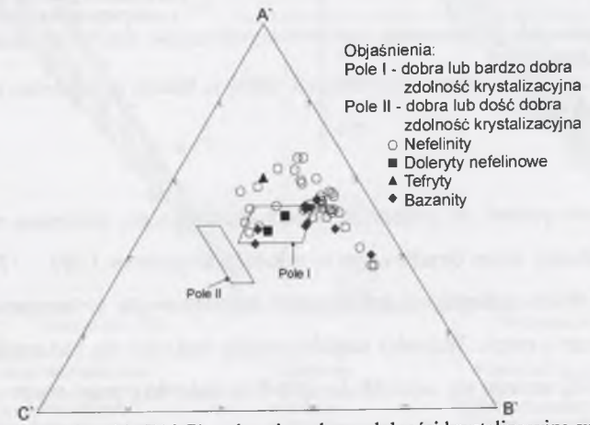
Poszczególne składniki oblicza się z analizy chemicznej skały, ustalając normatywny skład mineralny metodą CIPW (tab. 64). Jak wskazują te obliczenia, interpretowane na diagramie projekcyjnym A' – B' – C' (rys. 137), większość badanych próbek leży poza obszarami wskazywanymi przez L. Stocha i P. Wyszomirskiego (1976) o bardzo dobrej, dobrej lub dość dobrej zdolności krystalizacyjnej. Należy jednak zaznaczyć, iż średni udział składników łatwo krystalizujących w badanych próbkach wynosi dla nefelinitów powyżej 53% wag., tefrytów powyżej 60% wag., a dla pozostałych odmian petrograficznych poniżej 50% wag. Jednakże w rozważaniach surowcowych wartości te istotne są dla próbek złożowych. Wartości średnie parametru B` wynoszą na ogół, dla bazaltoidów pochodzących ze złóż, powyżej 32% wag. (tab. 65). W przypadku parametru C` jego wartość waha się od ok. 10% wag. (nefelinity Starego Łomu) do ok. 20% wag. (nefelinity Góry Hucianka). Na podstawie granicznych wartości parametrów A`, B` i C`, określonych przez L. Stocha i P. Wyszomirskiego (1976) dla bardzo dobrej, dobrej lub dość dobrej zdolności krystalizacji surowca, wykreślono mapę jego jakości, wyrażoną jego zdolnością do krystalizacji (rys. 138). Wynika z niej, że we wszystkich złożach istnieją (lub istniały) strefy o dobrej lub bardzo dobrej zdolności krystalizacyjnej. W przypadku nefelinitów Góry Hucianka i bazanitów Kłopotna zdolność krystalizacyjna surowca bazaltowego stwarza możliwość wykorzystania zasobów niektórych partii złóż dla celów petrurgicznych, dotyczy to środkowej partii złoża na Górze Hucianka oraz zachodniej, i w ograniczonym zakresie, środkowej i wschodniej partii złoża Kłopotno.



Tabela 64

Skład normatywny oraz wartości parametrów zdolności krystalizacyjnej bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wg odmian petrograficznych. Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia (z uwzględnieniem anomalnej chemicznie próbki LG20-2)

| Minerał normatywny | Nefelinity | | | Doleryty nefelinowe | | | Tefryty | Bazanity | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Min | Maks | x | Min | Maks | x | | Min | Maks | x |
| Kwarc | 0,00 | 39,47 | 1,07 | | | | | 0,00 | 0,85 | 0,08 |
| Plagioklaz | 5,52 | 48,75 | 29,74 | 28,00 | 31,29 | 29,65 | 14,09 | 36,69 | 53,07 | 44,70 |
| *w tym: Anortyt* | 2,39 | 48,75 | 28,31 | 19,63 | 21,18 | 20,41 | 14,09 | 18,77 | 46,90 | 31,19 |
| *Albit* | 0,00 | 10,00 | 1,43 | 6,81 | 11,65 | 9,23 | 0,00 | 6,18 | 24,54 | 13,51 |
| Ortoklaz | 0,00 | 18,73 | 2,56 | 6,80 | 7,92 | 7,36 | 2,03 | 0,83 | 5,91 | 2,08 |
| Nefelin | 0,00 | 19,04 | 9,34 | 7,07 | 8,04 | 7,56 | 14,62 | 0,00 | 3,45 | 0,45 |
| Leucyt | 0,00 | 8,11 | 2,41 | | | | 3,88 | | | |
| Kalsilit | 0,00 | 5,58 | 0,37 | | | | | | | |
| Korund | 0,00 | 20,49 | 0,55 | | | | | | | |
| Diopsyd | 0,00 | 38,19 | 21,93 | 22,40 | 23,81 | 23,11 | 31,32 | 9,46 | 24,44 | 18,01 |
| Hipersten | 0,00 | 4,23 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | 0,00 | 16,23 | 5,24 |
| Oliwin | 0,00 | 21,11 | 12,02 | 10,51 | 12,11 | 11,31 | 12,22 | 0,00 | 18,41 | 8,82 |
| Larnit | 0,00 | 10,22 | 2,02 | | | | | | | |
| Rutyl | 0,00 | 1,29 | 0,03 | | | | | | | |
| Ilmenit | 0,39 | 3,30 | 1,38 | 0,39 | 0,41 | 0,40 | 0,41 | 0,39 | 5,96 | 4,16 |
| Magnetyt | 0,00 | 16,70 | 9,50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 13,86 | 7,96 |
| Hematyt | 0,00 | 12,75 | 2,90 | 11,44 | 12,20 | 11,82 | 11,90 | 0,00 | 12,72 | 4,76 |
| Apatyt | 0,28 | 5,84 | 3,10 | 3,61 | 3,64 | 3,63 | 4,56 | 1,14 | 4,43 | 2,77 |
| Perowskit | 0,00 | 5,44 | 0,96 | 5,01 | 5,37 | 5,19 | 4,98 | 0,00 | 4,64 | 0,53 |
| Parametry zdolności krystalizacyjnej wg odmian petrograficznych bazaltoidów (normalizowane) | | | | | | | | | | |
| Parametr | Min | Maks | x | Min | Maks | x | | Min | Maks | x |
| A` | 37,22 | 65,48 | 53,36 | 46,47 | 50,20 | 48,34 | 60,48 | 40,09 | 55,62 | 49,45 |
| B` | 12,01 | 54,98 | 32,97 | 27,40 | 29,27 | 28,34 | 19,39 | 24,81 | 52,94 | 34,62 |
| C` | 7,35 | 32,80 | 13,67 | 20,53 | 26,13 | 23,33 | 20,12 | 6,97 | 31,41 | 15,94 |



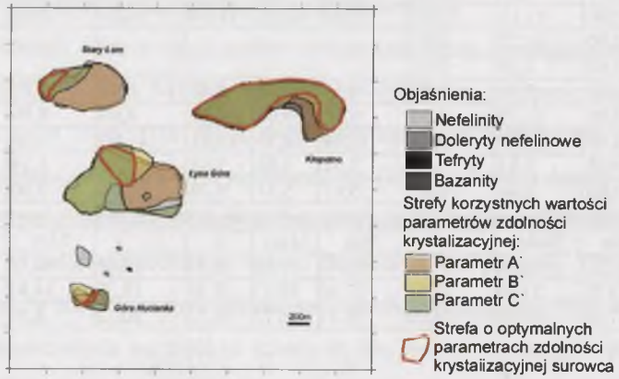

Rys. 137. Diagram parametrów A', B' i C' wskazujących na zdolności krystalizacyjne surowców bazaltowych Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 137. Diagram of parameters A', B' and C' pointing to crystallization potential in basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie

Tabela 65

Zróżnicowanie wartości parametrów zdolności krystalizacyjnej w złożach bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wg ich typów (normalizowane). Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia (z uwzględnieniem anomalnej chemicznie próbki LG20-2)

| Parametr | | Złoże | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Łysa Góra | | Stary Łom | | Góra Hucianka | | Kłopotno | |
| | | A | B | A | B | A | B | A | B |
| A` | Min | 37,22 | 41,77 | 51,27 | 50,07 | 48,87 | 54,56 | 40,09 | 47,71 |
| | Maks | 65,48 | 62,31 | 54,46 | 53,64 | 53,28 | 58,88 | 55,62 | 53,83 |
| | x | 52,24 | 53,51 | 52,79 | 52,29 | 51,14 | 56,21 | 49,26 | 49,94 |
| B` | Min | 24,53 | 23,37 | 34,90 | 31,78 | 21,03 | 12,01 | 24,81 | 31,69 |
| | Maks | 54,98 | 49,42 | 39,01 | 38,14 | 37,51 | 32,59 | 52,94 | 36,72 |
| | x | 37,12 | 33,28 | 37,24 | 35,30 | 32,38 | 24,34 | 34,53 | 34,85 |
| C` | Min | 7,35 | 7,70 | 9,18 | 11,33 | 10,90 | 12,70 | 6,97 | 14,48 |
| | Maks | 27,45 | 30,64 | 10,64 | 15,20 | 30,10 | 32,80 | 31,41 | 14,48 |
| | x | 10,64 | 13,21 | 9,97 | 12,41 | 16,48 | 19,45 | 16,21 | 15,21 |




Rys. 138. Strefy prognozowanej optymalnej zdolności krystalizacyjnej surowców bazaltowych Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 138. Forecasted zones of optimum crystallization ability in basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie region

### 9.2.4. Lepkość

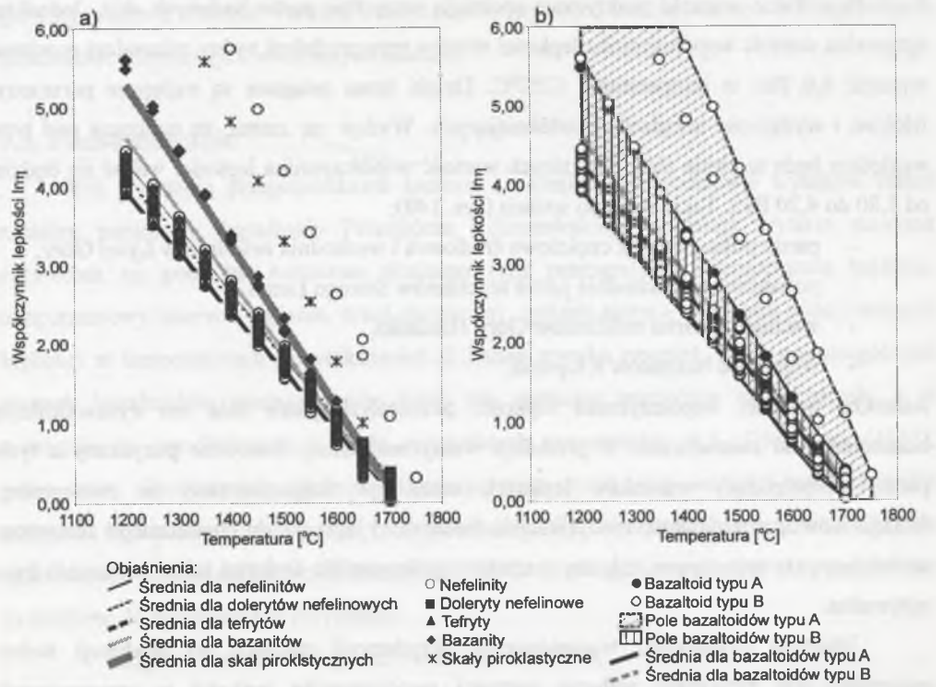
Dla badanych próbek, na podstawie składu chemicznego, dokonano obliczeń co 50°C współczynnika lepkości stopu bazaltowego w zakresie temperatur 1200 – 1750°C. Przyjmuje się, że własności lejne najlepiej charakteryzuje lepkość stopu w temperaturze 1250°C – temperatura odlewania stopu. Wartości współczynnika lepkości dla badanych bazaltoidów w temperaturze 1250°C wahają się od 3,52 do 8,08 Pa·s (tab. 66), przy czym najniższe średnie wartości charakterystyczne są dla tefrytów, a najwyższe dla bazanitów (rys. 139a). Wyjątkiem są skały piroklastyczne, których wartości współczynnika lepkości w temperaturze 1250°C są bardzo wysokie (średnia 4,78 Pa·s), przy czym skały te nie mają znaczenia złożowego. Stop otrzymany z nefelinitów i dolerytów nefelinowych, uwzględniając obliczone wartości średnie, będzie posiadał współczynnik lepkość w zakresie 3,74 – 3,90 Pa·s.



Tabela 66

Wartości współczynnika lepkości (w Pa·s) obliczone metodą Bottinga-Weilla (1972) dla temperatury 1250°C dla odmian petrograficznych bazaltoidów oraz wg typów A i B w złożach Przedgórza Rębiszowskiego. Objaśnienia: Min- minimum, Maks- maksimum, x- średnia

| Odmiana petrograficzna | | Min | Maks | x | Średnie różnice wartości współczynnika lepkości w temperaturach rozwłókniania 1250 – 1300°C |
|---|---|---|---|---|---|
| Nefelinity | | 3,52 | 8,08 | 3,90 | 0.41 |
| Doleryty nefelinowe | | 3,71 | 3,77 | 3,74 | 0.38 |
| Tefryty | | | | 3,54 | 0.38 |
| Bazanity | | 3,67 | 5,04 | 4,16 | 0.45 |
| Skały piroklastyczne | | 3,54 | 7,11 | 4,78 | |
| Złoże | Typ bazaltoidu | Min | Maks | x | |
| Nefelinity | | | | | |
| Łysa Góra | A | 3,68 | 4,01 | 3,84 | 0.41 |
| | B | 3,52 | 8,08 | 4,48 | 0.47 |
| Stary Łom | A | 3,78 | 4,01 | 3,86 | 0.41 |
| | B | 3,61 | 4,04 | 3,83 | 0.40 |
| Góra Hucianka | A | 3,66 | 3,96 | 3,77 | 0.40 |
| | B | 3,56 | 3,83 | 3,73 | 0.41 |
| Bazanity | | | | | |
| Kłopotno | A | 3,81 | 5,04 | 4,15 | 0.44 |
| | B | 3,67 | 5,04 | 4,18 | 0.46 |




Rys. 139. Wartość współczynnika lepkości wg temperatury stopu (metoda Bottinga-Weilla, 1972) dla odmian petrograficznych bazaltoidów (a) i ich typów (b) Przedgórza Rębiszowskiego

Fig. 139. Relation between viscosity coefficient and temperature of a melt (Botting-Weill method, 1972) for petrographic types of basaltoides (a) and their kinds (b) in the Przedgórze Rębiszowskie region

Nie obserwuje się szczególnego zróżnicowania średnich wartości współczynnika lepkości dla typów A i B bazaltoidów w danym złożu. Wartości te są zbliżone do siebie i różnią się o ok. 1%. Wyjątkiem jest złoże nefelinitów Łysej Góry, w którym bazaltoidy typu A (średnia 4,48 Pa·s) posiadają niższą o ok. 15% wartość współczynnika lepkości od bazaltoidów typu B (średnia 3,84 Pa·s). Wynika to w głównej mierze z obecności anomalnej chemicznie próbki LG20-2, dla której otrzymany stop w temperaturze 1250°C będzie wykazywał najwyższą lepkość (wartość współczynnika lepkości – 8,08 Pa·s). Dodatkowo, uwzględniając wysokie wartości współczynnika lepkości skał piroklastycznych, zaliczanych do typu B bazaltoidów, zauważa się, iż pole bazaltoidów typu B obejmuje pole bazaltoidów typu A (rys. 139b). Można zatem stwierdzić, że ze względu na własności lejne stopu, średnie wartości współczynnika lepkości kwalifikują bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego do skał, z których będzie można otrzymywać stopy o dużej lepkości (współczynnik lepkości powyżej 2,00 Pa·s).

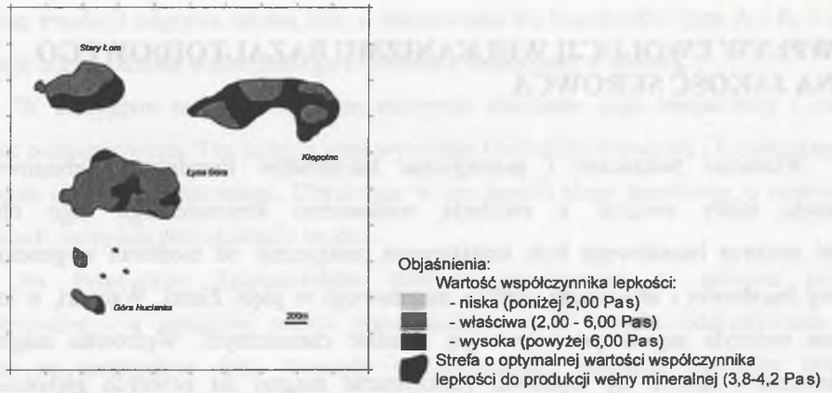
Dla wstępnej oceny przydatności surowca do produkcji wełny mineralnej określana jest wartość współczynnika lepkości (lepkość właściwa) w temperaturze 1250°C w zakresie 2 – 6 Pa·s. Takie warunki praktycznie spełniają wszystkie partie badanych złóż. Jednakże optymalna wartość współczynnika lepkości stopów przy produkcji wełny mineralnej powinna wynosić 4,0 Pa·s w temperaturze 1250°C. Dzięki temu osiągane są najlepsze parametry włókien i wydajność urządzeń rozwłókniających. Wydaje się zatem, że najlepsze pod tym względem będą te partie złóż, dla których wartość współczynnika lepkości wahać się będzie od 3,80 do 4,20 Pa·s. Takie warunki spełnia (rys. 140):

- partia północna oraz częściowo środkowa i wschodnia nefelinitów Łysej Góry,
- południowa i wschodnia partia nefelinitów Starego Łomu,
- wschodnia partia nefelinitów Góry Hucianka,
- większość bazanitów Kłopotna.

Jednakże wartości współczynnika lepkości pozostałych partii złóż nie dyskwalifikują bazaltoidów do zastosowania w produkcji wełny mineralnej. Surowiec pozyskany z tych partii, niespełniający warunków lepkości, może być magazynowany na zwałowisku. Istnieje wówczas możliwość modyfikacji (uśredniania) jego składu chemicznego surowcem spełniającym te wymagania, tak aby wartość współczynnikia lepkości takiej mieszanki była optymalna.

Istotnym czynnikiem warunkującym przydatność surowca do produkcji wełny mineralnej jest niewielkie wahanie wartości współczynnika lepkości w temperaturach rozwłókniania – 1250 – 1300°C. Zmiany wartości tego parametru w podanym zakresie temperatur nie przekraczają 0,50 Pa·s, co gwarantuje optymalne rozwłóknianie lawy przy produkcji wełny mineralnej.






Rys. 140. Strefy prognozowanych optymalnych wartości lepkości stopów powstałych z surowców bazaltowych Przedgórza Rębiszowskiego do produkcji wełny mineralnej
Fig. 140. Forecasted zones of optimum viscosities of a melt obtained from basaltic raw materials from the Przedgórze Rębiszowskie region, in the mineral wool production process

Wartości współczynnika lepkości nie wykazują związku ze wskaźnikami mineralnymi bazaltoidów, natomiast wykazują związek ze wskaźnikami chemicznymi. Wynika to w głównej mierze z obliczeń wartości współczynnika lepkości, bazujących na udziale głównych składników chemicznych w badanych skałach.

## 9.3. Podsumowanie

Jak wykazują przeprowadzone badania i określone na podstawie wyników badań niektóre parametry, bazaltoidy Przedgórza Rębiszowskiego spełniają kryteria stawiane surowcom na potrzeby hutnictwa skalnego (typ petrograficzny, temperatura topienia, temperaturowy interwał topienia, skład chemiczny, lepkość stopu – własności lejne i wahania lepkości w temperaturach rozwłókniania). Z badań wynika również, że w poszczególnych złożach bazaltoidów istnieją strefy, które nie spełniają warunków chemicznych, a w szczególności wynikających z nich optymalnych parametrów A.S. Ginzberga (1951), parametrów określających zdolności krystalizacyjne stopu oraz wartości współczynnika lepkości. Surowiec pochodzący z tych partii złóż będzie wymagał korygowania składu chemicznego w celu podniesienia zawartości tlenków kwaśnych we wsadzie do procesu. Jest to możliwe do wykonania w przypadku:

- magazynowania takiego surowca na zwałowisku,
- realizacji komponowania składu chemicznego surowcem o podwyższonych udziałach tlenków kwaśnych.

# 10. WPŁYW EWOLUCJI WULKANIZMU BAZALTOIDOWEGO NA JAKOŚĆ SUROWCA

Własności techniczne i petrurgiczne bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego wykazują ścisły związek z ewolucją wulkanizmu kenozoicznego tego obszaru. Jakość surowca bazaltowego była kształtowana praktycznie od momentu wygenerowania magmy bazaltowej i utworzenia ogniska magmowego w głębi Ziemi. Warunki, w których magma tworzyła się, decydowały o jej składzie chemicznym. Wędrówka magmy ku powierzchni i sposób tej wędrówki (zatrzymanie magmy na pewnych głębokościach, szybkość jej migracji ku powierzchni terenu) w zasadniczy sposób wpłynęły na:

- dyferencjację jej składu chemicznego (w tym asymilację skał otaczających),
- jakość i ilość tworzących się prakryształów,
- cechy strukturalno-teksturalne tworzących się później skał.

Dzięki temu w obszarze Przedgórza Rębiszowskiego utworzyła się seria skał, reprezentowana przez nefelinity, doleryty nefelinowe, tefryty i bazanity. Tworzą one pokrywy, dajki i kominy wulkaniczne. Pozyskiwany z tych skał urobek, jak wykazano, nieznacznie różni się własnościami technicznymi i petrurgicznymi w zależności od odmiany petrograficznej. Ważną rolę pod względem strukturalnym skał odgrywają niewielkich rozmiarów prakryształy oliwinu i augitu. Stanowią one równomiernie w skale rozmieszczone kryształy, co ma swoje konsekwencje w wytrzymałości na ściskanie i ścieralność bazaltu oraz produkowanych z niego kruszyw. Równocześnie ilość i wielkość prakryształów, a przede wszystkim skład chemiczny, wpływają na wykorzystanie surowca dla celów petrurgicznych. A. Tugrul i I.H. Zarif (1999) zauważyli podobne zależności pomiędzy charakterem petrograficznym, składem mineralnym i wielkością kryształów a własnościami mechanicznymi w granitoidach z różnych rejonów Turcji.

Wydostanie się magmy na powierzchnię terenu, a w szczególności gwałtowny spadek temperatury i odgazowanie lawy sprzyjały szybkiej krystalizacji składników tła skalnego – kryształów ciasta skalnego i tworzeniu szkliwa wulkanicznego. Tworzyły się na tym etapie również skały piroklastyczne. Zróżnicowane warunki zastygania lawy na powierzchni oraz tuż pod powierzchnią terenu warunkowały wzajemne proporcje tych składników. Szczególną rolę spełnia w tym przypadku ilość augitu, nefelinu, plagioklazów, minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego. Wpływają one na wytrzymałość na ściskanie, nasiąkliwość, ścieralność oraz własności petrurgiczne surowca bazaltowego.



Ten etap ewolucji odgrywa istotną rolę w formowaniu się bazaltoidów typu A i B, o czym decyduje udział szkliwa wulkanicznego i nefelinu z analcymem w skałach.

W zastygłym masywie skalnym następuje obniżanie jego temperatury i rozwój zjawisk pomagmowych. Ten kolejny etap wywołuje kontrakcję termiczną i towarzyszące jej tworzenie się ciosu termicznego. Utworzone w ten sposób słupy bazaltowe, o niewielkich średnicach, sprzyjają pozyskiwaniu urobku.

Na Przedgórzu Rębiszowskim zjawiska pomagmowe to głównie procesy hydrotermalne i w mniejszej mierze pneumatolityczne. W wyniku oddziaływania tych zjawisk na zastygające skały tworzyły się specyficzne asocjacje mineralne (zeolity, serpentyny, fluoroapatyt i fluoroapatyt węglanowy, chloryty, talk-pirofyllit, augit egirynowy, minerały z grupy kwarcu i grupy węglanów, saponit), które są produktami przeobrażeń wcześniej powstałych minerałów (głównie oliwinu) lub występują w postaci żyłek w skałach. Najsilniejszy wpływ na własności techniczne wywierają zeolity i obecność produktów przeobrażeń prakryształów oliwinu. Głównie dotyczy to wytrzymałości na ściskanie i mrozoodporności. Zeolity, występujące głównie w postaci licznych, przecinających się żyłek, odgrywają istotną rolę w pozyskiwaniu urobku skalnego. W trakcie prac strzelniczych skała ulega łatwej dezintegracji wzdłuż żyłek, co z obecnością licznych spękań ciosowych sprzyja powstawaniu bloków skalnych niewielkich rozmiarów. Ułatwia to transport urobku i zasadniczo wpływa na energooszczędność urządzeń zakładu przeróbczego w trakcie produkowania kruszyw. Z drugiej strony, ogranicza pozyskiwanie bardziej regularnych bloków skalnych, z których możliwa byłaby produkcja bruku bazaltowego lub innych elementów budowlanych. Obecność zeolitów wpływa również, jak wykazano, na nasiąkliwość i ścieralność surowca bazaltowego.

Etap zjawisk pomagmowych w decydujący sposób wpłynął na tworzenie się typów A i B bazaltoidów.

Procesy hipergeniczne, zachodzące w bazaltoidach, kształtowały ostatecznie jakość surowca. Na tym etapie tworzył się goethyt, w najbardziej podatnych na tego rodzaju przeobrażenia bazaltoidach typu B oraz skałach piroklastycznych. Procesy te przyczyniać się mogły do ujawnienia skutków zgorzeli (plamiste rozjaśnienia,tekstura gruzelkowa), czego przejawy spotykane są w bazaltoidach Przedgórza.

Specyficzny wpływ na jakość surowca bazaltowego wywarły zjawiska tektoniczne obszaru Przedgórza Rębiszowskiego, w których istotną rolę spełniły utwory podłoża bazaltoidów. Obecność, w szerokich do kilku metrów strefach uskokowych, utworów ilastych podłoża pokryw bazaltoidów, w szczególności nefelinitów, utrudnia eksploatację.

# 11. WNIOSKI

Przeprowadzone badania bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego pozwoliły na wykazanie ewolucji wulkanizmu od etapu generowania magmy, jej dyferencjacji i wznoszenia się ku powierzchni i wylewu, a także na etapie procesów pomagmowych, hipergenicznych, metamorfizmu kontaktowego i tektonicznym.

Przeprowadzone badania bazaltoidów Przedgórza Rębiszowskiego pozwoliły na sformułowanie poniższych wniosków.

1. Kenozoiczny wulkanizm Przedgórza Rębiszowskiego ewoluował, czego konsekwencją jest:
   - występowanie określonych odmian petrograficznych skał, tj. nefelinitów złóż Łysej Góry, Starego Łomu, Góry Hucianka i wystąpień skałkowych, a także bazanitów Kłopotna oraz wystąpień skałkowych dolerytów nefelinowych i tefrytów, oraz
   - zmienność jakości surowca bazaltowego w złożach.
2. W przeprowadzonych badaniach posłużono się wskaźnikami i dowodami, pozwalającymi poznać przebieg ewolucji kenozoicznego wulkanizmu, którymi są:
   - wskaźniki i dowody geologiczne (w tym petrograficzne),
   - wskaźniki i dowody chemiczne,
   - wskaźniki i dowody mineralne.
3. Wskaźniki i dowody geologiczne pozwoliły stwierdzić, że:
   - skały wulkaniczne Przedgórza Rębiszowskiego występują jako zespół skał powiązanych sposobem i miejscem powstawania, tworzący serię petrograficzną,
   - magma, z której tworzyły się skały wulkaniczne Przedgórza Rębiszowskiego, miała charakter nefelinitowy, z której formowały się głównie nefelinity, natomiast utworzenie się pozostałych odmian petrograficznych skał było wynikiem dyferencjacji magmy w obrębie skorupy ziemskiej (w tym asymilacji skał otaczających) lub z warunkami jej krystalizacji,
   - na Przedgórzu Rębiszowskim istniały dwa epizody ekstruzywne związane z tworzeniem się skał piroklastycznych, po osadzeniu których utworzyła się pokrywa nefelinitowa Łysej Góry i pokrywa bazanitowa Kłopotna, a także dajki dolerytów nefelinowych i tefrytów,



   - pokrywa nefelinitów Łysej Góry została oderwana od części kominowej nefelinitów Góry Hucianka i przemieszczona po nieskonsolidowanym, ilastym podłożu, w wyniku grawitacyjnego ruchu masowego; skutkiem tego przemieszczenia jest obecna lokalizacja pokrywy, złożony system zdeformowania utworów ilastych, poszerzenie szczelin uskokowych i ciosowych oraz wypełnienie ich utworami ilastymi,
   - udziały nefelinu z analcymem, zeolitów (które są m.in. wynikiem przeobrażeń szkliwa wulkanicznego) i szkliwa wulkanicznego mogą służyć jako wskaźniki charakteryzujące jakość surowca bazaltowego.
4. Wskaźniki i dowody chemiczne potwierdzają różnicowanie się magmy, pozwalają stwierdzić:
   - zróżnicowanie składu chemicznego bazaltoidów pomiędzy poszczególnymi złożami i wystąpieniami, a nawet zróżnicowanie w obrębie złóż,
   - obecność stref kominowych w nefelinitach Góry Hucianka, Starego Łomu i bazanitach Kłopotna,
   - zróżnicowanie w zawartości niektórych pierwiastków w poszczególnych odmianach petrograficznych bazaltoidów:
     - niższe koncentracje Co, Ni przy wyższych zawartościach Pb w nefelinitach w porównaniu do pozostałych bazaltoidów,
     - niższe koncentracje Cr, Ga, Sn, V przy wyższych Bi w bazanitach w porównaniu do pozostałych bazaltoidów,
   - wzrost udziału MgO w bazaltoidach skutkuje wzrostem koncentracji Cr, Co, Rb, Zr, Nb, Ni, La i Ce i spadkiem koncentracji Mo, Sc, Hf, Ta, Th, Pr, Gd, Tb i Ho,
   - możliwość rozdzielenia bazaltoidów typów A i B spośród ich odmian petrograficznych (np. nefelinity, bazanity) przy użyciu wskaźnika alkalicznego ($Na_2O$ i $K_2O$) i wskaźnika strat prażenia, natomiast nie są one przydatne dla rozdzielenia typów A i B z pominięciem odmian petrograficznych (wskaźniki te mogą być stosowane jedynie dla danego złoża),
   - przeważającą rolę $Na_2O$ nad $K_2O$ w składzie skał i związek tych składników z $P_2O_5$,
   - ewolucję magmy w kierunku bazaltów alkalicznych kontynentalnych, ubogich w krzemionkę, z tworzeniem dwóch lub trzech serii,

- utworzenie się bazaltoidów niedosyconych krzemionką podczas przerwania wznoszenia się magmy przy dużym ciśnieniu (następuje frakcyjna krystalizacja magmy o składzie law maficznych).

5. Wskaźniki i dowody mineralne wykazały:
   - początek krystalizacji składników mineralnych (prakryształów augitu) przy ciśnieniu od ok.11 do ok.13 kbar, co odpowiada głębokości ok. 40 km,
   - kierunki przeobrażeń minerałów pierwotnych lub ich rekrystalizację pod wpływem procesów pomagmowych, metamorficznych i hipergenicznych,
   - możliwość wydzielenia następujących etapów ewolucji wulkanizmu kenozoicznego:
     - etap generowania magmy, utworzenia ogniska magmowego, wznoszenia magmy ku powierzchni terenu z epizodami ekstruzywnymi i wylewem lawy,
     - etap procesów pomagmowych (hydrotermalnych i pneumatolitycznych),
     - etap procesów hipergenicznych,
     - etap metamorfizmu kontaktowego,
     - etap tektoniczny (cios termiczny, słupy bazaltowe, przemieszczenie pokrywy nefelinitów Łysej Góry),

   na podstawie generacji mineralnych, których geneza jest wynikiem różnych warunków krystalizacji.
6. Skutkiem ewolucji wulkanizmu kenozoicznego jest:
   - tworzenie się odmian petrograficznych skał: nefelinitów, dolerytów nefelinowych, tefrytów, bazanitów i skał piroklastycznych,
   - występowanie skał w formie pokryw lawowych, dajek, kominów i skał okruchowych o charakterze piroklastycznym,
   - przeobrażenie bazaltoidów, co pozwoliło na wydzielenie typów A – świeżych i B – przeobrażonych,
   - zmienność jakości surowca bazaltowego.
7. Skutki ewolucji wulkanizmu kenozoicznego wynikają głównie z takich przyczyn, jak:
   - dyferencjacja magmy (w tym asymilacja skał otaczających),
   - sposób wydostawania się magmy na powierzchnię terenu,
   - warunki krystalizacji składników,
   - intensywność przebiegu procesów pomagmowych i hipergenicznych,



   - intensywność metamorfizmu kontaktowego i tektoniki.
8. Zmienność jakości surowca bazaltowego wykazuje ścisły związek z ewolucją wulkanizmu tego obszaru, czego przejawem jest:
   - zróżnicowanie (w niewielkim stopniu) własności technicznych:
     - poszczególnych odmian petrograficznych bazaltoidów (np. zróżnicowanie nasiąkliwości, ścieralności w bębnie Devala),
     - typów A i B bazaltoidów (np. wyższa wytrzymałość na ściskanie, niższy wskaźnik rozkruszenia kruszywa, niższa ścieralność na tarczy Boehmego i w bębnie Devala dla bazaltoidów typu A od B),
   - związek niektórych własności technicznych ze strukturą, ilościowym składem mineralnym (warunki tworzenia się składników mineralnych) i składem chemicznym bazaltoidów (dyferencjacja magmy), np.:
     - wzrost wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem udziału szkliwa wulkanicznego oraz $SiO_2$, spadek wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem udziału prakryształów, w tym szczególnie przeobrażonego oliwinu oraz $Na_2O$,
     - spadek wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach zamrażania ze wzrostem udziału prakryształów oliwinu przeobrażonego,
     - wzrost nasiąkliwości ze wzrostem udziału zeolitów i oliwinu przeobrażonego i jej spadek ze wzrostem udziału augitu,
     - spadek ścieralności ze wzrostem ilości prakryształów, kryształów augitu ciasta skalnego i nefelinu i jej wzrost ze wzrostem udziału minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego,
   - łatwość w pozyskiwaniu urobku w postaci bloków skalnych niewielkich rozmiarów, wynikająca z obecności licznych spękań ciosowych i licznie wystepujących żyłek zeolitów.
9. Zmienność jakości surowca, kształtowana w poszczególnych etapach ewolucji wulkanizmu Przedgórza Rębiszowskiego wskazuje, iż obok obecnie produkowanych różnych kruszyw, może on być stosowany w hutnictwie skalnym. Posiada on bowiem korzystne cechy petrurgiczne, takie jak:
   - niska temperatura topienia – ok. 1130°C (brak reliktów mineralnych po przetopieniu),
   - interwał topienia – 20°C,

- niewielki udział prakryształów (<10% obj.), zapewniający wąski interwał topienia.

Natomiast z uwagi na:

- wartości modułu kwasowości *Mk*,
- wartości parametrów A.S. Ginzberga (1951),
- zdolność krystalizacyjną stopu,
- wartości współczynnika lepkości (decydujące o własnościach lejnych i wahania lepkości w temperaturach rozwłókniania),

surowiec, pochodzący z niektórych partii złóż, będzie wymagał korekty składu chemicznego poprzez uśrednianie z surowcem o podwyższonej zawartości tlenków kwaśnych. Wydaje się zatem celowe stworzenie możliwości uśredniania jakości surowca.

## LITERATURA


Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman, Stephen Kumarapeli P.S. – Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit Hill metavolcanic suite of the Appalachian fold belt, Quebec-Vermont; a plume-related and fractionated assemblage. Am. J. Sci., 299, 210-237, 1999.

Adamczyk Z. – Wstępna ocena przydatności bazaltoidu z Rębiszowa jako surowca do wielokierunkowego użytkowania. Gosp. Sur. Mineral., 14, z. 4, 177-184, 1998.

Adamczyk Z. – Zeolites in Tertiary basaltoids from Rębiszów (Lower Silesia, SW Poland). Arch. Min., LIV, 2-3, 23–32, 2001 (printed 2003).

Adamczyk Z., Derewecki M. – Initial evaluation of the basalt from Kłopotno deposit as a raw material for multipurpose application. Gosp. Sur. Mineral., 20, 37-46, 2004.

Adamczyk Z, Komraus J. L. – Mössbauer study of thermal treatments of Fe minerals in the basalt rock from Rębiszów (Izera Mountainous, Poland), w druku

Adamczyk Z., Komraus J., Mączyński T. – Chemical and mineralogical alteration in the Rutki-Ligota basalts: Tertiary Volcanic Formation, Lower Silesia. Geol. Quartely, 44 (4), 405-413, 2000.

Allan J. E. M., Coey J. M. D., Sanders I. S., Schwertmann U., Friedrich G., Wiechowski A. – An occurrence of a fully-oxidized natural titanomaghemite in basalt. Min. Mag., 53, 299-304, 1989.

Amma-Miyasaka M., Nakagawa M. – Origin of anorthite and olivine megacrysts in islandic-arc tholeiites: petrological study of 1940 and 1962 ejecta from Miyake-jima volcano, Izu-Mariana arc. Journal of volcanology and Geothermal Research, 117, 263-283, 2002.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B. – Nower dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegl. Geol., 54, 2, 145-153, 2006.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A. – Śnieżne Kotły bazaltoid dike (Karkonosze-Izera Block) a case of granitic contamination of basaltic magma. Mineralogical Society of Poland-Special Papers, 20, 63-65, 2002.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A. – Enclaves of black clinopyroxenite in the Księginki nephelinite near Lubań (Lower Silesia). Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 23, 35-37, 2003.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A. – Clinopyroxene-rich peridotites – an ultramafic cumulate member of the Nowa Ruda ophiolite, West Sudetes. Mineralogical Society of Poland-Special Papers, 24, 73-77, 2004.

Bakun-Czubarow N., Gałązka-Friedman J., Suwalski J., Szpila K. – Weathering of the Lower Silesian basaltoids studied by mössbauer spectroscopy. Arch. Mineralog., T. XLIX (2), 3-21, 1993.

Barcova K., Mashalan M., Zboril R., Martinec P. – Mössbauer study of transformation mechanism of Fe cations in olivine after thermal treatments in air. J. Radioanal. Nucl. Chem., 255, No.3, 529-533, 2003.

Beal G.H., Rittler H.L. – Basalt glass ceramics. Am. Ceram. Soc. Bull., 55, 579-582, 1976.

Berg G., Ahrens W. – Erläuterungen zur Geologishen Karte - Blatt Friedeberg a.Q. Preuss Geol.L.A. Berlin 1926.

Berg G. – Uber den Nephelinendolerit von Wickenstein. Mitt.Abt.Gesteins - u.Salzuntersuch, 3, 1928.

Białowolska A. – Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. Arch. Miner. T. XXXVI, z. 2, 107-170, 1980.

Białowolska A. – Enklawy w bazaltoidach Wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). Arch. Min., T.XLIX, 2, 145-191, 1993.
Birkenmajer K., Siemiątkowski J. – Geological, petrographical and mineralogical characteristics of Tertiary basaltic rocks from Góra Św. Anny and Ligota Tułowicka. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., C43, (111), 19-30, 1977.
Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M., Zagożdżon P. – Radiometric dating of the Tertiary volcanism in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and paleomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore Sudetic Block. Ann. Soc. Geol. Pol., 72, 241-253, 2002.
Birkenmajer K., Lorenc M., Pécskay Z., Zagożdżon P. – Wiek, cykle i kierunek migracji trzeciorzędowego bazaltowego wulkanizmu Dolnego Śląska w świetle datowań K-Ar. VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał", Kraków, 9-10, 2004a.
Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M., Zagożdżon P. – Radiometric dating of the Tertiary volcanism in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and paleomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore Sudetic Block. Ann. Soc. Geol. Pol., 74, 1-19, 2004b.
Blusztajn J., Hart S.R. – Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. Geochim. et Cosmochim. Acta, 53, 2689-2696, 1989.
Bolewski A., Manecki A. – Mineralogia szczegółowa. Wyd. PAE, Warszawa 1993.
Bolewski A., Ney R., Smakowski T. – Bilans gospodarki surowcami mineralnymi Polski i świata 1994-1998. PAN IGSMiE, Kraków 2000.
Borkowska M. – Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sud., 2, 1966.
Borkowska M. – Skały gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. Geol. Sud., XX, 1, 3-35, 1985.
Bottinga Y., Weill D.F. – The wiscosity of magnetoc silicate lignids a model for calculation. Am. J.Sci., 272, 438-475, 1972.
Brassines S., Balaganskaya E., Demaiffe D. – Magmatic evolution of the differential ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite. Lithos, 85, 76-92, 2005.
Briggs R.M., Rosenberg M.D., de Lange P.J., Itaya T., King,, P.R., Price R.C. - Geology and geochemistry of Gannet (Karewa) Island, Tasman Sea: a rift-related nephelinitic tuff ring. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 40, 261-271, 1997.
Budek L., Gaweł A., Sikora W.S. – Wielkość krystalitów minerałów ilastych i nieilastych ze zwietrzelin skał bazaltowych Dolnego Śląska. Konferencja : Deficytowe surowce mineralne i surowce niemetaliczne. Pol.Tow.Miner.-Prace Specj., 1, 41-52, 1991.
Chen J., Lee K-L. – Geochemistry of Miocene basaltic rocks recovered by the Ocean Drilling Program from the Japan Sea. Journal of southeast Asian Earth Sci.,13, 29-38, 1996.
Chesworth W., Dejou J., Larroque P., Rodeja E. G. – Alteration of olivine in a bazalt from Central France. Catena, 56, 21-30, 2004.
Chodyniecka L. – Bazalt z Góry Świętej Anny. Prace Min., 8, 1967.
Chodyniecka L. – Bazalt z Graczy i towarzyszące mu utwory piroklastyczne. Kwart. Geol. 13, 1, 211-220, 1969.
Chodyniecka L. – Badania petrograficzne dolerytu z Graczy. Przegl. Geol., 4, 205-206, 1971.
Ciężkowski W, Wojewoda J., Żelaźniewicz A – Sudety Zachodnie od wendu do czwartorzędu. Praca zbiorowa, Wrocław 2003.
Coish R.A., Kretschmar L.M., Journeay J.M. – Geochemistry of the Mount Noel volcanics, British Columbia and comparison with the Columbia River Basalt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 83, 269-285, 1998.



Cooper R.F., Fanselow J.B., Poker D.B. – Thw mechanism of oxidation of a basaltic glass: Chemical diffusion of network-modifying cations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 60, 17, 3253-3265, 1996.
Cox, K.J., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. – The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450, 1979.
Deer W. A., Howie R. A., Zusseman J. – Rock forming minerals. Longmans Green and Co Ltd London, vol. 3 Sheet Silicates, 1962.
Depciuch T., Lis J. – Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów masywu Karkonoszy. Kwart. Geol., 15, 4, 1971.
Dokumentacja geologiczna złoża bazaltu „Kłopotno" w kategorii C1 z określeniem jakości kopaliny w kategorii B. Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu. Wrocław XII 1974.
Dokumentacja geologiczna złoża bazaltu „Kłopotno" w kategorii C1. Dodatek nr 1. Wrocław, II 2000.
Don J. – Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. Przegl. Geol., 8-9, 1984.
Dostal J., Dupuy C., Leyreloup A. – Geochemistry and petrology of metaigneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - Implications for the lower crust. Earth Planet Sci Lett, 50, 31-40, 1980.
Downes H. Dupuy C., Leyreloup A.F.– Crustal evolution of the Hercynian belt of western Europe: evidence from lower crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). Chem, Geol., 83, 209-231, 1990.
Dunworth E.A., Wilson M. – Olivine melilites of the SW Germany Tertiary Volcanic Province: mineralogy and petrogenesis. Journal of Petrology 39, 1805-1836, 1998.
Farbisz E., Mżyk S. – Opracowanie badań geofizycznych na złożu bazaltoidoidu w kat. $C_1$ „Wzgórze 548 m" k. Rębiszowa. Wrocław 1999.
Fiedler H. – Die Mineralien Schlesiens mit Berücksichtigung der angrenzenden Lander. Breslau 1863.
Foley S. F. – Experimental constrains on phlogopite chemistry in lamproites: 1. the effect of water activity and oxygen fugacity. Eur. J. Mineral., 1, 411-426, 1989.
Foreman N., Peacor D.R. – Refinement of the nepheline structure at several temperatures. Zeitschrift fur Kristallographie, 132, 45-70, 1970.
Foster M.D. – Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S.Geol.Surv. Prof.Pap 354B, 1-49, 1960.
Frankiewicz W., Glapa W., Michałowski P. – Środowiskowe i technologiczne uwarunkowania eksploatacji i przeróbki bazaltoidoidu na przykładzie złoża Rębiszów. Mater. IX Konferencji z cyklu „Aktualia i perspektywy gospodarki surowcami mineralnymi", Rytro 1999.
Gaines R.U., Skiner H.S., Foord E.E., Mason B., Rosenzweig A. – Danas New Mineralogy. Copyright by John Wiley & Sons, Inc. New York 1997
Gaweł A., Sikora W.S. – Analiza profilu piku dyfrakcyjnego 060 smektytów ze zwietrzelin skał bazaltoidoidowych Dolnego Śląska. Konferencja : Deficytowe surowce mineralne. I Surowce Niemetaliczne, Pol.Tow.Miner.-Prace Specj., 1, 77-82, 1991.
Gellens L.R., Price G.D., Smith I.V. – The structural relationship between svetlozarite and dachiardite. Min.Mag., 45, 157-161, 1982.
Ginsberg A.S – Eksperymentalnaja petrografija. Wyd. Nauka, Leningrad, 1951.
Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. – Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa 1986.
Grove T.L., Kinzler R.J., Bryan W.B. – Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). In: Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges, Am. Geophys. Union Monogr., vol. 71, 281-310, 1992.

Grzybek H., Kołak R. – Wysokiej jakości kruszywa dla drogownictwa i budownictwa produkcji „PRI-Bazalt" SA w Rębiszowie. Mater. V Międzynarodowej Konferencji „Rozwój infrastruktury transportowej w Polsce do 2015 r.", Łódź 1999.

Gunia P. – O znaczeniu chemizmu spineli chromowych dla petrogenezy niektórych ultrabazytów dolnośląskich. Arch, Min., XLII, 2, 59-67, 1987.

Gurenko A. A, Chaussidon M. – Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column. Geochim. et Cosmochim. Acta, 59, 14, 2905-2917, 1995.

Hald N., Tegner C. – Composition and age of Tertiary sills and dykes, Jameson Land basin: Relation to regional flood volcanism of the East Greenland rifted margin. Lithos, 54, 207-233, 2000.

Harlov D.F., Forster H.J., Nijlang T.G. – Fluid-induced nucleation (Y+REE) – phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite. Am. Mineral., 87, 245-261, 2002.

Hassaan M. Y. – Basalt rock as an alternative raw material in Portland cement manufacture. Materials Letters, 50, 172-178, 2001.

Haase K.M., Hartmann M., Wallrabe-Adams H.-J. – The geochemistry of ashes from Vesterisbanken Seamount, Greenland Basin: Implications for the evolution of an alkaline volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70, 1-19, 1996.

Heflik W., Natkaniec-Nowak L. – Ksenolity z bazaltoidów z Rębiszowa koło Mirska (Dolny Śląsk). Przegl. Geol., 52, 9, 910-915, 2004a.

Heflik W., Natkaniec-Nowak L. – O produktach mineralizacji bazaltoidów z Rębiszowa koło Mirska na Dolnym Śląsku. Zesz. Nauk. AHG, Geologia, t. 30, z. 1, 33-46, 2004b.

Hill I.G., Worden R.H., Meighan I.G. – Geochemical evolution of a palaeolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. Chem. Geol., 166, 65-84, 2000.

Hintze C. – Handbuch der Mineralogie. Zweiter Band. Silicate und Titanate. Leipzig, 1897.

Hubicka-Ptasińska M. – Fe-Ti oxide minerals in andesite from the Wżar Mountain (Pieniny Mts.). Min. Pol., 4, 57-65, 1973.

Hubicka-Ptasińska M. – Tlenkowe minerały żelaza i tytanu w niektórych skałach bazaltoidoidowych formacji wulkanicznej Dolnego Śląska. Pr.Miner.Kom.Nauk. Miner.PAN Oddz.w Krakowie, Nr 38, 1974.

Irvine T. N., Baragar W.R.A. – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548, 1971.

Jabłoński K, Walęcka H. K., Żurek B. - Dokument aplikacyjny do normy PN-EN 13043:2004. Nawierzchnie asfaltowe, Nr 2, 17-19, 2005.

Jang Y. D., Naslund H.R., McBirney A.R. – The differentiation trend of the Skaergaard intrusion and the timing of magnetite crystallization: iron enrichment revisited. Earth and Planetary Science Letters, 189, 189-196, 2001.

Jaworski A. – Bazaltoidoid z Białej Wody (Pieniny) w świetle badań geochemicznych i petrofizycznych. Arch. Min. XXXIX, 1, 149-164, 1983.

Jensen S. D., Shive P. N. – Cation distribution in sintered titanomagnetites. J. Geophys. Res., 78, 8474-8480, 1973.

Jung S., Masberg P. – Major and trace-element sytematics and iotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany). Constrains on the origin of continental alkaline and tholeiitic basaltsss and their mantle sourcesss. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 86, 151-177, 1998.

Kaluza A. – Übersicht der Mineralien Schlesien und Glatz nebst ihren Fundörtern und vielen neuen Höhenmessungen auf 4 Karten dargestell. Breslau, 1818.

Kapuściński T., Pozzi M. – Próba klasyfikacji bazaltów śląskich jako surowca do produkcji wełny mineralnej. Mater. Budowl., 13, 6-7, 1979.



Kapuściński T., Pozzi M. – Dobór surowców naturalnych i odpadowych do produkcji wełny mineralnej. Mater. Budowl. 9, 18-20, 1984.

Kapuściński T., Pozzi M. – Problemy wykorzystania bazaltów śląskich i odpadowych żużli hutniczych do produkcji wełny mineralnej. Gosp. Sur. Min., 1, 3-4, 465-486, 1985.

Kapuściński T., Żołnierczyk W., Pozzi M. – Wpływ budowy petrograficznej bazaltów na ich właściwości technologiczne w procesie produkcji włókien mineralnych. Szkło i Ceramika, XXXI, 1980.

Kardymowicz I. – Enklawy w niektórych bazaltoidoidach Dolnego Śląska. Biul. Inst. Geol. 197, 1967.

Karwacki A. – Kryteria kwalifikacji jakościowej skalnych surowców drogowych dla potrzeb budowy autostrad. Górn. Odkr., XXXIV, 3-4, 112-117, 1992.

Komraus J. L., Adamczyk Z. – Przemiany minerałów żelaza podczas obróbki termicznej trzeciorzędowego bazaltu rejonu Jawora. Fizykochemiczne Problemy Mineralurgii, 33, 73-81, 1999.

Komraus J. L., Adamczyk Z. – Phase Composition of Iron Compounds in the Products of Annealing of the Tertiary Basaltic Rock from Góra Obłoga (the Lower Silesia, Poland). Hyperfine Interactions, 163, 57-72, 2006.

Korenaga, J., Kelemen P.B. – Major element heterogeneity in the mantle source of the North Atlantic igneous province. Earth and Planetary Science Letters, 184, 251-268, 2000.

Kozłowska-Koch M. – Petrography of ultramafic nodules in the nephelinites from Księginki near Lubań (Lower Silesia). Arch. Min., 37, 33-58, 1981.

Kozłowski K., Karwowski Ł. – Znaczenie petrologiczne enklaw w bazaltoidach na przykładzie rejonu Rębiszowa. Komunikat, Geologia Uniw.Śl., T. 9, 131-132, 1988.

Kozłowski S. – Cios termiczny w dajkach. Roczn. Pol. Tow. Geol., XXX, 1, 3-28, 1960.

Kozłowski S. – Surowce skalne Polski. Wyd. Geolog., Warszawa 1986.

Kozłowski S., Pawłowska J. – Rocky mineral raw in the Izera Mts. Kwart. Geol., 11, 2, 373-389, 1967.

Krzemiński L. – Geochemical constraints on the origin of the mid-Paleozoic diabases from Holy Cross Mts. And Upper Silesia, southeastern Poland. Geol. Quart., 48, 147-158, 2004.

Le Maitre R., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A. R., Zanettin B. – A classification of igneous rocks and glossary of term. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193, 1989.

Lis J., Sylwestrzak H. – Minerały Dolnego Śląska. Wyd. Geol., Warszawa 1986.

Łatwkiewicz A., Michalik M., Zych B. – Opaque minerals in Tertiary basalt from the Lower Silesia. Mineralogical Society of Poland-Special Papers, 20, 133-136, 2002.

McCusker L.B., Baerlocher C., Nawaz R – Rietveld refinement of the crystal structure of the new zeolite mineral gobbinsite. Zeitschrift fur Kristallographie, 171, 281-289, 1985.

Majerowicz A., Wierzchołowski B – Petrologia skał magmowych. Wyd. Geol., Warszawa 1990.

Majkowska U., Farbisz E. – Sprawozdanie z badań geologicznych metodą geofizyczną na złożu bazaltoidoidu w "Rębiszowie". Wrocław 1997.

Majkowska U. – Sprawozdanie z badań geofizyczno-geologicznych na złożu bazaltoidoidu w kat. $C_1$ „Wzgórze 548 m". Wrocław 1999.

Majkowska U., Farbisz E. – Sprawozdanie z badań geologicznych metodą geofizyczną na złożu bazaltoidoidu w "Rębiszowie". Wrocław 2000.

Mansker W. L., Ewing R. C., Keil K. – Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii. Am. Min., 64, 156-159, 1979.

Matusiak M., Puziewicz J. – Preliminary data on basalt from Winna Góra near Jawor (SW Poland) and its peridotitic enclaves. Mineralogical Society of Poland-Special Papers, 26, 205-208, 2005.

Mengel K. – Crustal xenoliths from Tertiary volcanics of the Northern Hessian Depression. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 8–26, 1990.

Meschede M. – A metod of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, 207-218, 1986.

Nadolski G., Jasiński A. – Bazalty – polski surowiec strategiczny. Górn. Odkrywk., XXXVII, 1, 39-47, 1995.

Nadybski J. – Dokumentacja geologiczna złoża bazaltoidoidu w Rębiszowie w kategorii B i $C_1$. Kraków 1956.

Nakamura M. – Residence time and crystallization history of nickeliferous olivine phenocrysts from the northern Yatsugatake volcanoes, Central Japam: Application of a growth and diffiusion model in the system Mg-Fe-Ni. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66, 81-100, 1995.

Nawaz R., Malone J.F. – Gobbinsite, a new zeolite mineral from Co. Antrim, N. Ireland. Min. Mag., 46, 365-369, 1982

Nimis P. – A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. Contrib. Mineral. Petrol., 121, 115-125, 1995.

Nowakowski A. – O niektórych skałach żyłowych Pogórza izerskiego. Arch.Min., 19, 1, 1956.

Oberc J. – Geologis i surowce skalne bloku karkonosko-izerskiego. Rocz. Pol. Tow. Geol., XL, 195-205, 1970.

Oberc J. – Budowa geologiczna Polski. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., Warszawa 1972.

O'Reilly W. – Weak Reflactions in the doffraction pattern of magnetite, $Fe_3O_4$. Acta Cryst., 24, 422, 1968.

Ozerov A. Y. – The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevckoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusion. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 95, 65-79, 2000.

Pearce J.A., Cann J. R. – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300, 1973.

Pearce J.A., Norry M.J. – Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47, 1979.

Pentlakowa Z., Szarras S. – Przydatność bazaltoidoidów dolnośląskich do otrzymywania odlewów skaliwnych. Przegl. Geol., 6, 273-278, 1968.

Piestrzyński A. – Wybrane materiały do ćwiczeń z petrografii rud. Wyd. AGH, Kraków 1992.

Pol A. W. – Katalog zabytków gierczyńskich. Muzeum Górnictwa Węglowego, Zabrze 1999.

Pozzi M. – Studium mineralogiczno - petrograficzne nad przydatnością niektórych surowców skalnych i hutniczych do produkcji wełny mineralnej. Praca dokt. Pol.Śl., Gliwice 1984.

Price R. C., Gray C. M., Frey F. A. – Strontium isotopic and trace element heterogeneity in the plains basalts of the Newer Volcanic Province, Victoria, Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, 61 (1), 171-192, 1997.

Przeniosło S. – Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce (wg stanu na 31 XII 1997), Praca zb. pod red. S. Przeniosło. PIG, Warszawa 1997.

Puziewicz J. – Petrology of the Księginki nephelinite (Central European Tertiary Magmatic Province): a reappraisal of existing data and preliminary results of a new study. Mineralogical Society of Poland-Special Papers, 24, 333-336, 2004.



Raos A.M., Crawford A.J., – Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 134, 35-56, 2004.

Reichow M. K. Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.I. – Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin : An extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. Lithos, 79, 425-452, 2005.

Reubi O., Nicholls I.A., Kamenetsky V.S. – Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet volcano, Java, Indonesia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 119, 255-27, 2002.

Schneider G. – Der Bergbau am Schwarzen Berge bei Schreiber 1892.

Schneider G. – Die Minerale des Riesen - und Isergebirges. Wanderer im Riesengeb. Bd 6, 1894.

Singer – Das Mineralreichtum Schlesiens. Ubers.Arb.Schles.Ges.Vaterl.Kult., 1844.

Słaby E. – Topienie skaleni alkalicznych – proces sterowany dyfuzją? Arch. Min., XLIX, 2, 99-111, 1993.

Smith D. R., Leeman W.P. – Chromian spinel-olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140, 49-66, 2005.

Smulikowski W. – Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sud., 6, 97-188, 1972.

Steinthorsson S., Helgason O., Madsen M. B., Bender Kozh C., Bentzon M. D., Morup S. – Maghemite in Icelandic Basalt. Min. Mag., 56, 185-199, 1992.

Stern R. A., Syme E. C., Lucas S. B. – Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon, Canada: Evidence for an intra-oceanic origin. Geochim. et Cosmochim. Acta, 59, 15, 3131-3154, 1995.

Stoch L., Wyszomirski P. – Surowce i technologia hutnictwa skalnego. Prace Mineralogiczne Nr 45, s. 6-76, PAN Oddział Kraków, Komisja Nauk Mineralogicznych, Wyd. Geol., Warszawa 1976.

Stupnicka E. – Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa 1989.

Sun S.S., McDonough, W.F. – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 313–345, 1989.

Śliwa Z. – Własności strukturalne bazaltów Śląska. Rocz. Pol. Tow. Geol., vol. XXXVII, z. 3, 435-451, 1967.

Śliwa Z. – Struktury kontrakcyjne wylewnych form bazaltów na Dolnym Śląsku w rejonie Leśnej i Lubania. Rocz. Pol. Tow. Geol., vol. XL, z. 3-4, 411-432, 1970.

Thy P. – Experimental constrains on the evolution of transitional and mildly alkalic basalts: crystallization of spinel. Lithos 36, 103-114, 1995.

Tischendorf G., Gottesman B., Forster H.J., Trumbull R.B. – On Li-bearing micas:estimating Li from elektron mocroprobe analyses and improved diagram for graphical representation. Min. Mag., 61, 557-572, 1997.

Traube H. – Die Minerale Schlesiens. Breslau, 1888.

Tugrul A., Zarif I.H. – Correlation on mineralogical and textural characteristics with engineering ptoperties of selected granitic rocks from Turkey. Engineering Geology, 51, 303-317, 1999.

Turekian K. K., Carr M. H. – The geochemistry of chromium, cobalt and nickiel. Rep. XXI Sess. Inter. Geol. Congr., Part I, 14, 1960.

Weaver S.D., Smith I.E.M. – New Zealand intraplate volcanism. In: Johnson RW, Knutson J, Taylor SR (eds) Intraplate volcanism in eastern Australia and New Zealand. Cambridge University Press, 157 – 188, 1989.

Wierzchołowski B. – Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. Arch. Min., XLIX, 2, 199-229, 1993.
Wilk E., Witczak S. - Porównanie metod badawczych wg EN i PN dla kruszyw grubych. Nawierzchnie asfaltowe, Nr 2, 9-16, 2005.
Winchester J.A., Floyd P.A. – Geochemical descremination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325-343, 1977.
Wiszniewska J. – Geneza okruszcowania łupków izerskich Pasma Kamienieckiego. Arch. Min., XL, 1, 115-198, 1984.
Wood D. A. – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50, 11-30, 1980.
Wörner G., Schmincke H.-U., Schreyer W. – Crustal xenoliths from the Quarternary Wehr volcano (East Eifel). Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 144, 29-55, 1982.
Wyszomirski P. – X-ray study of olivines from some Lower Silesian basalts. Min. Pol., 3, 73-78, 1972.
Yilmaz S., Özkan O.T., Günay V. – Crystalization kinetics of basalt glass. Ceramics International, 22, 477-418, 1996.
Yavuz F., Gultekin A. H., Orgun Y., Celik N., Karakaya M. C, Sasmaz A. – Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in calc-alcaline colcanic rocks from the Mezitler area (Baltkesir-Dursunbey), western Turkey. Geoch. J., 36, 563-580, 2002.
Zagożdżon P. – Charakterystyka bazaltoidoidów zgorzelowych występujących w kamieniołomie Winna Góra koło Jawora Przegl. Geol., 46, 1171-1178, 1998.
Zagożdżon P – O genezie zgorzeli bazaltoidoidowej. Przegl. Geol., 49, 328-334, 2001.
Zhang M., O'Reilly S.Y. – Multiple sources for basaltic rocks from Dubbo, eastern Australia: geochemical evidence for plume – lithospheric mantle interaction. Chem. Geol. 136, 33-54, 1997.

PN-84/B-01080 - Kamień dla budownictwa i drogownictwa - Podział i zastosowanie wg własności fizyczno – mechanicznych
PN-84/B-04110 – Materiały kamienne. Oznaczanie wytrzymałości na ściskanie
PN-85/B-04102 Materiały kamienne. Oznaczanie mrozoodporności metodą bezpośrednią
PN-85/B-04101 Materiały kamienne. Oznaczanie nasiąkliwości wodą
PN-84/B-04111 Materiały kamienne. Oznaczanie ścieralności na tarczy Boehmego
PN-78/B-06714.41 Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie ścieralności w bębnie Devala
PN-B-11110:1996 Surowce skalne lite do produkcji kruszyw łamanych stosowanych w budownictwie drogowym
PN-B-11112:1996 Kruszywa mineralne-Kruszywo łamane do nawierzchni drogowych
PN-B-11114:1996 Kruszywa mineralne. Kruszywa łamane do nawierzchni kolejowych
PN-86/B-06712 Kruszywa mineralne do betonu
PN-78/B-06714.19 Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie mrozoodporności metodą bezpośrednią
PN-78/B-06714.40 Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie wytrzymałości na miażdżenie
PN-78/B-06714.42 Kruszywa mineralne. Badania. Oznaczanie ścieralności w bębnie Los Angeles

24



# EWOLUCJA WULKANIZMU KENOZOICZNEGO PRZEDGÓRZA RĘBISZOWSKIEGO (DOLNY ŚLĄSK) ORAZ JEJ WPŁYW NA CHARAKTER PETROGRAFICZNY I JAKOŚĆ SUROWCA BAZALTOWEGO

## Streszczenie

W pracy przedstawiono szczegółowe wyniki badań ewolucji wulkanizmu kenozoicznego na Przedgórzu Rębiszowskim (Dolny Śląsk), która wpłynęła na obecny stan jakościowy surowca bazaltowego i produkowanych z niego kruszyw. Poznanie zmienności jakości kopaliny w złożu stwarza możliwość selektywnego składowania urobku, dzięki czemu wzrośnie jakość kruszyw oraz nastąpi rozszerzenie możliwości użytkowania surowca bazaltowego. Możliwe jest to tylko w przypadku prześledzenia procesów geologicznych, kształtujących ostateczną jakość surowcowa. Dla tych celów istotne jest rozpoznanie poszczególnych etapów ewolucji kenozoicznego wulkanizmu, które pozwoli prognozować jakość i przydatność surowca z poszczególnych złóż i ich partii.

Do rozpoznania ewolucji wulkanizmu wykorzystano wskaźniki i dowody geologiczne (w tym petrograficzne), chemiczne i mineralne. Ujawniły one związek ewolucji z własnościami technicznymi i petrurgicznymi bazaltów.

Głównymi celami pracy są: poznanie przebiegu i produktów ewolucji wulkanizmu kenozoicznego w obszarze Przedgórza Rębiszowskiego, uzyskanie naukowych podstaw do rozpoznania zmienności jakości kopaliny bazaltowej w złożu, wykazanie przydatności niektórych bazaltów do innych kierunków użytkowania niż produkcja kruszyw.

Kenozoiczny wulkanizm Przedgórza Rębiszowskiego ewoluował, a jego konsekwencją jest występowanie w tym obszarze różnych odmian petrograficznych bazaltoidów (nefelinity, bazanity, doleryty nefelinowe i tefryty) oraz zmienność jakości surowca bazaltowego w złożach i wystąpieniach skałkowych. Dzięki tej zmienności wśród bazaltoidów wyróżniono typ A (bazaltoid świeży) i typ B (bazaltoid przeobrażony).

Wskaźniki i dowody petrograficzne i geologiczne ujawniają, że skały wulkaniczne Przedgórza Rębiszowskiego występują jako zespół skał powiązanych sposobem i miejscem powstawania, tworzący serię petrograficzną. Magma, z której tworzyły się skały wulkaniczne tego obszaru, miała charakter nefelinitowy, z której formowały się głównie nefelinity. Odmiany petrograficzne bazaltoidów powstawały w wyniku dyferencjacji magmy w obrębie skorupy ziemskiej i zwiazane są z warunkami jej krystalizacji.

Na Przedgórzu Rębiszowskim istniały dwa epizody ekstruzywne związane z tworzeniem się skał piroklastycznych, po osadzeniu których utworzyła się pokrywa nefelinitowa Łysej Góry i pokrywa bazanitowa Kłopotna, a także dajki dolerytów nefelinowych i tefrytów. Pokrywa nefelinitów Łysej Góry została oderwana od części kominowej nefelinitów Góry Hucianka i przemieszczona po nieskonsolidowanym, ilastym podłożu, w wyniku grawitacyjnego ruchu masowego. Skutkiem tego przemieszczenia jest obecna lokalizacja pokrywy, złożony system zdeformowania utworów ilastych, poszerzenie szczelin uskokowych i ciosowych oraz wypełnienie ich utworami ilastymi.

Zróżnicowanie składu chemicznego bazaltoidów zauważa się pomiędzy poszczególnymi złożami i wystąpieniami, a nawet w obrębie jednego złoża. Wskaźniki chemiczne dostarczyły dowodów na obecność stref kominowych w nefelinitach Góry Hucianka, Starego Łomu i bazanitach Kłopotna.

W pracy wskazano na możliwość rozdzielenia bazaltoidów typu A i typu B spośród ich odmian petrograficznych (np. nefelinity, bazanity) przy użyciu wskaźnika alkalicznego ($Na_2O$ i $K_2O$) i wskaźnika strat prażenia. Wskaźniki te nie są jednak przydatne dla rozróżnienia typów A i B z pominięciem odmian petrograficznych (wskaźniki te mogą być stosowane jedynie dla danego złoża). Wskaźniki chemiczne ujawniają ewolucję magmy w kierunku bazaltów alkalicznych kontynentalnych, ubogich w krzemionkę, z tworzeniem dwóch lub trzech serii, które mogą się tworzyć podczas przerwania wznoszenia się magmy przy dużym ciśnieniu.

Wskaźniki i dowody mineralne wykazały, że początek krystalizacji prakryształów augitu zachodził przy ciśnieniu od ok.11 do ok.13 kbar, co odpowiada głębokości ok. 40 km.

Udziały nefelinu z analcymem, zeolitów (które są m.in. wynikiem przeobrażeń szkliwa wulkanicznego) i szkliwa wulkanicznego mogą służyć jako wskaźniki charakteryzujące jakość surowca bazaltowego.

Na podstawie generacji mineralnych, których geneza jest wynikiem różnych warunków krystalizacji, wyróżniono następujące etapy ewolucji wulkanizmu kenozoicznego w badanym obszarze:

- etap generowania magmy, utworzenia ogniska magmowego, wznoszenia magmy ku powierzchni terenu z epizodami ekstruzywnymi i wylewem lawy,
- etap procesów pomagmowych (hydrotermalnych i pneumatolitycznych),
- etap procesów hipergenicznych,
- etap metamorfizmu kontaktowego,
- etap tektoniczny (cios termiczny, słupy bazaltowe, przemieszczenie pokrywy nefelinitów Łysej Góry).

Skutkiem ewolucji wulkanizmu kenozoicznego jest również występowanie skał w formie pokryw lawowych, dajek, kominów i skał okruchowych o charakterze piroklastycznym oraz ich przeobrażenie. Skutki te wynikają głównie z dyferencjacji magmy, sposobu wydostawania się magmy na powierzchnię terenu, warunków krystalizacji składników, intensywności przebiegu procesów pomagmowych i hipergenicznych oraz intensywności metamorfizmu kontaktowego i tektoniki.

Zmienność jakości surowca bazaltowego wykazuje ścisły związek z ewolucją wulkanizmu tego obszaru. Wskazują na to zróżnicowane wyniki badań własności technicznych poszczególnych odmian petrograficznych bazaltoidów, a także typów A i B bazaltoidów.

Zauważa się związek niektórych własności technicznych ze strukturą, ilościowym składem mineralnym i składem chemicznym bazaltoidów, np. wzrost wytrzymałości na ściskanie skał ze wzrostem udziału szkliwa wulkanicznego oraz $SiO_2$ i spadek wytrzymałości na ściskanie ze wzrostem udziału prakryształów, głównie przeobrażonego oliwinu oraz $Na_2O$. Zauważono spadek ścieralności ze wzrostem ilości prakryształów, kryształów augitu ciasta skalnego i nefelinu i jej wzrost ze wzrostem udziału minerałów nieprzeźroczystych i szkliwa wulkanicznego,

Obecności licznych spękań ciosowych i licznie występujących żyłek zeolitów sprzyja w pozyskiwaniu urobku w postaci bloków skalnych niewielkich rozmiarów.

Zmienność jakości surowca, kształtowana w poszczególnych etapach ewolucji wulkanizmu Przedgórza Rębiszowskiego, wskazuje, iż, obok obecnie produkowanych różnych kruszyw, może on być stosowany w hutnictwie skalnym z uwagi na korzystne cechy petrurgiczne.

# EVOLUTION OF CENOZOIC VOLCANISM IN THE PRZEDGÓRZE RĘBISZOWSKIE (THE LOWER SILESIA) AND ITS INFLUENCE ON PETROGRAPHIC CHARACTER AND QUALITY OF THE RAW BASALTIC MATERIAL

**Abstract**

The thesis contains detailed results of the research on evolution of Cenozoic volcanism in the Pogórze Rębiszowskie (The Lower Silesia region, south-western Poland). This evolution has had basic impact on the present quality of raw basaltic material and the quality of produced aggregates.

Gradual deterioration of rock quality in the deposits spotted during exploitation may often result in production of batches, which are non uniform with regard to technical properties of the aggregates. Hence, the knowledge of quality changes within the rock mass enables optimum management and handling of the extracted rocks, resulting in most effective utilisation of the obtained raw material and production of high quality aggregates.
This may be possible only on the basis of research over geological processes, which led to creation of the final quality of the raw material. It seems that, the most significant importance has recognition of particular phases of Cenozoic volcanism, what will be the basis for forecasting of the raw material quality within the particular deposits and their parts.

For recognition of evolution of volcanism suitable geological (including petrographic), chemical and mineral indices and prooves were utilised. They have revealed a relation between technical and petrurgical properties of the basalts.

Identification of the particular stages of volcanism, which occurred in the Pogórze Rębiszowskie region made it possible to forecast rock quality distribution in the deposits and, in consequence, enables optimum deposits management and obtaining raw material of high quality.

Evolution of Cenozoic volcanism in the Pogórze Rębiszowskie region resulted in formation of different types of basaltiodes of varying quality and suitability of extracted raw materials.

The basic goals of this thesis were:

- recognition of the process and the products of evolution of Cenozoic volcanism in the Pogórze Rębiszowskie region,
- achievement of scientific basis for identificatuion of varying quality of basaltic raw material within the deposits,
- indication of other ways of basalt rock utilisation than aggregate production.



Cenozoic volcanism in the Pogórze Rębiszowskie region underwent evolution and resulted in formation of different petrographic types of basaltoides (nephelinites, basanites, nephelinite dolerites and tephrites) and varying quality of the basaltic raw material in the particular deposits and surface rock occurences. As a result of this variability, two types of basaltoides have been distinguished: the basaltoid type A (fresh basaltoid) and the basaltoid type B (transformed basaltoid).

Petrographic and geological prooves and indices revealed, that volcanic rocks in the Pogórze Rębiszowskie region present a set of rocks related to each other by process and place of their formation and thus, creating a petrographic series.

Magma, which was the material for the volcanic rocks of this area, showed nephelinitic character and produced nephelinites as main rocks. Other petrographic types of basaltoides were created as a result of differentiation of magma in the Earth crust zone and varying conditions of its crystallization.

In the Pogórze Rębiszowskie region there occured two extrusion episodes resulting in formation of pyroclastic rocks and, after their deposition, creation of nephelinitic cover of the Łysa Góra and basanitic cover of Kłopotno as well as formation of dykes of dolerites, nephelinites and tephrites. The nephelinite cover of the Łysa Góra was detached from the chimney zone of nephelinites of the Góra Hucianka and then, shifted down on the unconsolidated clayey ground as a result of gravitational mass movement. Apparent results of this shift are: present location of the nephelinite rock cover, complex deformation of the clayey deposits, widening of tectonic fault and cleavage gaps, which are filled with cleyey material.

Differentiation in chemical composition of the basaltoides can be seen between the particular deposits and occurences, and even within a single deposits.

The determined chemical indices gave prooves for the presence of the chimney volcanic zones in the nephelinites of the Góra Hucianka, the Stary Łom as well as in basanites of the Kłopotno. Variability in elemental content of particular petrographic types of basaltoides can be distinguished, such as:

- lower contents of Co and Ni and higher amounts of Pb in nephelinites, when compared to other basaltoide types,
- lower contents of Cr, Ga, Sn, V and higher amounts of Bi in basanites, when compared to the remaining types of basaltoides,

- increased amount of MgO in basaltoides results in increased concentration of Cr, Co, Rb, Zr, Nb, Ni, La and Ce and drop in concentration of Mo, Sc, Hf, Ta, Th, Pr, Gd, Tb and Ho.

In the thesis, there has been pointed out a possibility to differentiate basaltoides types A and B among the petrographic types of volcanic rocks (nephelinites, basanites). This can be done on the basis of alkalinity index ($Na_2O$ and $K_2O$) and ignition loss index. However, these indices are not useful for differentiation of A and B types with no reference to petrographic types (or they can be applied for a particular deposits only). There has also been ascertained domination of $Na_2O$ over $K_2O$ contents in the rocks and their correlation with the amount of $P_2O_5$.

Chemical indices reveal evolution of magma towards continental, low silica containing-alkali basalts, with formation of two or three series, which might have been formed during stops in magma ascent and at high pressure.

Mineral indices and prooves revealed, that primary crystals of augite start to crystallize at the approximate pressure range between 11 and 13 kbar, which refer to the depths of around 40 km. The results of detailed mineralogical research also prove the processes of transformation of primary minerals or their re-crystallization as an effect of post-magmatic, metamorphic and hypergenic processes.

The contents of nepheline and analcime, as well as presence of zeolites (being result of volcanic glass transformation) and volcanic glass contents may be used as indicators of a quality of basaltic raw material.

On the basis of the described mineral generations originating from different conditions of crystallization the following evolution stages have been distinguished for Cenozoic volcanism in the area under research:

- magma generation stage, creation of magmatic centre, ascent of the magma towards the Earth surface with extrusion episodes and lava outflow,
- stage of activity of post-magmatic (hydrothermal, pneumatolitic) processes,
- stage of activity of hypergenic processes,
- stage of contact metamorphism,
- stage of tectonic activity (thermal cleavage, formation of basaltic pillars, shift of nephelinite cover of the Łysa Góra).

The results of evolution of Cenozoic volcanism in the Pogórze Rębiszowskie region, apart from the formation of petrographic types of basaltoides, were:

- occurrence of the volcanic rocks in form of lava covers, dykes and chimneys,
- presence of clastic rocks of pyroclastic character;



- transformation products of the above rock material, which made it possible to differentiate from type A (fresh rock) and type B (transformed rock).

The above results are related to the magma differentiation, the ways of magma release on the Earth's surface, conditions of crystallization of magma components, intensity of postmagmatic and hypergenic processes, intensity of contact metamorphism and tectonic activity.

Variable quality of the basaltic raw material stays in close relation with the evolution of the volcanism in the area under research. This fact has been indicated on the basis of technical properties testing results obtained for particular petrographic types of basaltoides (e.g. variable absorbability and Deval drum grindability) and for type A or type B basaltoides (e.g. higher compression strength, lower aggregate stamping coefficient value, lower Boehme wheel or Deval drum grindability for basaltoides type A).

The relations have been observed between certain technical properties and the rock texture, quantitative mineral composition (conditions of mineral compounds formation) and chemical composition (magma differentiation) of the basaltoides. Compression strength of the rocks increases with higher volcanic glass content and $SiO_2$ content. The compression strength will decrease with the higher primary crystals content mainly transformed olivine crystals and $Na_2O$.

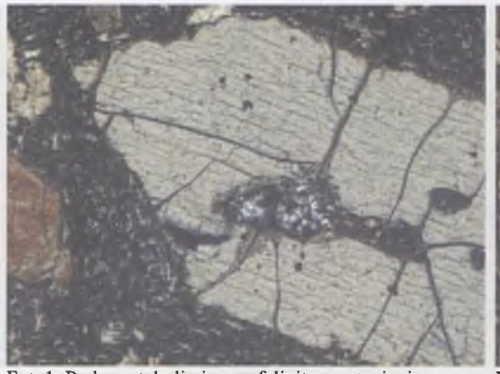
Drop in compression strength after 25 freezing cycles has also been noted with the increase of primary crystals (mostly - transformed olivine crystals).
Absorbability was growing with increasing contents of zeolites and transformed olivine, but decreasing with higher contents of augite.

It has been noted that grindability values are lower when there are more primary crystals, rock mass augite crystals and nepheline in the rock. Grindability is higher when the contents of non transparent minerals and volcanic glass is high.

Presence of numerous cleavage cracks and large number of zeolite veins helps obtaining tiny blocks during rock extraction process.

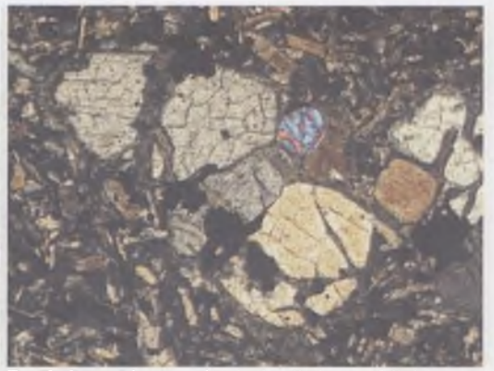
Variability in the quality of rocky raw material, which was modified during particular stages of volcanism evolution in the Pogórze Rębiszowskie region determins broader range of the material application. Apart from the rock aggregate production, the raw material can also be utilised in hot-melt processing, thanks to its useful petrurgical properties, such as: low melting point, no mineral relicts present after melting, low melting interval, low primary crystals contents. The raw material coming from certain parts of the deposits will require correcting of its composition with the material of higher acidic oxides contents, hence, it is recommended to create possibilities for obtaining the raw material of the averaged quality.

# MIKROFOTOGRAFIE



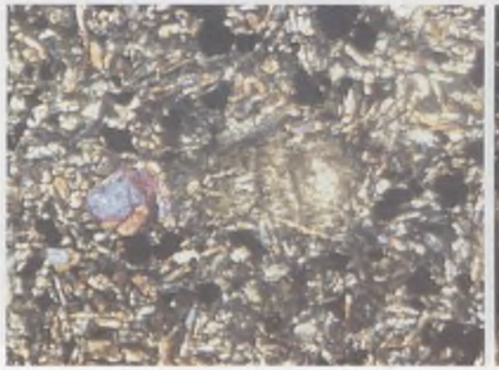
Fot. 1. Prakryształ oliwinu, nefelinity wystąpienia skałkowego (SK54), nikole skrzyżowane, pow 100x

Phot. 1. Primary crystal of olivine, nephelinites from separately surface (SK51), crossed polars, magn. 100x



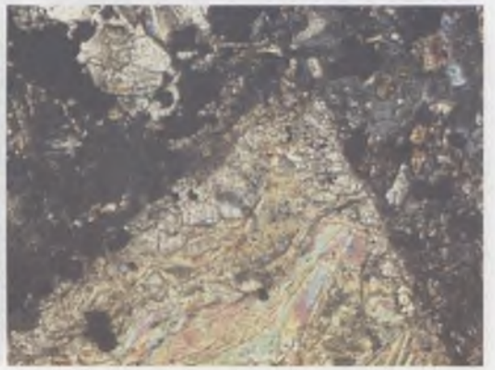
Fot. 2. Soczewkowate skupienie oliwinu, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 100x

Phot. 2. Lenticular concentration of olivine, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 100x



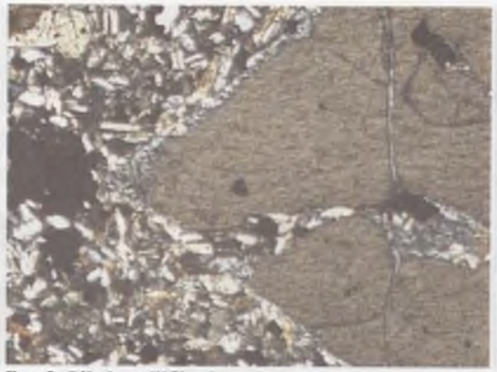
Fot. 3. Oliwin – kryształy ciasta skalnego i zserpentynizowany prakryształ, nefelinity Góry Hucianka, nikole skrzyżowane, pow. 100x

Phot. 3. Olivine - rock mass crystals and serpentinized primary crystal, crossed polars, magn. 100x

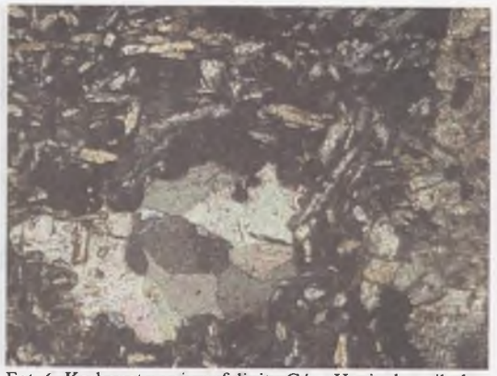


Fot. 4. Oliwin - pseudomorfozy talkowo-węglanowe po prakryształach, nefelinity Góry Hucianka, nikole skrzyżowane, pow. 100x

Phot. 4. Talc-carbonate pseudomorphouses formed from olivine primary crystals, nephelinites from Góra Hucianka, crossed polars, magn. 100x



Fot. 5. Oliwin - silifikacja prakryształu, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 5. Olivine – silification of the primary crystal, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 100x

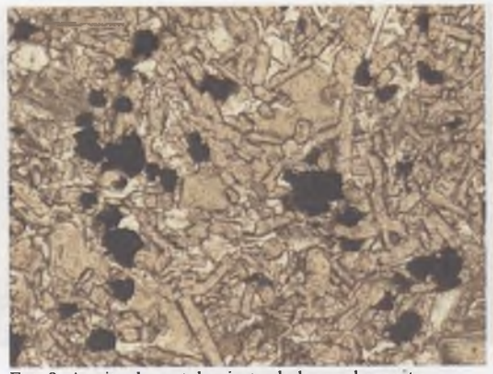


Fot. 6. Karbonatyzacja nefelinitu Góry Hucianka, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 6. Carbonatization of nephelinites from Góra Hucianka, crossed polars, magn. 100x

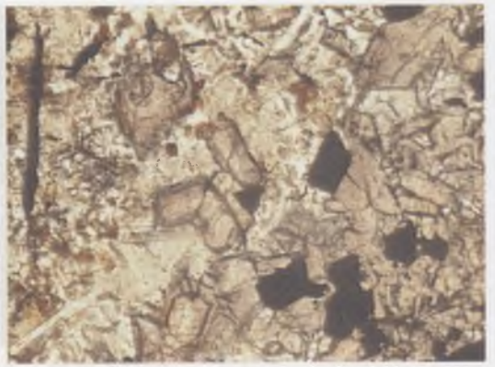
Fot. 7. Augit – prakryształ przecięty żyłką zeolitową, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 7. Primary crystal of augite with zeolites vein, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 100x

Fot. 8. Augit – kryształy o wielkościach pośrednich pomiędzy prakryształami a kryształami ciasta skalnego, bazanity Kłopotna, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 8. Augite crystals in intermediate size between crystals of rock mass and primary crystals, crossed polars, magn. 100x



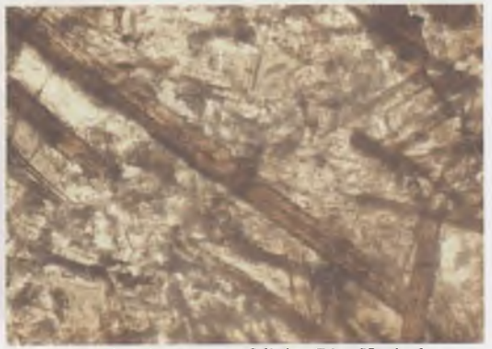


Fot. 9. Augit – kryształy ciasta skalnego, bazanity Kłopotna, nikole równoległe, pow. 100x
Phot. 9. Augite rock mass crystals, basanites from Kłopotno, parallel polars, magn. 100x

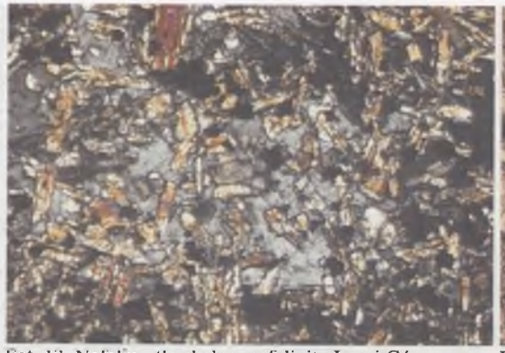


Fot. 10. Augit – soczewkowate skupienia z lekko fioletowym pleochroizmem, nefelinity wystąpień skałkowych (SK52), nikole równoległe, pow. 200x
Phot. 10. Lenticular concentration of augite with violet pleochroism, nephelinites from separately surface (SK52), parallel polars, magn. 200x

Fot. 11. Dendryty ilmenitu w sferycznych skupieniach augitu, nefelinity wystąpień skałkowych (SK52), nikole równoległe, pow. 400x
Phot. 11. Dendritic ilmenite in spherical concentration of augite, nephelinites from separately surface (SK52), parallel polars, magn. 400x

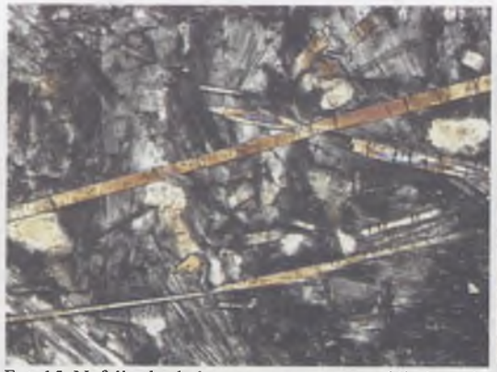


Fot. 12. Augit egirynowy, nefelinity Góry Hucianka, nikole równoległe, pow. 200x
Phot. 12. Aegirine augite, nephelinites from Góra Hucianka, parallel polars, magn. 200x



Fot. 13. Nefelin - tło skalne, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 13. Nepheline in rock groundmass, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 100x

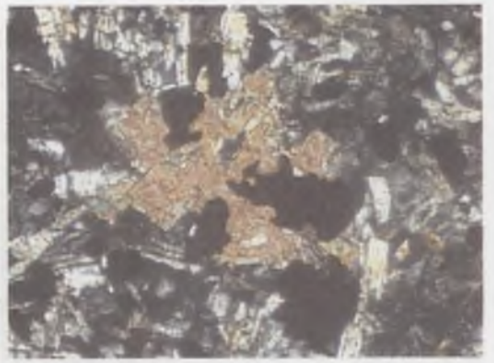
Fot. 14. Kryształ idiomorficzny nefelinu i analcymu w centrum, nefelinity Starego Łomu, nikole równoległe, pow. 100x
Phot. 14. Idiomorphic crystal of nepheline and analcime in centre, nephelinites from Stary Łom, parallel polars, magn. 200x



Fot. 15. Nefelin tła skalnego poprzerastany włóknistymi zeolitami, augit egirynowy, nefelinity Góry Hucianka, nikole skrzyżowane, pow. 200x
Phot. 15. Nepheline of the groundmass parting of fibrous zeolites and aegirine augite, nephelinites from Góra Hucianka, crossed polars, magn. 200x

Fot. 16. Karbonatyzacja nefelinu tła skalnego, nefelinity Góra Hucianka, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 16. Carbonatization of the nepheline from groundmass, nephelinites from Góra Hucianka, crossed polars, magn. 100x

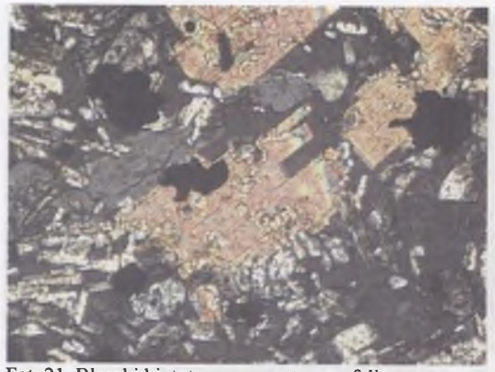
Fot. 17. Zeolity – wachlarzowate skupienia, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 200x
Phot. 17. Concentric aggregates of zeolites, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 200x



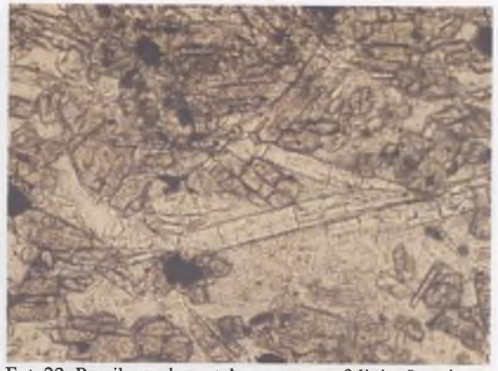
Fot. 18. Blaszki biotytu obrastające minerały nieprzeźroczyste, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 18. Biotite plates surrounded the opaque minerals, nephelinites from Łysa Góra, crossed polars, magn. 100x

Fot. 19. Blaszka biotytu korodowana nefelinem, nefelinity wystąpień skałkowych (SK50), nikole skrzyżowane, pow. 400x
Phot. 19. Biotite plate corrosed by nepheline, nephelinites from separately surface (SK50), crossed polars, magn. 400x

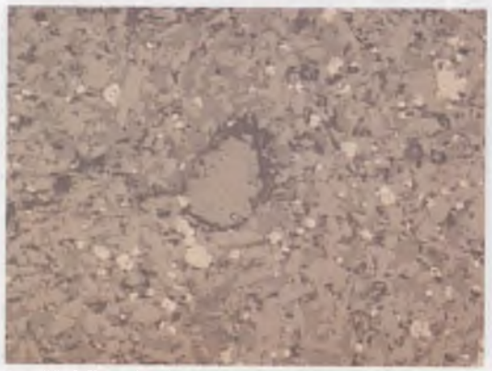
Fot. 20. Biotyt krystalizujący w oliwinowej zatoce korozji magmowej, nefelinity Łysej Góry, nikole skrzyżowane, pow. 200
Phot. 20. Biotite crystallization in magma corrosion gulf, nephelinite from Łysa Góra, crossed polars, magn. 200x



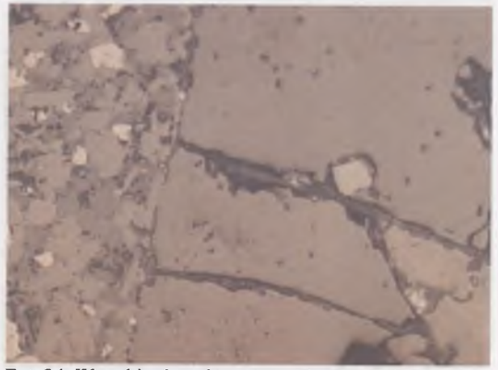
Fot. 21. Blaszki biotytu poprzerastane nefelinem, doleryty nefelinowe przy drodze Gierczyn – Rębiszów, nikole skrzyżowane, pow. 100x
Phot. 21. Biotite plate parting nepheline, nephelines dolerite near Gierczyn – Rębiszów road, crossed polars, magn. 100x



Fot. 22. Pręcikowe kryształy apatytu, nefelinity Łysej Góry, nikole równoległe, pow. 100x
Phot. 22. Pillars apatite crystals, nephelinites from Łysa Góra, parallel polars, magn. 100x

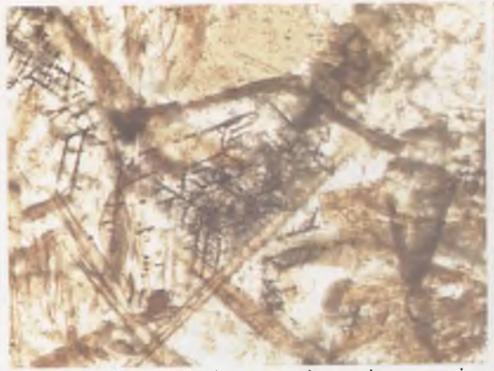


Fot. 23. Minerały nieprzeźroczyste ciasta skalnego, nefelinity Łysej Góry, światło odbite, nikole równoległe, pow. 100x
Phot. 23. Opaque minerals of the rock mass, nephelinites from Łysa Góra, reflected light, parallel polars, magn. 100x



Fot. 24. Wrostki minerałów nieprzeźroczystych w oliwinie, nefelinity Łysej Góry, światło odbite, nikole równoległe, pow. 200x
Phot. 24. Opaque minerals inclusion in olivine, nephelinites from Łysa Góra, reflected light, parallel polars, magn. 200x





Fot. 25. Szkliwo wulkaniczne z augitem egirynowym i dendrytami ilmenitowymi, nikole równoległe, pow. 200x
Phot. 25. Volcanic glass with aegirine augite and dendritic ilmenite, parallel polars, magn. 200x

Fot. 26. Żółtawe szkliwo wulkaniczne, nikole równoległe, pow. 100x
Phot. 26. Yellowish volcanic glass, parallel polars, magn. 100x

**WYDAWNICTWO POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ**
**ul. Akademicka 5, 44-100 Gliwice, tel./faks (0-32) 237-13-81**
**www.wydawnictwopolitechniki.pl**

**Sprzedaż i Marketing**
tel. (0-32) 237-18-48
wydawnictwo_mark@polsl.pl

| | | | |
|---|---|---|---|
| Nakł. 100 + 50 | Ark. wyd. 17 | Ark. druk. 15,375 | Papier offset. 70x100, 80g |
| Oddano do druku 15.01.2008 r. | Podpisano do druku 15.01.2008 r. | | Druk ukończ. w styczniu 2008 r. |

Wydrukowano w Zakładzie Graficznym Politechniki Śląskiej w Gliwicach, ul. Kujawska 1
zam. 18/08

## Książki Wydawnictwa można nabyć w księgarniach

**GLIWICE**

- Punkt Sprzedaży Wydawnictwa na Wydziale Górnictwa i Geologii – ul. Akademicka 2 (237-17-87)
- „FORMAT" – Akademicka 5 na Wydziale Budownictwa
- „LAMBDA" – ul. Akademicka 2 (237-21-40)
- „MERCURIUS" – ul. Prymasa S.Wyszyńskiego 14 b (032) 230-47-22
- „ŻAK" – ul. Kaszubska (budynek Biblioteki)

**BIAŁYSTOK**

- Dom Książki (Księgarnia 84) – ul. Wiejska 45 c
- EKOPRESS Księgarnia Wysyłkowa - ul. Brukowa 28 (085) 746-04-95

**GDAŃSK**

- EKO-BIS – ul. Dyrekcyjna 6 (058) 305-28-53

**KATOWICE**

- Punkt Sprzedaży na Wydziale Transportu – ul. Krasińskiego 8
- Hurtownia „JERZY" – ul. Słoneczna 24 (032) 258-99-58

**KRAKÓW**

- Techniczna – ul. Podwale 4 (012) 422-48-09
- Punkt Sprzedaży WND – AGH, Al. Mickiewicza 30 (012) 634-46-40

**LUBLIN**

- Składnica Medyczna LSM – ul. Obywatelska 9 (081) 745-52-03

**ŁÓDŹ**

- „POLITECHNIKA 100" – ul. Żeromskiego 116 PŁ.
- Hurtownia „BIBLIOFIL" – ul. Jędrowizna 9a (042) 679-26-77

**POZNAŃ**

- Księgarnia „POLITECHNIK" – ul. Piotrowo 3 (061) 665-23-24

**RYBNIK**

- „ORBITA" – ul. Rynek 12
- „NEMEZIS" – ul. Hallera 26

**SZCZECIN**

- Księgarnia Techniczna – Al. Piastów 53/1 (Plac Kościuszki) (091) 43-44-544

**TYCHY**

- „I JA TOURS" - ul. Piłsudskiego 10 (217-00-91 w.130)

**USTROŃ**

- „KRISTECH" - ul. Porzeczkowa 12 (600-55-99-83)

**WARSZAWA**

- Studencka – Pl. Politechniki 1 (022) 628-77-58
- Techniczna - ul. Kaliskiego 15 (022) 666-98-02

**ZABRZE**

- Punkt Sprzedaży na Wydziale Organizacji i Zarządzania – ul. Roosevelta 26

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej
P.3351/08/282

Druk: Drukarnia Oliwice, ul. Zwycięstwa 27, tel. 230 49 50