

Akademia Górniczo – Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Mineralogii, Petrografii i Geochemii

Rozprawa doktorska

**CHARAKTERYSTYKA
MINERALOGICZNO – PETROGRAFICZNA SKAŁ
ZŁOŻA MARMURÓW W SŁAWNIEWICACH NA
DOLNYM ŚLĄSKU**

Paulina Wojtyna

Promotor:

prof. dr hab. inż. Maciej Pawlikowski

Kraków, 2013

Niniejsza praca nie powstałaby w takiej formie, gdyby nie szereg życzliwych i pomocnych mi osób, którym pragnę w tym miejscu serdecznie podziękować.

W pierwszej kolejności chcę złożyć wyrazy wdzięczności promotorowi prof. dr hab. inż. Maciejowi Pawlikowskiemu za profesjonalną opiekę naukową, wszechstronną pomoc podczas realizacji badań, motywację oraz płynącą z serca życzliwość.

Dziękuję również:

Panu mgr Adamowi Gawłowi za wykonanie analiz rentgenowskich i skaningowych oraz nieocenioną pomoc przy ich interpretacji.

Panu mgr inż. Wiesławowi Knapowi oraz mgr inż. Markowi Sikorze za wykonanie analiz chemicznych.

Pani mgr inż. Barbarze Trybalskiej za przeprowadzenie badań skaningowych.

Panom Andrzejowi Szumnemu oraz inż. Jarosławowi Szumnemu za przygotowanie płytek cienkich oraz zglądów.

Przedsiębiorstwu "MARMUR" Sławniowice Spółka z o.o., w szczególności Panu Prezesowi Zarządu Janowi Wróblewskiemu za możliwość poboru próbek i przeprowadzenia wielokrotnych badań terenowych w obrębie złoża oraz udostępnione materiały.

Pragnę także złożyć podziękowania wszystkim Pracownikom i Doktorantom Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, zwłaszcza z Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii, które w mniejszym lub większym stopniu przyczyniły się do powstania tej pracy.

Szczególnie podziękowania składam Mężowi i Rodzicom za ogromne wsparcie, cierpliwość i wyrozumiałość podczas realizacji rozprawy doktorskiej.

Paulina Wojtyna

Spis treści

WSTĘP	5
1. CEL PRACY	7
2. POŁOŻENIE GEOLOGICZNE BADANEGO OBSZARU	8
2.1. Sudety	8
2.2. Sudety Wschodnie	10
3. BUDOWA GEOLOGICZNA BADANEGO OBSZARU	15
3.1. Historia eksploatacji złoża	15
3.2. Historia badań geologicznych złoża	18
3.3. Budowa geologiczna okolic Sławniowic	19
3.4. Budowa geologiczna złoża	22
3.5. Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna utworów skalnych złoża	26
3.5.1 Marmury kalcytowe	26
3.5.2 Marmury dolomityczne	28
3.5.3 Łupki krystaliczne i paragnejsy	29
3.5.4 Amfibolity i łupki amfibolowe	30
3.5.5 Skały żyłowe	30
4. METODYKA BADAŃ	34
4.1. Badania terenowe	34
4.2. Mikroskopia polaryzacyjna w świetle przechodzącym i odbitym	34
4.3. Badania planimetryczne	35
4.4. Dyfraktometria rentgenowska (XRD)	36
4.5. Skaningowa mikroskopia elektronowa z mikroanalizą EDS	37
4.6. Spektrometria masowa	37
4.7. Absorpcyjna spektrometria atomowa (ASA)	38
5. WYNIKI BADAŃ	39
5.1. Badania skały skaleniowo – kwarcowej	39
5.2. Badania marmurów złocistych w aspekcie pierwotnej sedymentacji	50
5.3. Badania marmurów szaroniebieskich w aspekcie metamorfizmu regionalnego ...	60
5.4. Badania przejawów zjawisk tektonicznych	66
5.5. Dolomityzacja	75
5.6. Badanie przejawów procesów wietrzenia i krasowienia	82

5.7. Mineralogia i petrografia łupków krystalicznych i paragnejsów	85
5.8. Mineralogia i petrografia skały chlorytowej	100
5.9. Badania frakcji kruszonych marmurów	112
6. PODSUMOWANIE I DYSKUSJA WYNIKÓW.....	127
6.1. Skała skaleniowo – kwarcowa	127
6.2. Pierwotna sedymentacja marmurów sławniowickich	127
6.3. Metamorfizm regionalny prekambryjskiej serii paragnejsowej	129
6.4. Zjawiska tektoniczne	132
6.5. Dolomityzacja	135
6.6. Skała chlorytowa	137
6.7. Frakcje marmurów kruszonych	137
7. WNIOSKI.....	139
Literatura	141
Źródła internetowe	150

WSTĘP

Złoże marmurów w Sławniowicach jest jednym z największych złóż marmurów w Polsce. Jego eksploatację prowadzi się od ponad 700 lat i trwa ona po dziś dzień. Marmury sławniowickie należą do najbardziej znanych i cenionych polskich skał dekoracyjnych. Ozdabiają wiele obiektów w kraju oraz zagranicą. Cieszą się one tak dużym zainteresowaniem ze względu na niezwykle walory dekoracyjne oraz wyjątkowe własności techniczne (Dziedzic i in., 1979).

Marmury sławniowickie stały się obiektem zainteresowania geologów już w latach dwudziestych ubiegłego stulecia (Thust, 1927, 1928, patrz Bereś i in., 1966). Największą ilość badań w obrębie złoża przeprowadzono w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych XX w., a ich wyniki ukazały się w pracach Pentlakowej i Wojny (1952), Kozłowskiego (1954, patrz Bereś i in., 1966), Kozłowskiego i Moroz – Kopczyńskiej (1957, patrz Bereś i in., 1966), Dumicza (1961, 1969), Beresia i in. (1966), Baranieckiego i in. (1970) oraz Sawickiego (1970). W latach siedemdziesiątych XX w. opracowano dokumentację geologiczną złoża (Sas – Korczyńska, 1976), którą w latach późniejszych uzupełniono dodatkami (Szapliński, 1989; Bałchanowski i Ulatowski, 2000). Do najnowszych pozycji literaturowych na temat skał złoża należy praca Janeczka i in. (1991) oraz publikacje dotyczące rozpoznanej w złożu skały skaleniowo – kwarcowej (Lewicka i Wyszomirski, 2005, 2008; Lewicka i in., 2007; Lewicka, 2010).

W literaturze znajdują się zatem podstawowe informacje mineralogiczno – petrograficzne dotyczące omawianych skał. Są one jednak dość ogólne, często niewystarczające i pochodzą w głównej mierze z lat sześćdziesiątych, bądź starszych. Stwierdzono zatem, że istnieje duża potrzeba wykonanie nowych badań, znacznie obszerniejszych, opierających się na nowszych technikach badawczych, prowadzonych przy użyciu nowoczesnej aparatury. Otrzymane w ten sposób dane nie tylko wniosą duży wkład do dorobku naukowego geologii, ale także umożliwią weryfikację dotychczas posiadanej wiedzy na temat skał złoża sławniowickiego oraz przyczynią się pośrednio do efektywniejszego wykorzystania marmurów przez firmę „MARMUR” Sławniowice Sp. z o.o.

Dodatkowo należy zaznaczyć, że oprócz Sławniowic marmury odsłaniają się również na SE od Burgrabic, w Gierałcicach oraz na terenie Czech. W obrębie utworów

podłoża, marmury te należą do jednego prekambryjskiego kompleksu paragnejsowego. Dokładna analiza marmurów z okolic Sławniowic może być zatem podstawą rozpoznania pozostałych złóż, które do tej pory nie były obiektem szczegółowych badań geologicznych.

Badania zawarte w niniejszej pracy były częściowo finansowane z dotacji MNiSZW w ramach grantu dziekańskiego nr 15.11.140.041.

1. CEL PRACY

Celem niniejszej rozprawy doktorskiej jest kompleksowa charakterystyka mineralogiczno – petrograficzna skał złoży marmurów w Sławniowicach na Dolnym Śląsku.

Rozprawę doktorską zrealizowano poprzez weryfikację następujących tez:

- ✓ Marmury ze Sławniowic wykazują niektóre cechy sedymentacji pierwotnej.
- ✓ Paragenazy mineralne występujące w marmurach sławniowickich wskazują, że ich skały macierzyste uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach facji zieleńcowej.
- ✓ W złożu obecne są przejawy zjawisk tektonicznych oraz procesów metasomatycznych, wietrzeniowych i krasowych.
- ✓ Rozpoznanie mineralogiczno – petrograficzne oraz geochemiczne skał towarzyszących zmetamorfizowanym wapieniom przyczyni się do odtworzenia zjawisk zachodzących w skałach węglanowych.

Realizacja tak postawionych założeń wymagała przeprowadzenia wielokrotnych badań terenowych oraz licznych prac laboratoryjnych. Wykonano:

- ✓ szczegółową analizę drobnej laminacji marmurów złocistych,
- ✓ dokładną identyfikację występujących w marmurach szaroniebieskich paragenez mineralnych, będących wskaźnikami warunków metamorfizmu,
- ✓ charakterystykę mineralogiczno – petrograficzną występujących w złożu brekcji tektonicznych oraz mineralizacji żyłowej,
- ✓ rozpoznanie geochemiczne zdolomityzowanych marmurów,
- ✓ identyfikację zachodzących w złożu procesów wietrzenia i zjawisk krasowych,
- ✓ charakterystykę mineralogiczno – petrograficzną oraz geochemiczną skały skaleniowo – kwarcowej i skaleniowo – biotytowej, łupków krystalicznych, paragnejsów oraz żył chlorytowych.

Dodatkowo wykonano także badania jakościowe frakcji kruszonych marmurów sławniowickich, wykorzystywanych do produkcji tzw. „konglomeratów”.

2. POŁOŻENIE GEOLOGICZNE BADANEGO OBSZARU

2.1. Sudety

Sudety tworzą średniej wysokości pasmo górskie, które przebiega w kierunku NW – SE wzdłuż granicy polsko – czeskiej. Od północnego – wschodu oraz południowego – zachodu ograniczone są one dwoma dyslokacjami regionalnych rozmiarów. Na północnym wschodzie, od monokliny przedsudeckiej, oddziela je uskok środkowej Odry. Natomiast po stronie południowo – zachodniej, Sudety dzieli od Masywu Czeskiego uskok górnej Łaby. Swoją obecną postać Sudety zawdzięczają kenozoicznym deformacjom blokowym mających miejsce wzdłuż znacznie starszych uskoków oraz ciągłym procesom wietrzenia, erozji i denudacji skał odsłaniających się na powierzchni (Stupnicka, 1997).

Budowa wewnętrzna Sudetów wykazuje podobieństwo ze strukturami waryscyjskimi Europy. Sudety w całości przynależą do Masywu Czeskiego i położone są wzdłuż jego NE krawędzi. Są one tym samym najdalej na północny – wschód wysuniętym odsłonięciem waryscyjskiego basenu krystalicznego w Europie (Mazur i in., 2006). Uznaje się je za wewnętrzny element waryscyjskiego orogenu, powstałego wskutek wieloetapowych, wzajemnych kolizji terranów pochodzących z rozpadu Gondwany oraz kolizji tych terranów z kontynentem Laurazji (Old Redu). Uważa się, że serie tych zdarzeń nastąpiły prawdopodobnie w późnym dewonie i we wczesnym karbonie (Żelaźniewicz i in., 2003).

Skomplikowana budowa geologiczna Sudetów stanowi złożoną mozaikę (Teisseyre, 1957) geologicznie zróżnicowanych jednostek strukturalnych wieku przedpermskiego (Fig. 2.1.1) oddzielonych od siebie granicami tektonicznymi. Sudety swoje powstanie zawdzięczają ewolucji geologicznej trwającej od górnego proterozoiku po czwartorzęd. W czasie jej trwania nastąpiły wielokrotne i złożone zjawiska tektoniczne, którym towarzyszyły często procesy metamorficzne i magmowe (Teisseyre, 1957). Sudety określane są często mianem obszaru o budowie typu kolażu tektonicznego. W pracach Mazura i Aleksandrowskiego (2001) oraz Aleksandrowskiego i Mazura (2002) znajdziemy podział waryscyjskiego piętra strukturalnego Sudetów na terrany tektonostratygraficzne. Wynika z niego, że w obrębie Sudetów występuje pięć głównych jednostek składowych Masywu Czeskiego oraz środkowoeuropejskich waryscydów, które ułożone są równolegle do siebie

z tendencją NE. Zmierzając z południa na północ są to strefy: morawsko – śląska, moldanubska, Tepli – Barrandienu, saksoturyńska, renohercyńska.

Sudety dzieli się na części: zachodnią, środkową i wschodnią. Różnią się one wzajemnie historią geologiczną, strukturą oraz litostratygią. Sudety Zachodnie zbudowane są z masywu karkonosko – izerskiego, metamorfiku kaczawskiego oraz łużyckiego masywu granitoidowego. W skład Sudetów Środkowych wchodzi masyw Gór Sowich wraz z otaczającymi go maficznymi i ultramaficznymi ciałami ofiolitowymi, strefa ścinania Niemczy, metamorfik niemczańsko – kamieniecki, metamorfik kłodzki, masyw granitoidowy kłodzko – złotostocki, strefa ścinania Złoty Stok – Skrzynka, masyw Śnieżnika, jednostka Nového i Starého Města oraz masyw Gór Orlickich. Sudety Wschodnie zbudowane są natomiast ze stosu płaszczowin morawsko – śląskich masywu Jesenika, na które od zachodu nasunięte są serie skalne jednostki Starého Města oraz masywu Gór Orlickich i Śnieżnika (Mazur i in., 2010).

Na powierzchni odsłaniają się tu zarówno skały magmowe, metamorficzne, jak i osadowe. W Sudetach znajduje się bardzo szeroki wachlarz wiekowy skał. Występują tutaj bardzo stare skały, które stanowią neoproterozoiczne (starsze niż 550 mln lat) podłoże rozczłonkowane we wczesnym paleozoiku na skorupowe/litosferyczne bloki. Na blokach tych zalega paleozoiczna (550 – 250 mln lat) pokrywa osadowo – wulkanogeniczna, która wypełnia także baseny pomiędzy blokami oraz skorupę kontynentalną lub nową skorupę oceaniczną. Pośród skał paleozoicznych w Sudetach spotkać można także poorogeniczne ciała granitoidowe (Żelaźniewicz, 2003).

W Sudetach występują również młodsze skały – mezozoiczne (250 – 65 mln lat), które tworzą serie osadowe i wulkaniczne oraz najmłodszą pokrywę osadów kenozoicznych (65 mln lat do dziś). Przeobrażenia metamorficzne i deformacje tych skał nastąpiły w kadomskim (późny proterozoik do wczesnego ordowiku), kaledońskim (ordowik – wczesny dewon) oraz waryscyjskim (najmłodszy dewon – karbon) okresie aktywności tektonicznej Sudetów.

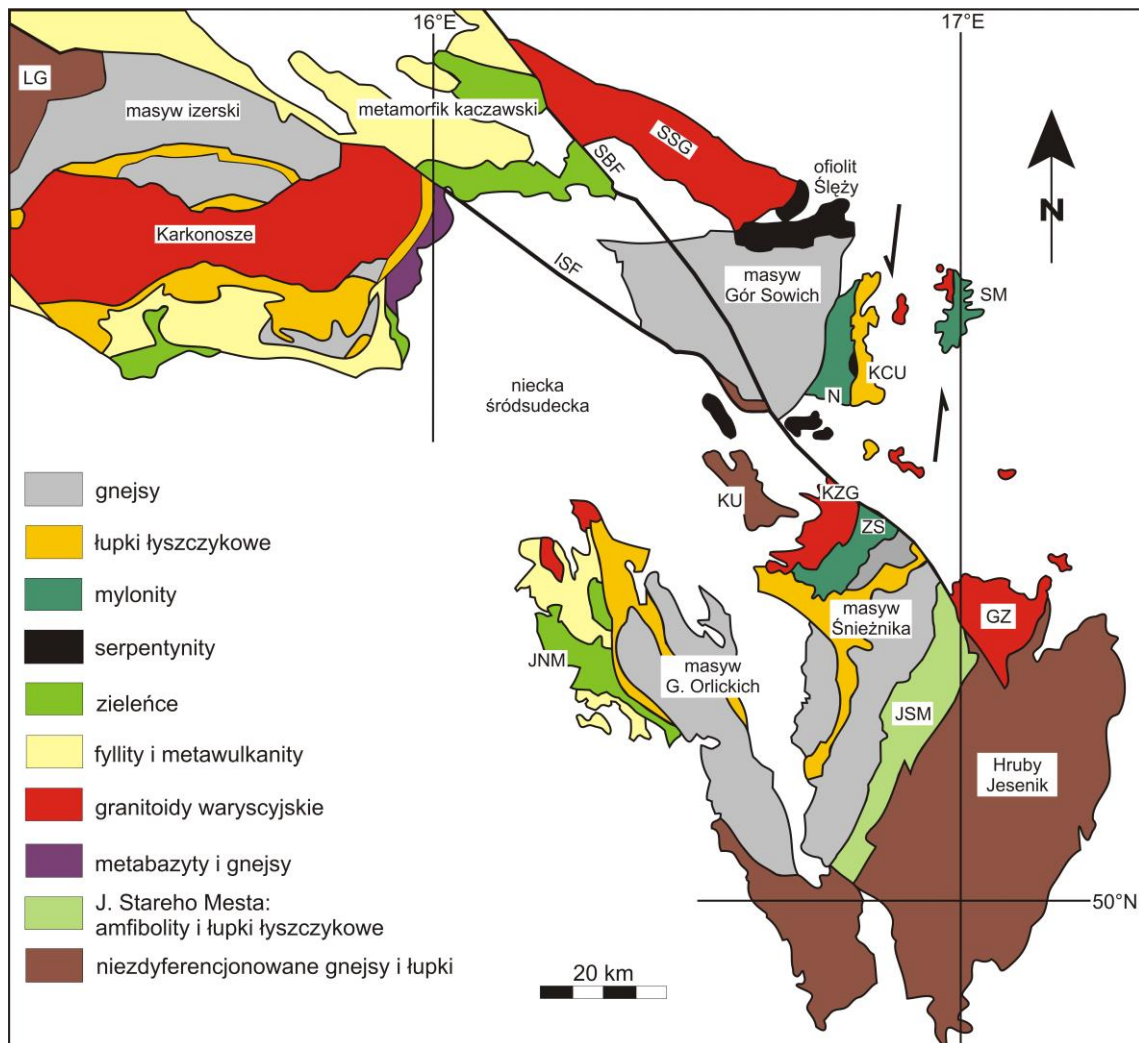


Fig. 2.1.1. Uproszczona mapa geologiczna Sudetów (według: Aleksandrowski i in., 1997)

GZ – granit Žulovej; ISF – śródsudecka strefa uskokowa; JNM – jednostka Nového Města;
 JSM – jednostka Starého Města; KCU – metamorfik niemczańsko – kamieniecki;
 KU – metamorfik kłodzki; KZG – masyw granitoidowy kłodzko – złotostocki; LG –
 łuzycycki masyw granitoidowy; N – strefa ścinania Niemczy; SBF – brzeżny uskoc sudecki;
 SM – masyw strzeliński; SSG – masyw granitowy Strzegom – Sobótka; ZS – strefa
 ścinania Złoty Stok – Skrzynka.

2.2. Sudety Wschodnie

Sudety Wschodnie położone są w północnej części morawsko – śląskiej strefy warwscydy, która rozciąga się wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego. Strefa ta stanowi pozostałość szwu kolizyjnego powstałego wskutek kolizji kształtujących się struktur Sudetów Środkowych oraz strefy moldanubskiej Masywu Czeskiego, a przylegającym do nich od wschodu sztywnego terranu Brunovistulicum (m.in. Aleksandrowski i Mazur, 2002; Żaba i in., 2005; Mazur i in., 2010). W wyniku

tej kolizji utworzył się stos płaszczowin zbudowanych ze zdeformowanych i zmetamorfizowanych skał, należących pierwotnie do podłoża terranu Brunovistulicum oraz jego okrywy osadowej (m.in. Cháb i in., 1994; Mazur i Kalicka, 1997; Mazur i in., 2010). W obrębie Sudetów Wschodnich, skały krystalicznego trzonu Brunovistulicum odsłaniają się spod młodszych utworów na terenie masywu Jeseníka (m.in. Mazur i Kalińska, 1997; Žaba i in., 2005; Mazur i in., 2006, 2010). Formowanie się kompleksu płaszczowin wschodniosudeckich miało swój początek w karbonie i trwało aż do początku późnego karbonu (np. Schulmann i Gayer, 2000, patrz Mazur i in., 2010).

Kompleksy krystaliczne masywu Jeseníka są tradycyjnie dzielone na trzy, południkowo wydłużone kopuły, które od zachodu przykryte są przez serie skalne Starého Města i masywu orlicko – śnieżnickiego. Od zachodu ku wschodowi, kopuły Sudetów Wschodnich budują (Fig. 2.2.1): płaszczowina Velkého Vrbna (górný allochton) i płaszczowina Keprníka (dolný allochton), oddzielone od siebie jednostką Branna. Kopuła Keprníka nasunięta jest na paraautochtoniczne gnejsy jednostki („kopuły”) Desny i ich osadowo – wulkaniczną, dewońską pokrywę, utworzoną przez allochtoniczną jednostkę Vrbna (Cháb i in., 1994; Schulmann i Gayer, 2000, patrz Mazur i in., 2006). W kierunku wschodnim, płaszczowiny wschodniosudeckie nasunięte są na osady karbońskie morawsko – śląskiego basenu przedgórskiego (Mazur i in., 2010).

Płaszczowina Velkého Vrbna

Płaszczowina Velkého Vrbna znajduje się na wschód od sąsiadującej z nią jednostki Starého Města i składa się z ortognejsów oraz metasedymentów (skał amfibolitowych, łupków łyszczykowych z cyanitem i staurolitem, łupków grafitowych i kwarcytów oraz marmurów dolomitycznych i biotytowych paragnejsów). Skały tej jednostki były metamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej (Mazur i in., 2006). Gnejsy płaszczowiny Velkého Vrbna są datowane na 574 mln lat (Kröner i in., 2000, patrz Mazur i in., 2006). Obecność reliktyw eklogitowych (Žáček, 1996) wskazuje natomiast na starszy etap metamorfizmu wysokich ciśnień i niskich temperatur (HP/LT). Protolitem dla suprakrustalnych serii skalnych musiała być zapewne zróżnicowana, wulkaniczno – osadowa sekwencja o nieznanym wieku, tradycyjnie uważana za wczesno paleozoiczną (Mazur i in., 2006).

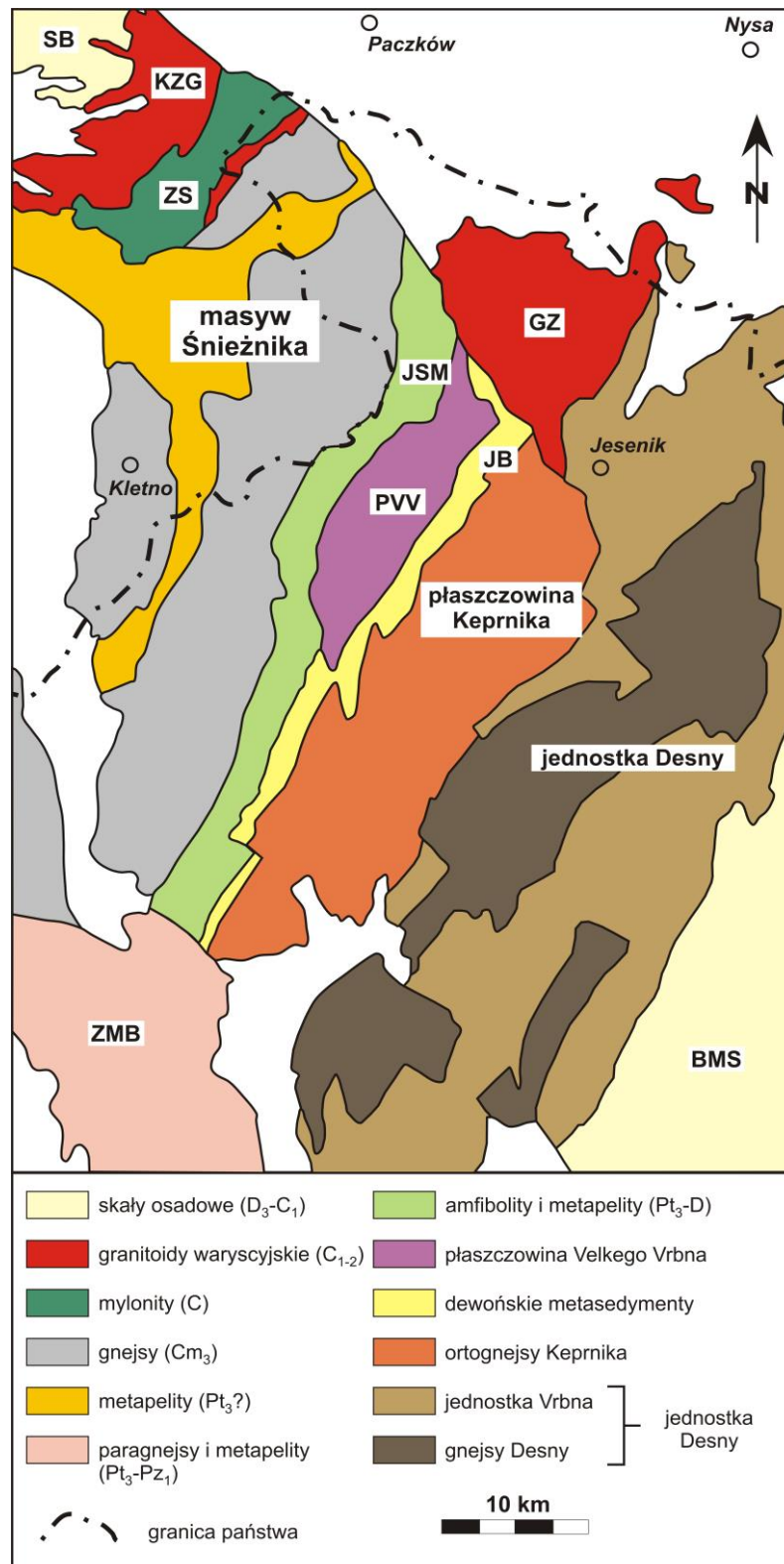


Fig. 2.2.1. Uproszczona mapa geologiczna Sudetów Wschodnich (zmodyfikowana na podstawie Mazur i in., 2006)

BMS – basen morawsko – śląski; GZ – granit Žulovej; JB – jednostka Branny;
 JSM – jednostka Starého Města; KZG – masyw granitoidowy kłodzko – złotostocki;
 PVV – płaszczowina Velkého Vrbna; SB – struktura bardzka; ZMB – metamorfik
 zabrzeski; ZS – strefa ścinania Złoty Stok – Skrzynka.

Jednostka Branny i płaszczowina Keprníka

Na obszarze Czech, płaszczowina Velkého Vrbna pokrywa wąski pas dewońskich metasedymentów jednostki Branny, zmetamorfizowanych w warunkach facji zieleńcowej. Są to głównie płytkomorskie polimiktyczne metakonglomeraty, kwarcyty, wapienie krystaliczne, fyllity serycytowe oraz serycytowo – grafitowe, porfiroidy i łupki wapniowo – krzemianowe (Mazur i in., 2006). Główna płaszczowina nasunięcia, znajdująca się na szczycie jednostki Branny, znana jako nasunięcie ramzowskie, była przez wiele dekad uważana za tektoniczną granicę pomiędzy Sudetami Wschodnimi a Środkowymi (Suess, 1912, patrz Mazur i in., 2006). Koncepcja ta zakładała, że ortognejsy płaszczowiny Velkého Vrbna są odpowiednikiem ortognejsów występujących w masywie orlicko – śnieżnickim. Została ona jednak odrzucona z powodu nowych izotopowych datowań protolitu, które wykazały różny wiek tych dwóch grup ortognejsów. Jednostka Branny jest nasunięta na krystaliczną płaszczowinę Keprníka. Jej jądro budują górnoproterozoiczne ortognejsy datowane na 546 mln lat przez van Breemena (1982, patrz Żelaźniewicz i in., 2005) i 584±8 mln lat przez Krönera i in. (2000, patrz Mazur i in., 2006). Są one podrzędnie przeławiczone matapelitami ze staurolitem, skałami wapniowo – krzemianowymi oraz kwarcytami (Cháb i in., 1994).

Jednostka („kopuła”) Desny

Jednostka Desny jest najbardziej na wschód wysuniętą jednostką tektoniczną bloku dolnośląskiego. Składa się ona ze stosunkowo monotonnej metaosadowej sukcesji dewońskiej serii (grupy) Vrbna, leżącej na gnejsach i mylonitach Desny datowanych metodą U – Pb i Pb – Pb na cyrkonach na 560 – 650 mln lat (Kröner i in., 2000, patrz Mazur i in., 2006). Skały tej jednostki uważane są za wschodnią osłonę masywu granitoidowego Žulovej (Cháb i Žáček, 1994).

Grupę Vrbna interpretuje się jako wulkaniczno – osadową sukcesję, która wypełnia dewoński basen załukowy (Patočka i Valenta, 1996). Skały tej grupy reprezentowane są głównie przez kwarcyty, łupki kwarcytowe oraz łyszczykowe, którym towarzyszą lokalnie metazlepieńce, amfibolity, skały amfibolowo – kwarcowe, metadiabazy, skały wapniowo – krzemianowe, a także marmury (Žaba i in., 2005). Datowanie paleontologiczne marmurów grupy Vrbna sugeruje, że większa część tej metawulkanicznej sukcesji sedymentowała od końca środkowego dewonu do połowy dewonu górnego (Hladil, 1986). Miąższość utworów tej jednostki szacuje się na ok.

3000 m. Były one metamorfizowane regionalnie podczas wielofazowego metamorfizmu waryscyjskiego. Metamorfizm ten miał charakter progresywny, a jego intensywność (temperatura) wzrastała w jednostce Vrbna z południa na północ, wykazując charakterystyczną zonalność. Zespoły mineralne tych skał odpowiadają średniociśnieniowemu metamorfizmowi facji zieleńcowej, albitowo – epidotowo – amfibolitowej oraz amfibolitowej (Souček, 1978). Zonalność metamorfizmu jest tutaj tektonicznie odwrócona, co objawia się zaleganiem utworów o najwyższym stopniu metamorfizmu na utworach o niższym stopniu (Štípská i Schulman, 1995).

Gnejsy Desny stanowią natomiast krystaliczne jądro kopuły Desny (m. in. Dumicz, 1961; Aleksandrowski i Mazur, 2002). Reprezentowane są one głównie przez paragnejsy, ortognejsy, migmatyty, łupki łyszczykowe, łupki amfibolowe i amfibolity oraz marmury (Dumicz, 1961; Žaba i in., 2005). Marmury ze Sławniowic zaliczane są do prekambryjskiej serii Desny (Dumicz, 1961).

3. BUDOWA GEOLOGICZNA BADANEGO OBSZARU

3.1. Historia eksploatacji złoże

Złoże marmurów w Sławniowicach jest jednym z największych złóż marmurów w Polsce. Pierwsze wiadomości o ich eksploatacji wiążą się z nagrobkiem księdza proboszcza Hermana z Kępnicy koło Nysy z 1314 r. (Bereś i in., 1966). Z 1378 r. znane są drobne elementy architektoniczne wykonane z marmurów sławniowickich znajdujące się w szpitalu św. Anny i w Muzeum Diecezjalnym we Wrocławiu (Dumicz, 1969). O pracy kamieniarzy z Nysy w sławniowickich marmurołomach mówią natomiast zapiski pochodzące z 1689 r. W wiekach XIV – XVII miał bowiem miejsce w okolicy Sławniowic rozkwit ośrodka kamieniarskiego. Sławniowickie marmury wykorzystywano wówczas do zdobienia kościołów, przy budowaniu zamków oraz licznych budowli w Nysie. Produkowano z nich schody, progi i flizy (Pentlakowa i Wojno, 1952).

W XVIII w. nastąpiło w okolicy Sławniowic niemal całkowite zamarcie przemysłu marmurowego. Nowy okres rozwoju kamieniarstwa miał miejsce w wieku XIX, kiedy to K. Thust w 1819 r. założył zakład przeróbczy w Piławie Górnej, przerabiający przede wszystkim badane marmury (Bereś i in., 1966). Oprócz nagrobków, wykonywano z nich płyty meblowe i elementy budowlane. Po krótkim zastoju w 1848 r. przedsiębiorstwo rozwijało się dalej i dynamiczniej. Produkty z marmuru, takie jak postumenty do figur, schody, balustrady i sarkofagi były przewożone do Berlina. Panujące w okolicy Sławniowic sprzyjające warunki gospodarcze spowodowały powstanie szeregu mniejszych i średnich warsztatów i zakładów kamieniarskich. Największy rozwój eksploatacji złoże w Sławniowicach miał miejsce w latach 1860 – 1880. Po tym okresie zaznaczył się jednak ponowny kryzys w przemyśle marmurowym na Dolnym Śląsku, którego nie powstrzymało nawet wybudowanie w 1894 r. linii kolejowej łączącej Nowy Świątów i Sławniowice (Pentlakowa i Wojno, 1952). Znaczącą przyczyną tego upadku było między innymi pojawienie się na rynku ciemnego diorytu skandynawskiego, zwanego „czarnym marmurem”, który na pewien czas wyparł całkowicie jasny marmur sławniowicki.

Po usilnych staraniach W. Thusta udało się na początku XX w. powtórnie wprowadzić na rynek marmur ze Sławniowic (Bereś i in., 1966). Eksploatacja

marmurołomów zaczęła się stopniowo zwiększać. Marmury miały szerokie zastosowanie jako kamień posadzkowy, dekoracyjny i okładzinowy. Wyrabiano z niego kolumny, postumenty pod figury, urny, ołtarze, chrzcielnice, nagrobki, sarkofagi, płyty stołowe, kominki oraz wykańczano nim kościoły, pałace, hotele, banki, dworce, sklepy, mosty, a nawet łaźnie i studnie (Janeczek i in., 1991). Po przerwie w pracy przedsiębiorstwa, wywołanej przez I wojnę światową, nastąpił dalszy jego rozkwit. Thust przeniósł wówczas swoją firmę z Piławy Górnej do Sławniowic, gdzie na terenie marmurołomów zbudował nowoczesny zakład kamieniarski. Zmechanizował on jego pracę. Maszyny służyły mu jednak jedynie do mechanicznego wydobywania surowca, przepiłowywania bloków oraz szlifowania równych płaszczyzn. Pozostała obróbka musiała być wykonana ręcznie, czego powodem były własności samego marmuru. Ze złoża wydobywano wielkie bloki, których wymiary dochodziły do 2,85 x 1,60 x 1,15 m (Pentlakowa i Wojno, 1952).

Resztki i odpadki powstające przy obróbce bloków oraz materiał nienadający się do obróbki wypalano na wapno. Pierwsze wzmianki o wypalaniu wapna w Sławniowicach pochodzą z XV w. Za panowania Fryderyka Wielkiego wykorzystywano je przy budowie fortyfikacji nad Nysą. Było również używane oraz cenione w rolnictwie i przy robotach budowlanych. W Sławniowicach czynne były dwa okrągłe piece wapienne (Pentlakowa i Wojno, 1952).

W 1938 r. na terenie Sławniowic prosperowały trzy główne firmy eksploatujące marmur sławniowski: zakład W. Thusta, O. Buchmanna oraz A. Markego (Kopp, 1939, patrz Bereś i in., 1966). Przed II wojną światową wydobywano w Sławniowicach dziesięć odmian tego marmuru: białe, jasnoszare, jasnoszare prążkowane, jasnoniebieskie, jasnoniebieskie jednorodne, niebieskie, niebieskie prążkowane, stalowe prążkowane, fioletowe prążkowane i jasnoczerwone. Odmiany prążkowane otrzymywano poprzez cięcie skały prostopadle do jej uwarstwienia, natomiast odmiany jednorodne uzyskiwano przy cięciu skały wzdłuż warstw (Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991). Po II wojnie światowej wydobywaniem i produkcją wyrobów z marmuru zajmowało się państwowe Przedsiębiorstwo Wydobywania i Obróbki Marmuru „MARMUR”. Od 1 stycznia 2006 roku następcą prawnym jest jednoosobowa spółka Skarbu Państwa „MARMUR” Sławniowice Spółka z ograniczoną odpowiedzialnością.*

* www.marmur-slawniowice.pl

W obrębie złoża znajduje się 16 różnej wielkości wyrobisk. Obecnie eksploatacja prowadzona jest jedynie w dwóch łomach – nr 1 i 2 (Fig. 3.4.1). Większość pozostałych wyrobisk jest częściowo lub całkowicie zalana wodą. Aktualnie wydobywa się dwie odmiany barwne marmuru sławniowickiego: szaroniebieską i złocistą. Wykonuje się z nich:

- elementy do wnętrz i elewacji: płytki posadzkowe i okładzinowe, parapety, stopnie schodowe i podstopnie, płytki okładzinowe o fakturze rwanej, płytki bezwymiarowe do układania mozaik,
- kominki skrzyniowe, portalowe i narożne,
- wyposażenie wnętrz: blaty stołowe, kuchenne i łazienkowe, stoły i ławy, lustra, zegary i kwietniki,
- wyposażenie kościołów: ołtarze, stoły ofiarne i ambonki, chrzcielnice i kropielnice, krzyże, stojaki pod paschały, bloczki surowe do rzeźb,
- wyposażenie parków i ogrodów: ławki, stoły, oczka wodne, fontanny, donice, bloczki surowe do rzeźb,
- materiał na nawierzchnie: marmurowa kostka łupana, grys, tłuczeń,
- kruszywa budowlane: mączka marmurowa, grys, tłuczeń,
- mączka marmurowa służąca jako nawóz wapniowy odmiany 05.

Jak mówią dane historyczne, eksploatacja w Sławniowicach trwa już zatem od ponad 700 lat. Niezwykłe walory dekoracyjne oraz wyjątkowe własności techniczne marmurów sławniowickich powodują, że są to jedne z najbardziej znanych i cenionych polskich skał dekoracyjnych (Dziedzic i in., 1979). Wykorzystuje się je w budownictwie aż do dnia dzisiejszego. Ozdabiają one wiele obiektów w kraju i zagranicą, głównie użyteczności publicznej, takich jak: kościoły, banki, hotele, dworce, teatry, szpitale i inne. W Warszawie są to m.in.: budynek Sejmu, Urząd Rady Ministrów, Dworzec Centralny, Teatr Wielki, budynek Prokuratury Generalnej i Biblioteki Narodowej. W Krakowie marmury sławniowickie spotkać można m. in. w pawilonach D-1, B-5 i B-6 Akademii Górniczo – Hutniczej, banku PKO BP przy Al. Kijowskiej, domu handlowym „Jubilat”, hotelu „Cracovia”, Uniwersyteckim Szpitalu Dziecięcym oraz Międzynarodowym Porcie Lotniczym w Balicach. We Wrocławiu wykorzystano go przy budowie rotundy Panoramy Raławickiej, w Łodzi natomiast w Centrum Zdrowia Matki Polki. W Poznaniu znajduje się on w Dworcu Głównym, biurowcu i niektórych pawilonach Międzynarodowych Targów Poznańskich,

kościół Zbawiciela i Domu Kultury „Zamek” (Walendowski, 2008). Za granicą marmur sławniowski ozdabia m. in. Zamek Królewski w Kopenhadze (Dania).*

3.2. Historia badań geologicznych złoża

Badania geologiczne nad złożem marmurów w Sławniowicach rozpoczęły w okresie międzywojennym W. Thust (1927, patrz Bereś i in., 1966). W swoim opracowaniu dotyczącym skał wschodniej osłony masywu granitowego Strzelin – Žulova wydzielił warstwy sławniowickie składające się z marmurów, łupków krystalicznych, podrzędnie amfibolitów, kwarcytów oraz pegmatytów. Rok później opublikował on pracę zawierającą szczegółowy opis kamieniołomów złoża sławniowickiego oraz występujących tam skał (Thust, 1928, patrz Bereś i in., 1966).

Badanie marmurów na Dolnym Śląsku prowadzone były jednak bardziej intensywnie na przełomie lat czterdziestych i pięćdziesiątych. O złożu piszą wówczas Z. Pentlakowa i T. J. Wojno (1952) oraz S. Kozłowski (1954, patrz Bereś i in., 1966). W latach 1952 – 1955 badania terenowe w okolicach Sławniowic prowadził M. Dumicz, który zajmował się problemami wieku i tektoniką głównych serii skalnych pomiędzy Sławniowicami, Burgrubicami i Jarnołtówkiem oraz marmurami w Gierałcicach. W wydanym przez niego w 1961 r. artykule pisze na temat budowy geologicznej metamorfiku Sudetów Wschodnich w okolicy Sławniowic oraz przedstawia charakterystykę geologiczną występujących tam utworów skalnych wraz z wynikami obserwacji tektonicznych przeprowadzonych na omawianym terenie. W latach 1955 – 1956 S. Kozłowski prowadził w Sławniowicach badania geologiczno – surowcowe marmurów, których wyniki ukazały się w pracy S. Kozłowskiego i M. Moroz – Kopczyńskiej (1957, patrz Bereś i in., 1966). W ramach tych prac sporządzono mapę geologiczną, wykonano 122 wkopy i 6 otworów wiertniczych oraz pobrano liczne próbki do badań chemicznych, fizycznych i petrograficznych. B. Bereś wykonał dodatkowo badania petrograficzne wraz z interpretacją chemiczną granitoidów. W roku 1966 w literaturze ukazała się natomiast praca B. Beresia, M. Dumicza oraz S. Kozłowskiego będąca podsumowaniem wszystkich badań prowadzonych w rejonie Sławniowic do lat sześćdziesiątych. Prace Dumicza (1961) oraz Beresia i in. (1966) do dziś stanowią najlepsze źródło informacji o złożu marmurów ze Sławniowic.

* www.marmur-slawniowice.pl

W 1969 roku wydany został przewodnik geologiczny po Sudetach, w którym znajduje się, opracowana przez M. Dumicza (1969), wycieczka geologiczna m. in. przez badane złoża. W 1970 roku ukazała się szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1: 25 000 z arkuszami Kijów (Baraniecki i in., 1970) oraz Podlesie (Sawicki, 1970), na których przedstawiona została budowa geologiczna okolic Sławniowic. W 1976 roku E. Sas – Korczyńska opracowała dokumentację geologiczną z zasobami w kat. C1 + C2 złoża marmurów „Sławniowice”, która została uzupełniona dodatkiem nr 1 do dokumentacji geologicznej w kat. C1 autorstwa A. Szaplińskiego (1989) oraz dodatkiem nr 2 do dokumentacji geologicznej w kat. C1 + C2 autorstwa S. Bałchanowskiego i S. Ulatowskiego (2000). O złożu marmurów w Sławniowicach piszą również Janeczek J., Kozłowski K. oraz Żaba J. (1991) w przewodniku po Dolnym Śląsku.

Obiektem zainteresowania najnowszych badań geologicznych prowadzonych w złożu sławniowickim była skała skaleniowo – kwarcowa (łom nr 1). Stanowiła ona przedmiot badań w aspekcie jej przydatności w przemyśle ceramicznym (Lewicka i Wyszomirski, 2005, 2008; Lewicka i in., 2007; Lewicka, 2010).

Przez złoża w Sławniowicach prowadzi Geostrada Wschodniosudecka, stanowiąca jedną z trzech części trasy turystyczno – rekreacyjnej wzdłuż Sudetów, nazywanej Geostradą Sudecką im. Leszka Sawickiego (Słomka i in., 2009a). Kamieniołom marmurów, ze względu na swoją atrakcyjność geologiczną, został uznany za obiekt geoturystyczny Geostrady Sudeckiej, pomimo, że jest to kamieniołom czynny. Atrakcję stanowią tutaj przede wszystkim marmurołomy, ale także tzw. turkusowe jezioro zlokalizowane w jednym z nieczynnych łomów, którego niezwykła barwa pochodzi od rozpuszczonych w wodzie węglanów oraz druga co do wielkości w Polsce kolonia rzadkich nietoperzy – podkoców małych, objętych programem ochrony Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Przyrody „pro Natura” (Słomka i in., 2009b).

3.3. Budowa geologiczna okolic Sławniowic

Badany obszar położony jest na południe od miasta Nysa, przy granicy polsko – czeskiej, w obrębie przedpola Sudetów Wschodnich (Fig. 3.3.1).

W obrębie utworów podłoża wyróżnia się w rejonie Sławniowic następujące trzy serie skalne: prekambryjski kompleks paragnejsowy, dolnodewońską serię kwarcytową oraz waryscyjskie granitoidy (Majerowicz i Sawicki, 1958; Dumicz, 1961; Bereś i in.,

1966). Skąły metamorficzne okolic Sławniowic zaliczane są do wschodniej osłony masywu granitoidowego Źulovej (Cháb i Źáček, 1994).

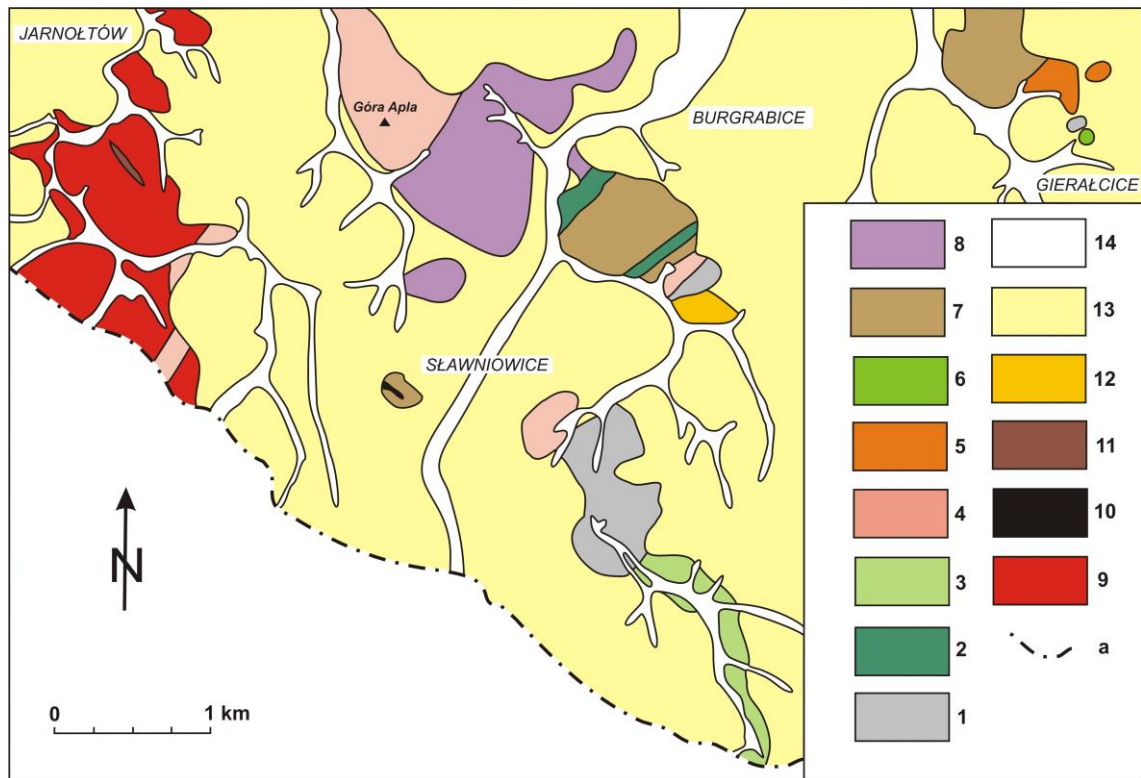


Fig. 3.3.1. Szkic geologiczny okolic Sławniowic (Bereś i in., 1966)

Prekambr: 1 – marmury z wkładkami amfibolitów i łupków krystalicznych, 2 – amfibolity, 3 – łupki krystaliczne z przejściami do paragnejsów, 4 – paragnejsy ze znamionami migmatyzacji, 5 – fyllity, fyllonity?, 6 – łupki chlorytowe stwierdzone w otworze wiertniczym. **Dewon:** 7 – kwarcyty i łupki kwarcytowe. **Granitoidy warycyjskie:** 8 – granitognejsy, 9 – granity, 10 – żyły pegmatytowe, 11 – żyły kwarcowe. **Paleogen, neogen:** 12 – piaski i ily. **Czwartorzęd, plejstocen:** 13 – żwiry, piaski i gliny; holocen: 14 – piaski i mady; a – granica polsko – czeška.

Prekambryczny kompleks paragnejsowy (gnejsy Desny) litologicznie zróżnicowany jest na łupki krystaliczne, paragnejsy i migmatyty z wkładkami marmurów i amfibolitów. Kozłowski i in. (1986) uważają, że była ona poddana metamorfizmowi mezozonalnemu facji almandynowo – amfibolitowej. W polskich Sudetach Wschodnich kompleks ten występuje jedynie w okolicy Sławniowic, Burgrabic, Gierałcic i Głuchołazów (Majerowicz i Sawicki, 1958; Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966). Łupki krystaliczne występują w Sławniowicach, a także na południowy – wschód od tej miejscowości oraz na południowy – zachód od Głuchołazów. Paragnejsy odsłaniają się w okolicy wzgórza 342,2 (Góra Apla) oraz we wschodniej części Burgrabic i Sławniowic. Dodatkowo można je spotkać w formie mniejszych lub

większych skałek w obrębie granitów okolicy Jarnołtowa. Migmatyty obserwuje się jedynie w Burgrabicach. Marmury znane są przede wszystkim ze złoza w Sławniowicach, ale występują również na południowy – wschód od Burgrabic oraz w Gierałcicach, gdzie znajduje się stary, nieczynny już kamieniołom tych marmurów. Prace poszukiwawcze w Gierałcicach wykazały, że marmury tworzą tam tylko jeden, stromo nachylony podkład o miąższości ok. 150 m, przykryty dużym nadkładem utworów czwartorzędowych (Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966). Amfibolity stanowią wkładki w marmurach sławniowickich, występują w Burgrabicach i na południowy – wschód od tej miejscowości oraz na południe od Głuchołazów (Majerowicz i Sawicki, 1958; Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966).

Dolnodewońska seria kwarcytowa (grupa Vrbna) reprezentowana jest przez kwarcyty oraz wyraźnie przekryształizowane łupki kwarcytowe, ku stropowi przechodzące miejscami w piaskowce skwarcytyzowane. Na terenie Polski seria ta odsłania się jedynie w okolicy Sławniowic, Burgrabic, Gierałcic i Głuchołazów (m. in. Majerowicz i Sawicki, 1958; Dumicz, 1961, 1969; Majerowicz, 1961; Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991; Kalińska i Puziewicz, 1996, 1997; Olejniczak i Puziewicz, 1999, 2000; Żelaźniewicz i in., 2005; Grochocka, 2011). W kierunku południowym, po stronie czeskiej, kwarcyty dolnodewońskie występują pomiędzy Górami Żłotymi, Hermanovicami i Žulová. Zostały one określone przez Bartasa jako seria rejviska. Kwarcyty badanego terenu stanowią zatem północne przedłużenie tej serii (Dumicz, 1961). Przez Poucha (1962, patrz Bereś i in., 1966) zostały one uznane za utwory prekambryjskie.

Waryscyjskie granitoidy zaliczane są do masywu granitowego Žulovej. Wyróżnia się wśród nich granitognejsy, granity oraz żyły pegmatytowe i kwarcowe (Bereś i in., 1966). Na badanym obszarze odsłaniają się one w Jarnołtowie.

Główne fałdowanie oraz metamorfizm prekambryjskiej serii skalnej okolic Sławniowic i Głuchołazów przypisuje Teisseyre (1956) orogenezie kaledońskiej. Oberc (1957) łączy je natomiast z ruchami przedkambryjskimi fazy assyntyjskiej. W okresie dolnego dewonu na utwory metamorficzne Sudetów Wschodnich wkroczyła transgresja morska (Roemer, 1870, patrz Dumicz, 1961). Sedymentację serii dewońskiej przerwały fałdowania fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej (Bederke, 1935, patrz Dumicz, 1961). Według Suessa (1912, patrz Dumicz, 1961) oraz Kettnera (1952, patrz Dumicz 1961) fałdowania tej fazy ukształtowały serie skalne Sudetów Wschodnich

w płaszczowiny typu alpejskiego. Spiętrzenie oraz intensywne przełażdowanie utworów prekambryjskich, połączone z nasunięciami utworów dewońskich spowodowało wzrost grubości skorupy ziemskiej na obszarze Sudetów Wschodnich. Potężne masy skalne ulegały w związku z tym stopniowemu pogrążeniu na znaczne głębokości, czyli w strefy wysokiej temperatury i ciśnienia. Dumicz (1961) uważa, że zjawisko to zapoczątkowało proces metasomatycznej granityzacji utworów badanego obszaru. Proces ten rozpoczął się pod koniec fazy bretońskiej i trwał aż po fazę asturyjską, z którą Oberc (1957) wiąże intruzję granitową masywu Strzelin – Žulova. Autor ten uważa, że intruzja wykorzystała strefę nasunięcia ramzowskiego powstałego w okresie fałdowań bretońskich. Ze zjawiskami wgłębnego plutonizmu, jak twierdzi Bederke (1935, patrz Bereś i in., 1966), związany jest natomiast metamorfizm regionalny serii prekambryjskiej oraz dolnodewońskiej Sudetów Wschodnich.

Jak pokazują wyniki badań geologicznych, serie skalne okolic Sławniowic powstały wskutek złożonych zjawisk metamorficznych. Polimetamorfizm był konsekwencją kolejnych etapów ewolucji tektonicznej badanego obszaru, a także przeobrażeń metasomatycznych, związanych z migracją różnych pierwiastków i roztworów w warunkach podwyższonej temperatury i ciśnienia (Lewicka, 2010).

3.4. Budowa geologiczna złoża

Badane złoża zbudowane jest z marmurów kalcytowych i dolomitycznych, łupków krystalicznych, paragnejsów, amfibolitów i łupków amfibolowych, pegmatytów i żył typu granitowego, aplitów oraz podrzędnie żył kwarcowych i chlorytowych (Bereś i in., 1966; Lewicka, 2010). Skały metamorficzne złoża sławniowickiego powstały zatem z pierwotnych osadów wapiennych, zawierających wkładki skał ilastych oraz podrzędnie marglistych, które w wyniku regionalnych, metamorficznych przeobrażeń oraz oddziaływania intruzji granitowej masywu Strzelin – Žulova zostały przekształcone w marmury, paragnejsy, łupki krystaliczne, amfibolity i łupki amfibolowe (Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991). Skały te stanowią najstarszą serię odsłaniającą się na badanym obszarze.

Marmury sławniowickie były pierwotnie zaliczane do dewonu, podczas gdy seria paragnejsowo – łupkowa występująca w ich otoczeniu, do prekambru. Dokładniejsze badania geologiczne wykazały jednak, że kontakt marmurów i łupków krystalicznych jest zgodny i wskazuje na ich pierwotną łączność sedymentacyjną. Powyższe

obserwacje podważyły zatem pogląd o odrębności wiekowej tych utworów, przemawiając za ich prekambryjskim wiekiem (Dumicz, 1969).

W Sławniowicach **marmury kalcytowe** występują w postaci sześciu wydłużonych pokładów – soczew, przewarstwionych łupkami krystalicznymi, gnejsami oraz niekiedy łupkami amfibolowymi i amfibolitami (Bereś i in., 1966; Dumicz i Majerowicz, 1969; Janeczek i in., 1991) (Fig. 3.4.1). Na powierzchni ich długość wynosi ok. 500 – 800 m, a miąższość osiąga maksymalnie 200 m. Według Dumicza (1969) marmury sławniowickie odsłaniają jądrową partię antykliny o przebiegu NE – SW, której skrzydła zbudowane są z paragnejsów i łupków krystalicznych. Janeczek i in. (1991) uważają natomiast, iż marmury ze Sławniowic oraz towarzyszące im skały znajdują się w obrębie wypiętrzonego zrębu tektonicznego.

Marmury dolomityczne w badanym złożu zostały stwierdzone jedynie w północno – wschodniej jego części, w pokładzie I i II. Utworzyły się one tutaj w wyniku procesów wtórnych o charakterze metasomatycznym. Uważa się, że proces dolomityzacji związany był z pomagmowym oddziaływaniem gorących roztworów hydrotermalnych pochodzących z pobliskiego masywu granitowego Žulovej (Bereś i in., 1966; Janeczek in., 1991). Marmury dolomityczne występują w obrębie marmurów kalcytowych jako większe nieregularne ciała, jak i drobne, rozgałęziające się żyłki. Kontakt pomiędzy tymi dwoma skałami jest zazwyczaj stopniowy i trudny do uchwycenia (Janeczek i in., 1991). Miejscami tworzą one również strefy brekcji tektonicznych, co świadczy o dużym zaangażowaniu tektonicznym obszaru. Niektóre duże bloki skalne wchodzące w skład tych brekcji w partii zewnętrznej są marmurami dolomitycznymi, wewnątrz natomiast są marmurami kalcytowymi (Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991). Dodatkowo wśród marmurów kalcytowych występują także liczne, drobne żyłki dolomitowe o nieregularnym przebiegu. Powyższe obserwacje wskazują, że dolomityzacja w Sławniowicach jest zjawiskiem wtórnym i posttektonicznym (Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991).

Z granitowym masywem Strzelin – Žulova związane jest prawdopodobnie także powstanie, występujących licznie w marmurach i łupkach krystalicznych, żył leukokratycznych granitowych i aplitowych, żył i ciał pegmatytowych oraz żył kwarcowych (Bereś i in., 1966). Przypisuje się im wiek młodopaleozoiczny (Lewicka, 2010).

Żyły granitowe występują w Sławniowicach stosunkowo nielicznie. Mają one charakter pokładowy, a ich miąższość dochodzi do 3 m (Bereś i in., 1966). Większość z nich wykazuje wyraźne znamiona kataklazy (Janeczek i in., 1991).

Żyły pegmatytowe stwierdzone zostały w Sławniowicach w obrębie marmurów oraz łupków krystalicznych. Większe ciała pegmatytowe, o grubości osiągającej nawet kilkadziesiąt metrów, spotyka się w strefach kontaktowych tych dwóch typów skał. Drobniejsze żyły tworzą natomiast gęstą sieć przecinającą cały kompleks warstw sławniowickich. Pegmatyty i żyły pegmatytowe tworzą w złożu dwa systemy:

- pierwszy, starszy, zgodny z uwarstwieniem marmurów i laminacją łupków krystalicznych, tektonicznie zdeformowany, tworzący zarówno formy żyłowe jak i pojedyncze gniazda oraz soczewy ułożone w nieregularne ciągi, powszechnie występujące w złożu,
- drugi, młodszy, układający się diagonalnie względem warstwowania, nie wykazujący deformacji tektonicznych, przecinający pegmatyty pierwszego systemu, występujący z złożu bardzo rzadko (Bereś i in., 1966).

Żyły kwarcowe charakteryzują się przeważnie niewielką grubością dochodzącą do kilkudziesięciu centymetrów i nieregularnym przebiegiem. Podobnie jak pegmatyty i żyły pegmatytowe, reprezentowane są one przez dwie generacje:

- starszą, tektonicznie zdeformowaną, związaną z pegmatytami pierwszego systemu, tworzącą również formy gniazdowe,
- młodszą, tektonicznie niezdeformowaną, związaną z pegmatytami drugiego systemu (Bereś i in., 1966).

W omawianym złożu stwierdzona została również obecność żył i gniazdowych skupień utworów ilastych o charakterze **chlorytowym**. Skałę tę rozpoznała E. Lewicka (2010) w badanej przez siebie skale skaleniowo – kwarcowej z kamieniołomu nr 1.

W sławniowickich marmurach kalcytowych i dolomitycznych rozwinęły się **zjawiska krasowe**. Skały te zawierają liczne rozmycia, pustki, kawerny i druzy, w których często spotkać można szczotki białego lub miodowego kalcytu. Towarzyszą im zazwyczaj nieregularne żyłki białego chalcedonu lub mlecznego kwarcu, a niekiedy również pięknie wykształcone słupki kryształów górskich, przybierające przeważnie formę promienistych skupień (Janeczek i in., 1991). Występują także liczne leje krasowe, o głębokości sięgającej nawet 20 m, wypełnione zwykle piaskami, żwirami

lub materiałem ilastym, pochodzącym z wyżej leżących osadów czwartorzędowych (Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991).

Przez złożę marmurów w Sławniowicach przepływa potok Maruszka, będący prawym dopływem rzeczki Mora. W osadach tego potoku rozpoznane zostało złoto okruchowe, którego głównym źródłem są prawdopodobnie amfibolity tworzące wkładki w dewońskich kwarcytach i łupkach kwarcytowych grupy Vrbna (Wojciechowski, 1997; Godlewski i Wierchowiec, 2004).

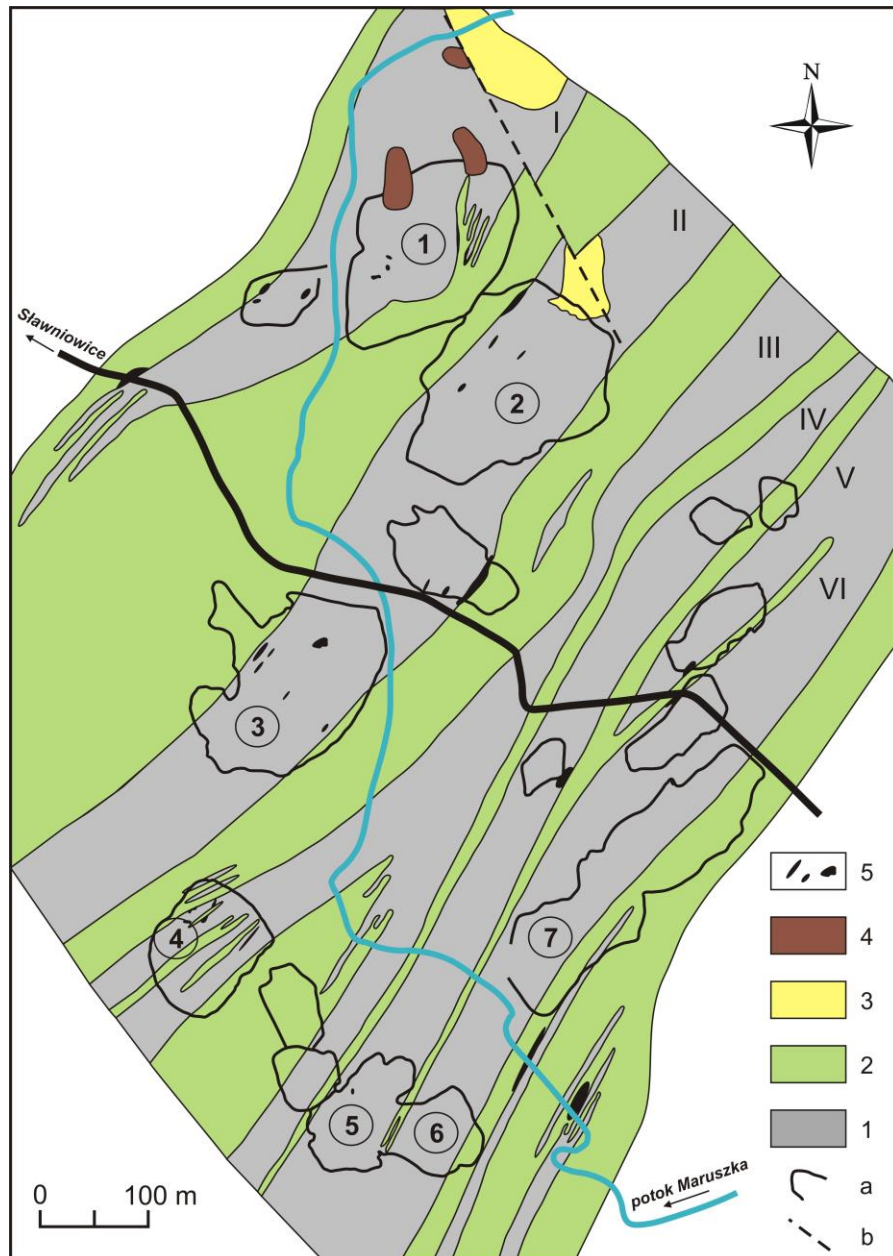


Fig. 3.4.1. Mapa geologiczna złoża marmurów w Sławniowicach (Bereś i in., 1966).

1 – marmury kalcytowe; 2 – łupki krystaliczne; 3 – marmury dolomityczne; 4 – żyły pegmatytowe zdeformowane; 5 – większe ciała pegmatytowe zdeformowane; a – zarysy kamieniołomów (nr 1 – 7); b – uskoki; I - VI – numery pokładów wapieni krystalicznych.

3.5. Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna utworów skalnych złoża

3.5.1 Marmury kalcytowe

W omawianym złożu występuje bardzo duża różnorodność marmurów kalcytowych. Zaznacza się ona głównie w barwie, rozprzestrzenieniu minerałów niewęglanowych oraz w cechach strukturalnych. Marmury kalcytowe niezawierające minerałów niewęglanowych są skałami gruboblastycznymi o barwie białej. W przypadku obecności minerałów niewęglanowych skała staje się drobniej blastyczna i wykazuje zmienną barwę (Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969). Cechuje je na ogół tekstura bezładna, sporadycznie tylko łupkowa z tendencją do kierunkowego ułożenia minerałów (Bereś i in., 1966). Są one bardzo zwarte ze względu na silne wzajemne zazębienie się blastów (Pentlakowa i Wojno, 1952). W składzie mineralnym, oprócz kalcytu rozpoznane zostały: łyszczyki (biotyt i muskowitz), skalenie, kwarc, pirokseny i amfibole, tytanit, epidot, apatyt, cyrkon, kordieryt, skapolit, piryt, pirotyn i grafit (Pentlakowa i Wojno, 1952; Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991).

Kalcyt występuje w skale w postaci euhedralnych blastów, wzajemnie zazębiających się. Często charakteryzuje się on polisyntetycznym systemem zbliźniaczeń, w którym lamelki bliźniacze są przeważnie faliście powyginane wskutek deformacji dynamicznych (Bereś i in., 1966).

Łyszczyki są dość powszechnym składnikiem marmurów kalcytowych i reprezentowane są głównie przez **biotyt** oraz podrzędnie przez **muskowitz**. Biotyt uformował się w skale w postaci blaszek o zróżnicowanej wielkości dochodzącej do 1 cm (Dumicz, 1961; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991). Jest on często w różnym stopniu odbarwiony oraz schlorytyzowany. **Chloryt** powstający kosztem biotyту jest bezbarwny i wykazuje szare barwy interferencyjne (Bereś i in., 1966). Muskowitz występuje w skale rzadko, w formie drobnych blaszek, często towarzysząc biotytowi (Bereś i in., 1966).

Skalenie w badanej skale tkwią najczęściej wśród blastów kalcytu, niekiedy w postaci wrostków, tworząc drobne blasty o pokroju tabliczkowym, często o zaokrąglonych narożach. Ulegają one czasem procesowi serycytucji. Obserwuje się w nich zbliźniaczenia albitowe, karlsbadzkie i peryklinowe (Bereś i in., 1966). Reprezentowane są one przez plagioklasy, które Bereś i in. (1966) uznają za oligoklaz

oraz mikroklin (Pentlakowa i Wojno, 1952; Dumicz, 1961; Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991).

Kwarc występuje w tych skałach jedynie sporadycznie. Tworzy on wrostki w kalcytynie, co wskazuje na jego prawdopodobnie pierwotny charakter. Występuje też w formie drobnych, pojedynczych blastów, niekiedy o budowie mozaikowej lub falistym wygaszaniu światła, świadczących o jego zaangażowaniu dynamicznym (Bereś i in., 1966).

W składzie mineralnym omawianych skał twierdzono występowanie **piroksenów** oraz **amfiboli**. Bereś i in. (1966) uważają, że są to pirokseny z szeregu diopsydowego, a wśród amfiboli rozpoznali tremolit oraz rzadziej aktynolit.

Z minerałów akcesorycznych najczęstszym minerałem jest **tytanit**, który przybiera formę drobnych, wydłużonych romboidów lub nieregularnych kryształów (Bereś i in., 1966). Dość często występuje w marmurach kalcytowych również **epidot**, który niekiedy tworzy wrostki w biotycie (Pentlakowa i Wojno, 1952) oraz **apatyt** w postaci drobnych słupków (Bereś i in., 1966). W mniejszych ilościach spotyka się **cyrkon**, **kordieryt** z falistym wygaszaniem światła oraz **skapolit** (Pentlakowa i Wojno, 1952). Stwierdzono także występowanie drobnych łuseczek **grafitu** (Bereś i in., 1966).

Z minerałów nieprzezroczystych powszechnie występują minerały siarczkowe, takie jak **piryt** i **pirotyn**. Piryty tworzy euhedralne lub też nieregularne skupienia (Bereś i in., 1966) i ulega niekiedy procesowi limonityzacji (Pentlakowa i Wojno, 1952). Pirotyn tworzy czasami większe skupienia (Dumicz, 1961).

Podstawowe analizy składu chemicznego marmurów kalcytowych, wykonane przez Z. Pentlakową i T. J. Wojno (1952) oraz Beresia i in. (1966; Tab. 3.5.1.1), pokazują, że charakteryzują się one wysoką zawartością węgla wapnia, a wśród nich spotyka się także odmiany zsilifikowane i zdolomityzowane. Bereś i in. (1966) stwierdzają, że zjawisko silifikacji marmurów zachodzi jedynie w strefach dolomitycznych, w których to zaobserwowano obecność chalcedonu pochodzenia hydrotermalnego. Zjawiska tego nie rozpoznano natomiast w marmurach niezdolomityzowanych.

Wyniki nowszych badań składu chemicznego marmurów sławniowickich dwóch aktualnie eksploatowanych odmian – szaroniebieskiej (kalcytovej) i złocistej (dolomitycznej) – zostały przedstawione w tabeli 3.5.1.2. Analizy wykonane zostały w 2009 r. metodą ICP – MS po rozpuszczeniu próbek w mineralizatorze mikrofalowym w Laboratorium Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH przez mgr inż. Wiesława Knapa.

Tab. 3.5.1.1. Średni skład chemiczny marmurów kalcytowych ze Sławniowic w % wagowych (według Beresia i in., 1966).

Składniki	Pokład			
	I	II	IV	VI
CaO	53,17	54,11	54,23	54,05
MgO	0,66	0,70	0,46	0,53
Fe ₂ O ₃	0,49	0,25	0,26	0,29
Al ₂ O ₃	0,91	0,53	0,83	0,60
SiO ₂	1,87	1,16	0,95	1,16
Strata prażenia	42,74	43,24	43,49	43,36
Suma	99,84	99,99	100,22	99,99

3.5.2 Marmury dolomityczne

Występujące w złożu marmury dolomityczne to skały kremowożółte lub żółtoszare, niekiedy o pasiastej budowie. Charakteryzują się one zmienną strukturą – od drobno do gruboblastycznej (Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991). W składzie mineralnym spotyka się przede wszystkim blasty dolomitu, zazwyczaj bezbarwnego lub zabarwionego rdzawożółtym pigmentem żelaza. Dość często występuje również krzemionka w postaci kwarcu i chalcedonu. Obecność krzemionki wskazuje, że procesowi dolomityzacji towarzyszyła silifikacja. Dodatkowo, w nieznaczącej ilości spotyka się w omawianej skale skalenie, biotyt, serycyt, apatyt oraz drobne skupienie kalcytowe (Bereś i in., 1966). Zaczerpnięte z pracy Beresia i in. (1966) wyniki pięciu analiz chemicznych marmurów dolomitycznych ze Sławniowic przedstawiono w tabeli 3.5.2.1. Wyniki nowszych badań zestawiono natomiast w tabeli 3.5.1.2.

Tab. 3.5.2.1. Skład chemiczny marmurów dolomitycznych ze Sławniowic w % wagowych (Bereś i in., 1966).

Składniki	Numer analizy				
	6	7	8	9	10
CaO	33,44	41,82	46,34	32,08	34,74
MgO	17,94	8,10	5,40	19,18	16,54
Fe ₂ O ₃	0,23	1,53	1,80	0,60	0,97
Al ₂ O ₃	1,17	2,40	1,06	0,21	0,61
SiO ₂	0,67	4,19	2,91	1,80	0,79
Strata prażenia	46,95	42,14	46,42	46,42	46,54
Suma	100,40	100,18	100,19	100,29	100,19

Tab. 3.5.1.2. Wyniki analiz składu chemicznego marmurów sławniowickich w % wagowych (dane uzyskane z przedsiębiorstwa „MARMUR” Sławniowice Sp. z o.o., metoda ICP – MS)

Lp.	Składniki	Marmury	
		szaroniebieskie	złociste
1	Na ₂ O	0,004	0,0108
2	Li ₂ O	0,0004	0,0001
3	K ₂ O	0,017	0,0366
4	CaCO ₃	96,15	81,2086
5	MgCO ₃	0,98	14,5724
6	SO ₃	0,014	0,0185
7	BO ₂	0,0010	0,0009
8	ZnO	0,0005	0,0007
9	P ₂ O ₅	0,0173	0,0573
10	Al ₂ O ₃	0,19	0,3160
11	Fe ₂ O ₃	0,62	1,6821
12	SiO ₂	1,20	1,8000
13	Mn ₂ O ₅	0,008	0,1226
14	SrO	0,0153	0,0032
15	BaO	0,0013	0,0051
16	SnO ₂	0,00005	0,00006
17	TiO ₂	0,0000029	0,000002
18	As ₂ O ₅	0,000104	0,00012
19	SeO ₂	0,000053	0,000009
20	MoO ₃	0,000050	0,000027
21	CrO ₃	0,0003	0,0006
22	WO ₃	0,000038	0,0001
23	CdO	0,00000690	0,0000
24	PbO	0,000114	0,0000
25	CoO	0,000115	0,0002
26	NiO	0,00031	0,0001
27	BeO	0,000023	0,00002
28	V ₂ O ₅	0,00036	0,0010
29	CuO	0,00011	0,0001
30	Ag ₂ O	0,00002	0,0000
31	TiO ₂	0,01179	0,0029
32	ZrO ₂	0,00004	0,0001
33	HgO	0,000007	0,000007
34	UO ₃	0,000186	0,00002
35	RbO	0,000135	0,0002
	Suma	99,23	99,84

3.5.3 Łupki krystaliczne i paragnejsy

Występujące w Sławniowicach łupki krystaliczne mają barwę ciemnoszarą oraz wyraźnie zaznaczającą się foliację, z tendencją do liściastej i płytkowej oddzielności. Zbudowane są one głównie z kwarcu, skaleni, biotyту, podrzędnie z muskowitu,

sillimanitu, granatów oraz akcesorycznie z tlenków żelaza, apatyty i cyrkonu (Dumicz 1961; Janeczek i in., 1991).

Kwarc został rozpoznany jako silnie zrekrytalizowane, wzajemnie zazębiające się i niekiedy wykazujące faliste wygaszanie światła blasty. Skalenie w omawianej skale reprezentowane są przez mikroklin oraz plagioklasy. Sillimanit występuje w formie fibrolitu, tworząc włókniste skupienia. Spotyka się go również w postaci wrostków w kwarcu. Sillimanitowi towarzyszą czasami niewielkich rozmiarów granaty. Ze względu na to, iż kwarc, skalenie i biotyt występują w skale w bardzo zmiennej ilości, obserwuje się przejścia od łupków krystalicznych do paragnejsów (Dumicz, 1961).

Paragnejsy mają barwę szarą i są nieco jaśniejsze od łupków krystalicznych (Janeczek i in., 1991). Charakteryzują się słabo zaznaczającą się teksturą kierunkową oraz strukturą przeważnie drobnoblastyczną (Dumicz, 1961, 1969). Pod względem składu mineralnego są one bardzo podobne do wyżej opisanych łupków krystalicznych, z tym, że obserwuje się w nich większą zawartość sillimanitu i granatów. Przechodzą one miejscami w paragnejsy migmatyczne (Dumicz, 1961).

3.5.4 Amfibolity i łupki amfibolowe

Amfibolity występujące w formie wkładek w marmurach sławniowickich to amfibolity masywne, bezładne, o drobnoblastycznym wykształceniu i barwie szarozielonej. Składają się one z amfiboli (hornblendy), kwarcu, plagioklazów i mikroklinu (Dumicz, 1961, 1969; Janeczek i in., 1991). Minerale jasne występują w skale w bardzo dużej ilości i tworzą nieregularne skupienia. Uważa się, że większość z nich, a zwłaszcza mikroklin, związana jest z procesem feldspatytacji, który jest charakterystyczny dla utworów prekambryjskich Desny (Dumicz, 1961).

Łupki amfibolowe zostały rozpoznane w obrębie marmurów zachodniej części łomu nr 4. Są to również skały drobnoblastyczne, szarozielonkawe, zbudowane głównie z amfiboli (hornblendy) oraz podrzędnie ze skaleni, kwarcu, biotyty, chlorytu i niekiedy kalcytu (Janeczek i in., 1991).

3.5.5 Skały żyłowe

Żyły granitowe występujące w Sławniowicach wykazują wyraźne zgnejsowanie. Są to skały o strukturze drobnokrystalicznej, przejawiające znamiona tekstury łupkowej oraz kataklazy (Bereś i in., 1966; Janeczek i in., 1991). W składzie mineralnym

rozpoznano przede wszystkim mocno spękany i faliście wygaszający światło kwarc oraz silnie zwiertzałe skalenie reprezentowane przez mikropertyt mikroklinowy i plagioklasy ulegające niekiedy procesowi serycytyzacji. Dodatkowo spotyka się biotyt występujący w formie postrzępionych blaszek z tendencją do równoległego ułożenia. Wśród minerałów akcesorycznych zidentyfikowano: tytanit, cyrkon oraz apatyt (Bereś i in., 1966).

Pegmatyty zdeformowane charakteryzują się strukturą grubokrystaliczną do średniokrystalicznej, nierównokrystaliczną i teksturą zbitą, bezkierunkową (Bereś i in., 1966; Lewicka, 2010). Badania prowadzone przez Beresia i in. (1966) wykazały, że skały te zbudowane są z kwarcu, skaleni potasowych reprezentowanych przez mikroklin i mikropertyt mikroklinowy, plagioklazów, muskowitu, biotyту oraz akcesorycznie z apatytu i podrzędnie wtórnego kalcytu. W kryształach kwarcu i skaleni potasowych obserwuje się wyraźnie znamiona deformacji dynamicznych. Plagioklasy na kontakcie ze skaleniem potasowym ujawniają niekiedy struktury myrmekitowe oraz korozyjne, które świadczą o metasomatycznym wypieraniu plagioklazów przez skałę potasową. Łyszczyki tworzą małe, postrzępione blaszki lub też nieduże agregaty. Apatyt występuje głównie w formie wrostków w minerałach jasnych, natomiast kalcyt wypełnia najczęściej przestrzenie między kryształami i szczeliny spękań w innych minerałach (Bereś i in., 1966).

Lewicka (2010) wydzieliła wśród żyły leukokratycznej odsłaniającej się w łomie nr 1 badanego złoża dwa główne typy skał: pegmatyt oraz granitoid. W pegmatycie rozpoznaje ona głównie mikroklin, mikropertyt mikroklinowy i ortoklazowy oraz kwarc. Rzadziej spotyka w nim plagioklasy, a podrzędnie biotyt, muskowit, apatyt, rutyl, cyrkon, goethyt oraz chloryt. Według Lewickiej (2010) mikroklin nosi ślady kilku etapów przeobrażeń, które mogły być skutkiem wnikania gazów i wód w szczeliny skalne, jak również dyfuzji jonów na kontakcie mikroklinu z innymi minerałami. Jako przejaw starszych zmian uznaje ona proces serycytyzacji mikroklinu, natomiast za objaw młodszych przeobrażeń przyjmuje żyłki wypełnione materiałem ilastym (illitowo – kaolinitowym). Dodatkowo w mikroklinie identyfikuje silnie rozwinięte deformacje i liczne spękania. Występujące w omawianej skale pertyty zostały podzielone przez Lewicką (2010) na dwie generacje: starsze, pierwotne pertyty o genezie eksolucyjnej/z odmieszania oraz młodsze, wtórne, pochodzenia infiltracyjnego, powstałe wskutek metasomatozy alkalicznej/albityzacji skalenia alkalicznego. W kwarcu zaobserwowała ona przejawy wtórnych naprężeń oraz nadtrawienia tego

minerału agresywnymi roztworami hydrotermalnymi krążącymi w skale. W występujących w pegmatycie plagioklazach stwierdziła częste zmętnienie oraz silny proces serycytyzacji. Tworzą one niekiedy zonalne wrostki w mikroklinie. Rozpoznany przez Lewicką (2010) biotyt jest przeważnie mocno zmieniony. Ulega on przeobrażeniu w hydrobiotyt, a następnie w chloryt i/lub minerał miesznopakietowy chloryt/smektyt (chloryt/wermikulit?), prawdopodobnie w wyniku wzbogacenia środowiska w magnez. W wyniku utleniania biotyty nastąpiło wyługowanie części żelaza, z którego następnie powstał goethyt. Chlorytyzacja biotyty pod wpływem gorących roztworów hydrotermalnych była natomiast przyczyną odprowadzenia z biotyty tytanu, z którego wytrącił się wtórny tytanit (Lewicka, 2010). W żyłce pegmatytowej została również rozpoznana wapniowa odmiana skapolitu – mejonit, którego powstanie wiąże się z kontaktową metasomatozą wapniową w omawianej żyłce (Szełęg, 2002).

Głównymi składnikami mineralnymi granitoidu są natomiast: plagioklasy, mikroklin, kwarc oraz relikty pierwotnego biotyty. Podrzędnie obserwuje się m.in. apatyt, cyrkon, tytanit, rutyl, muskowit (serycyt) oraz chloryt. Rozpoznane w skale plagioklasy są mocno zmienione wskutek wieloetapowych przeobrażeń. W wyniku wcześniejszych zmian utworzył się serycyt/illit, natomiast w późniejszym stadium powstawała substancja ilasta, prawdopodobnie kaolinit oraz minerały mieszanopakietowe. Plagioklasy są często spękane, a szczeliny spękań wypełnia niekiedy prehnit utworzony z roztworów hydrotermalnych, częściowo kosztem nadtrawienia skalenia. Na kontakcie plagioklazów ze skaleniami alkalicznymi ujawniają się niekiedy struktury myrmekitowe. W granitoidzie, podobnie jak w pegmatycie, występują pertyty mikroklinowe oraz ortoklazowe o charakterze zarówno pierwotnym, jak i wtórnym, metasomatycznym. Kwarc obecny w omawianej skale jest przeważnie słabo zmieniony, jego kryształy są tylko niekiedy spękane, skorodowane oraz faliście ściemniające światło. Biotyt występuje w granitoidzie przeważnie w formie reliktyw w obrębie pseudomorfoz po nim. Pseudomorfozy wypełnione są hydrobiotytem, chlorytem typu penninu/klinochloru, muskowitem i goethytem. Niekiedy napotkać można w nich również igielki wtórnego rutylu, tworzącego miejscami siatkę sagenitową. Utworzył on się prawdopodobnie wskutek uwolnienia TiO_2 w wyniku chlorytyzacji minerałów ciemnych. Oprócz pseudomorfoz po biotycie, różne odmiany chlorytu spotyka się również jako samodzielne nagromadzenia, którym często towarzyszy tytanit oraz apatyt (Lewicka 2010).

Pegmatyty niezdeformowane charakteryzują się strukturą grubokrystaliczną. Zbudowane są one głównie ze skaleń alkalicznych reprezentowanych przez mikropertyt mikroklinowy, z kwarcu wykazującego niekiedy budowę mozaikową oraz faliste wygaszanie światła oraz z plagioklazów, których tabliczki są silnie skorodowane i miejscami zserycytizowane. Akcesorycznie występuje również apatyt i cyrkon (Bereś i in., 1966).

Występujące z omawianym złożu **zdeformowane żyły kwarcowe** są skałami monomineralnymi. Składają się one z kryształów kwarcu wykształconego anhedralnie i wykazującego faliste wygaszanie światła. **Niezdeformowane żyły kwarcowe** są również monomineralne. Budują je także anhedralne kryształy kwarcu, niewykazujące natomiast odkształceń dynamicznych. Skały te charakteryzują się strukturą nierównokrystaliczną i teksturą zbitą, bezkierunkową (Bereś i in., 1966).

Rozpoznane przez Lewicką (2010) **żyły chlorytowe** zbudowane są głównie z chlorytu o cechach optycznych penninu/klinochloru, apatytu oraz skupień substancji ilastej typu wermikulitu (?). W podrzędnych ilościach autorka zaobserwowała również węglany, goethyt, prehnit i kwarc. Dzięki badaniom rentgenograficznym stwierdziła także obecność w skale chlorytowej minerału mieszanopakietowego chloryt/smektyt o strukturze zbliżonej do corrensytu. Lewicka (2010) zauważa, że omawiana skała poprzecinana jest siecią spękań, które wypełniają minerały węglanowe (głównie kalcyt). Na podstawie sposobu wypełnienia wspomnianych spękań, wydzieliła ona dwie generacje żyłek: starszą, składającą się z materiału drobnoblastycznego o barwie plamistej – domenowej oraz młodszą, zbudowaną z palisadowo narastających węglanów.

4. METODYKA BADAŃ

Podczas realizacji rozprawy doktorskiej wykonano prace terenowe w obrębie złoża marmurów w Sławniowicach, jak również prace laboratoryjne. W poniższym rozdziale przedstawiono szczegóły dotyczące przeprowadzonych prac terenowych oraz techniczne aspekty wykorzystanych metod instrumentalnych.

4.1. Badania terenowe

Badania terenowe skał złoża marmurów w Sławniowicach były prowadzone w obrębie dwóch obszarów. Próbki skał pobrano z dostępnych wyrobisk złoża, a mianowicie z dwóch eksploatowanych obecnie łomów nr 1 i 2, gdzie fragmenty skał pobierano zarówno z rumoszu skalnego, jak i ze ścian wyrobisk. Dodatkowo próbki zebrano w obrębie zakładu przerobczego działającego w ramach spółki „MARMUR” Sławniowice Sp. z o.o. Do badań laboratoryjnych wybrane zostały marmury szaroniebieskie i złociste, jak również skały towarzyszące: skała skaleniowo – kwarcowa i skaleniowo – biotytowa, łupki krystaliczne, paragnejsy oraz żyły chlorytowe. Nie natrafiono w opróbowanych łomach na amfibolity oraz łupki amfibolowe, prawdopodobnie ze względu na ich rzadkie i selektywne występowanie. Podczas prac terenowych bliższej obserwacji podlegały przejawy zjawisk tektonicznych i krasowych.

4.2. Mikroskopia polaryzacyjna w świetle przechodzącym i odbitym

Badania przy użyciu mikroskopii polaryzacyjnej do światła przychodzącego wykonane zostały w celu rozpoznania składu mineralnego, struktur i tekstur skał, a także przeobrażeń mineralnych marmurów szaroniebieskich i złocistych oraz skał towarzyszących. Analizy mikroskopowe oraz mikrografie skał w świetle przechodzącym przeprowadzono przy użyciu:

- mikroskopu polaryzacyjnego marki OLIMPUS BX-51, wyposażonego dodatkowo w cyfrową kamerę fotograficzną OLIMPUS DP-12, sterowaną komputerowo przez program Analysis, znajdującą się w Laboratorium Mikroskopii Optycznej Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii, Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo – Hutniczej w Krakowie,
- mikroskopu polaryzacyjnego marki MEIJI oraz aparatu cyfrowego marki NIKON.

Badania przy użyciu mikroskopii polaryzacyjnej do światła odbitego wykonane zostały w celu identyfikacji minerałów kruszcowych występujących w analizowanych skałach oraz ich dokumentacji fotograficznej. Do tego celu wykorzystano mikroskop polaryzacyjny do światła odbitego Optiphot firmy NIKON, wyposażony w system komputerowy z kartą graficzną (frame graber) umożliwiającą przetwarzanie obrazów analogowych oraz program MultiSCAN 11a. Badania wykonano w Katedrze Geologii Żłozowej i Górniczej, Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH.

Do badań mikroskopii polaryzacyjnej wykorzystano szlify mikroskopowe nakryte oraz odkryte o grubości preparatu 20 μm , polerowane na polerze diamentowym. Przy identyfikacji minerałów wspomagano się danymi zawartymi w pracach Borkowskiej i Smulikowskiego (1973), Piestrzyńskiego (1992) oraz Nesse (2009).

4.3. Badania planimetryczne

Badania planimetryczne wykonano dla frakcji kruszonych marmurów i skały skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic. Do analiz wykorzystano 4 frakcje kruszonych marmurów szaroniebieskich:

- 0 – 1,5 mm,
- 1,5 – 2,5 mm,
- 2,5 – 6 mm,
- 6 – 16 mm,

oraz 4 frakcje kruszonych marmurów złocistych:

- 0 – 1,5 mm,
- 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany),
- 1,5 – 2,5 mm (kamień niepłukany),
- 2,5 – 6 mm,

a także 3 frakcje skały skaleniowo – kwarcowej:

- 0 – 3 cm,
- 0 – 5 cm,
- 0 – 8 cm,

oraz dwie próbki skały skaleniowo – biotytowej towarzyszącej skale skaleniowo – kwarcowej.

Badania planimetryczne frakcji kruszonego marmuru miały na celu określenie procentowej zawartości poszczególnych odmian barwnych tych skał w analizowanym

materiale pod kątem produkcji barwnych grysów i lastriko. Badania planimetryczne wykorzystano również do ilościowej analizy składu mineralnego skały skaleniowo – kwarcowej i skaleniowo – biotytowej. Pomiaru dokonano metodą skokową, wykorzystując półautomatyczny stolik Eltinox, przymocowany do mikroskopu cyfrowego marki MEIJI. W każdej z wyżej wymienionych próbek skalnych zliczono po 500 ziaren oraz wykonano dokumentację fotograficzną. Materiał do badań frakcji kruszonego marmuru otrzymano z zakładu przeróbczego należącego do firmy „MARMUR” Sławniowice Spółka z o.o. Materiał do badań skały skaleniowo – kwarcowej oraz skaleniowo – biotytowej pochodzi natomiast z wyrobiska.

4.4. Dyfraktometria rentgenowska (XRD)

Analizy rentgenograficzne (XRD) wykorzystano do identyfikacji składu mineralnego próbek wszystkich odmian badanych skał. Badania te zostały przeprowadzone przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego Philips APD X'Pert PW3020 znajdującego się w Laboratorium Rentgenograficznym na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo – Hutniczej w Krakowie. Badania rentgenograficzne wykonał mgr Adam Gawęł.

Do emisji promieniowania rentgenowskiego wykorzystano lampę miedziową CuK_{α} o długości fali 1,5414 Å. Do monochromatyzacji wiązki zastosowano refleksyjny monochromator grafitowy. Rejestrację w większości przypadków wykonano w zakresie kątowym $2 - 72^{\circ} 2\theta$ z krokiem pomiarowym równym $0,05/1^{\circ} 2\theta$. W przypadku obecności w analizowanej próbce minerałów ilastych stosowano zakres kątowy $2 - 30^{\circ} 2\theta$ z takim samym krokiem pomiarowym. W zależności od potrzeb, do analiz wykorzystywano preparaty proszkowe utarte w moździerzu agatowym w stanie powietrzno – suchym (nieorientowane), nasycone glikolem etylenowym oraz prażone przez 2 godziny w temperaturze $560^{\circ} C$ (Stoch, 1974; Środoń i Gawęł, 1988). W jednym przypadku zastosowano preparat proszkowy sedimentowany z zawiesiny wodnej na płytce szklanej. Rodzaj preparatu użytego do analizy zależał od charakteru badań i został podany w tekście. Do identyfikacji składników mineralnych badanych próbek skał posłużono się danymi wzorcowymi umieszczonymi w literaturze (Borkowska i Smulikowski, 1973; Stoch, 1974; Środoń i Gawęł, 1988; Gawęł i Muszyński, 1996; Górniak, 2008).

4.5. Skaningowa mikroskopia elektronowa z mikroanalizą EDS

Badania wykonane za pomocą mikroskopu elektronowego z przystawką EDS miały głównie charakter analiz jakościowych, które uzupełniły badania przy użyciu mikroskopii optycznej oraz analizę rentgenograficzną. Posłużyły one również do obserwacji morfologii wybranych minerałów oraz wykonania zdjęć w obrazach BSE i BSED. Badania przeprowadzono przy użyciu:

- mikroskopu elektronowego FEI Quanta wyposażonego w spektrometr EDS marki EDAX znajdującego się w Laboratorium Elektronowej Mikroskopii Skaningowej Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, badania wykonał mgr Adam Gawęł,
- ultra wysokorozdzielczego skaningowego mikroskopu elektronowego z działem z emisją polową (FEG – emiter SCHOTKYEGO) – NOVA NANO SEM 200 (producent FEI EUROPE COMPANY) współpracującego z analizatorem EDS firmy EDAX, który znajduje się w Laboratorium Mikroskopii Skaningowej i Mikroanalizy Wydziału Inżynierii Materiałowej i Ceramiki AGH, badania wykonała mgr inż. Barbara Trybalska.

Do badań wykorzystano:

- szlify mikroskopowe, polerowane na polerze diamentowym, odkryte o grubości preparatu 20 μm , napyłane oraz nienapyłane węglem,
- zgłady skał, polerowane na polerze diamentowym, nienapyłane,
- preparat proszkowy sedymentowany z zawiesiny wodnej na płytce szklanej, napyłony węglem.

4.6. Spektrometria masowa

Spektrometria masowa została wykorzystana do wykonania analiz chemicznych marmuru szaroniebieskiego oraz marmurów złocistych. Analizie chemicznej podlegały próbki wyżej wymienionych skał o masie około 3 kg, które rozkruszono ręcznie przy użyciu moździerza Abbicha, następnie uśredniano metodą stożka i pierścienia oraz pomniejszono metodą kwartowania, aż do uzyskania próbki o wadze 5 g, którą następnie utarto w moździerzu agatowym. Tak przygotowane, reprezentatywne próbki skał roztwarzano w mineralizatorze mikrofalowym firmy Perkin Elmer w stężonym (65%) kwasie azotowym, w temperaturze 230°C pod ciśnieniem 30 atm. Oznaczenie

wykonano na spektrometrze masowym z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP – MS) ELAN 6100 firmy Perkin Elmer znajdującym się w Laboratorium Hydrogeochemicznym Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH. Analizy wykonał mgr inż. Wiesław Knap. W tabeli 4.6.1 przedstawiono granice oznaczalności wybranych metali.

Tab. 4.6.1. Granice oznaczalności wybranych metali w ppm.

Metal	[ppm]	Metal	[ppm]
Ag	0,001	Ru	0,02
As	0,01	Se	0,1
Au	0,01	Sn	0,01
Be	0,01	Tl	0,001
Bi	0,001	V	0,004
Cd	0,01	W	0,002
Ce	0,001	Zr	0,01
Co	0,0005	B	0,01
Cr	0,04	Ba	0,002
Cu	0,01	Ca	0,01
Er	0,002	Fe	0,01
Eu	0,002	K	0,02
Hg	0,02	Li	0,001
La	0,001	Mg	0,02
Mo	0,01	Mn	0,0002
Nd	0,004	Na	0,02
Ni	0,01	P	0,01
Pb	0,002	S	0,2
Pd	0,01	Sr	0,0002
Pt	0,001	Zn	0,0002

4.7. Absorpcyjna spektrometria atomowa (ASA)

Absorpcyjną spektrometrię atomową (ASA) wykorzystano do wykonania podstawowych ilościowych analiz chemicznych dwóch frakcji skały skaleniowo – kwarcowej: frakcji 0 – 3 cm oraz 0 – 8 cm. Do tego celu wykorzystano spektrometr Philips PU – 9100X znajdujący się w Katedrze Mineralogii, Petrografii i Geochemii Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH. Badania wykonał mgr inż. Marek Sikora.

5. WYNIKI BADAŃ

5.1. Badania skały skaleniowo – kwarcowej

Przedmiotem przedstawionych poniżej wyników badań była skała skaleniowo – kwarcowa występująca w północnej i północno – zachodniej ścianie czynnego kamieniołomu nr 1 w złożu marmurów w Sławniowicach. Pojawia się ona w dwóch miejscach pierwszego poziomu eksploatacyjnego, w towarzystwie marmurów szaroniebieskich. Szerokość wychodni skały u podstawy na poziomie pierwszym wynosi około 40 – 50 m (Fig. 5.1.1). Obserwacje terenowe pozwoliły zauważyć, iż fragmenty wyżej wspomnianej skały występują również w obrębie marmurów szaroniebieskich. Przybierają one tutaj postać pojedynczych okruchów o większych rozmiarach, rozmieszczonych nieregularnie w marmurze lub też tworzą zespół drobniejszych, spłaszczonych form, ułożonych zgodnie z uławiceniem marmurów (Fig. 5.1.2). Ich obecność w marmurach może świadczyć o tym, że w momencie sedimentacji wapieni sławniowickich, z których powstały marmury, skała skaleniowo – kwarcowa występowała już w sąsiedztwie zbiornika, gdzie była rozmywana i redeponowana do tworzących się wapieni. Przybiera ona zatem formę ostańcową, co pozwala przypuszczać, że w głębszych partiach złoża ilość tej skały może być dużo większa. Powyższa obserwacja ma istotne znaczenie ze względów surowcowych.

W pobliżu wychodni skały skaleniowo – kwarcowej rozpoznano również drobnokrystaliczną skałę o barwie żółtawej, która charakteryzuje się dużą ilością drobnokrystalicznych skaleni oraz biotyту. Zarówno skała skaleniowo – kwarcowa, występująca w formie ostańca, jak i okruchów w obrębie marmurów szaroniebieskich oraz towarzysząca jej skała skaleniowo – biotyтуowa zostały poddane dokładniejszym badaniom.

Charakterystyka skały skaleniowo – kwarcowej

Wewnętrzna struktura badanej skały skaleniowo – kwarcowej jest niejednorodna. Jest to niemal biała skała o strukturze od średniokrystalicznej i grubokrystalicznej do pegmatytowej. Makroskopowo widoczne są w niej skalenie i kwarc oraz biotyт (Fig. 5.1.3). Zawartość biotyту jest zmienna. Odmiany grubiej krystaliczne i pegmatytowe zawierają nieco więcej dużych blaszek biotyту, często lekko zwietrzałego. Głównymi

składnikami tej skały są skalenie potasowe oraz kwarc. Zawsze jednak skaleń potasowy dominuje nad pozostałymi składnikami. W niektórych jej miejscach, głównie w środkowej części wychodni, obserwuje się natomiast delikatny wzrost zawartość kwarcu. Podrzednymi składnikami są plagioklasy, biotyt, muskowit, minerały ilaste (Duda i Pawlikowski, 2010b) oraz minerały akcesoryczne.



Fig. 5.1.1. Kamieniołom nr 1 w Sławniowicach z widoczną jasną skałą skalenieowo – kwarcową.



Fig. 5.1.2. Przykładowe okruchy skały skalenieowo – kwarcowej w marmurze szaroniebieskim. Ich ułożenie podkreśla równoległość pierwotnych form sedymentacyjnych.

Skaleniem potasowym rozpoznany w skale skalenieowo – kwarcowej jest **mikroklin** oraz **pertyt mikroklinowy**, który dodatkowo jest niekiedy skataklastyczny (Fig. 5.1.4). W skale spotyka się również niewielkie ilości **ortoklazu**. Kryształy skalenia są na ogół czyste, sporadycznie zawierają wrostki kwarcu lub plagioklazów. Niekiedy tworzą bliźniaki lub przerastają się z kwarcem np. kryształy kwarcu wrastają

w mikroklin (Fig. 5.1.5). Skalenie często są przeobrażone (ulegają serycytyzacji) i zwiertzałe, zwłaszcza w próbkach pobranych ze strefy znajdującej się blisko kontaktu skały z marmurem (Fig. 5.1.6). Obecność mikroklinu potwierdzona została rentgenograficznie (Fig. 5.1.8), ujawniając refleksy o wartościach $d_{hkl} = 3,86; 3,03; 2,96; 2,32; 2,08; 1,88 \text{ \AA}$.

Kwarc stanowi formy anhedralne, zaokrąglone lub też polikrystaliczne agregaty, tworzące tzw. mozaikę kwarcową. Wykazuje faliste wygaszanie światła spowodowane dynamicznymi odkształceniami. W przerostach ze skaleniowymi, które miejscami przybierają charakter mikropegmatytowy wykazują z nimi zgodną orientację optyczną (Fig. 5.1.5; por. Borkowska i Smulikowski, 1973). Kwarc na dyfraktogramie rentgenowskim (Fig. 5.1.8) zaznacza się silnymi liniami charakterystycznymi dla kwarcu – β .

Plagioklasy (Fig. 5.1.6) wykazują charakterystyczne polisyntetyczne zbliźniaczenia według prawa albitowego. Niekiedy tworzą kombinację różnych typów bliźniaczych. Spotykane są również jako wzrostki w skaleniach potasowych. Często objęte są procesem serycytyzacji. Z dyfraktogramu rentgenowskiego (Fig. 5.1.8) wynika, że stanowią one albit – oligoklaz.

Biotyt tworzy najczęściej większe blaszki, zarówno niezmięnione (Fig. 5.1.7), jak i mocno przeobrażone w minerały grupy chlorytu. **Muskowit** występuje w postaci bardzo drobnych blaszek (Fig. 5.1.7) oraz jako serycyt (Fig. 5.1.6).



Fig. 5.1.3. Przykładowe fragmenty skały skaleniowo – kwarcowej występującej w Sławniowicach.

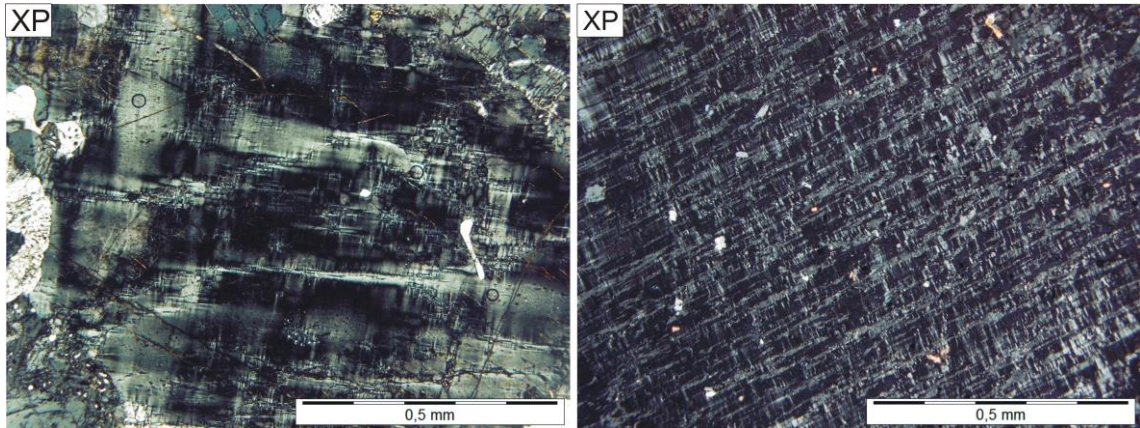


Fig. 5.1.4. Po lewej: Perthyt mikroklinowy. Po prawej: Perthyt mikroklinowy objęty kataklazą. Mikroskop polaryzacyjny.

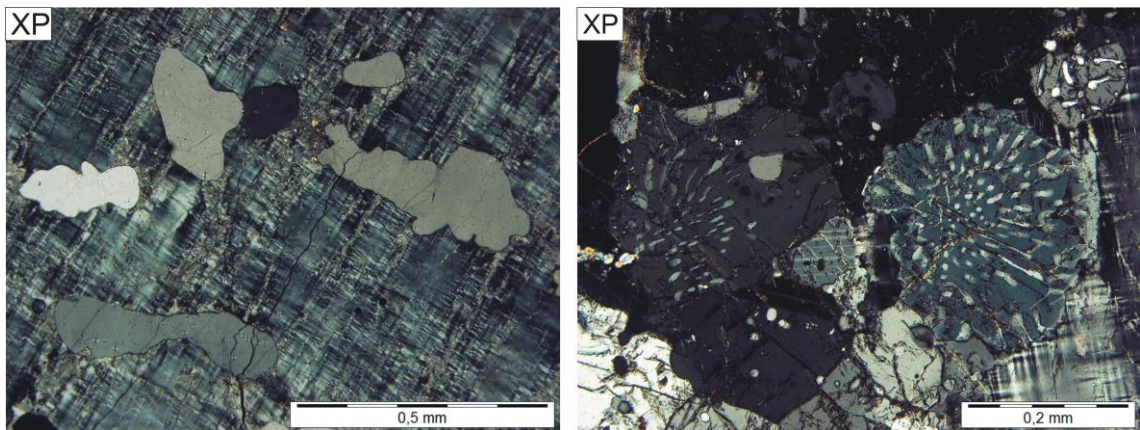


Fig. 5.1.5. Po lewej: Przerosty kwarcu w pertycie mikroklinowym. Po prawej: Przerosty mikropegmatytowe kwarcu w skaleniach. Mikroskop polaryzacyjny.

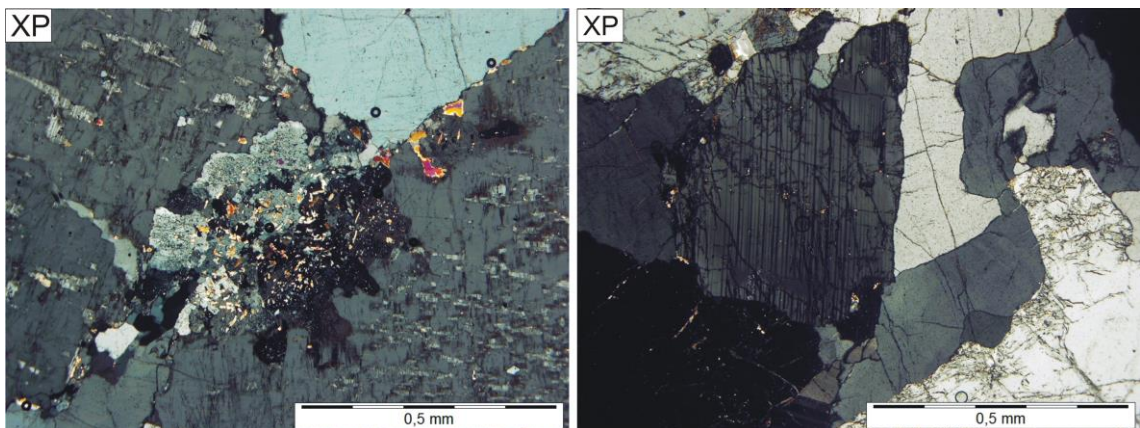


Fig. 5.1.6. Po lewej: Serycytyzacja skaleni potasowych. Po prawej: Zbliźniaczony plagioklaz w towarzystwie skaleni potasowych. Mikroskop polaryzacyjny.

Z minerałów akcesorycznych rozpoznano apatyt, rutyl oraz tlenki i wodorotlenki Fe. **Apatyt** ma formę niewielkich, euhedralnych kryształów (Fig. 5.1.7), występujących pojedynczo lub tworzących większe skupienia. Najczęściej stanowi on wrostki w skaleniach. **Rutyl** wykształcony jest w postaci drobnych słupków lub anedralnych kryształów. Występuje głównie w blaszkach niezmienionego biotyту (Fig. 5.1.7).

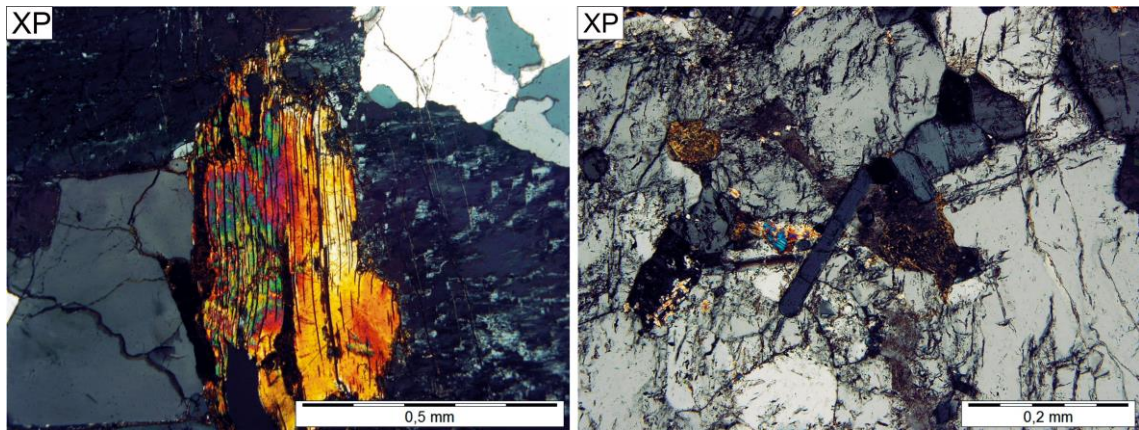


Fig. 5.1.7. Po lewej: Blaszka niezmienionego biotyту z wrostkami rutylu. Po prawej: Kryształ apatytu oraz blaszka muskowitu tkwiąca w skaleniu potasowym. Mikroskop polaryzacyjny.

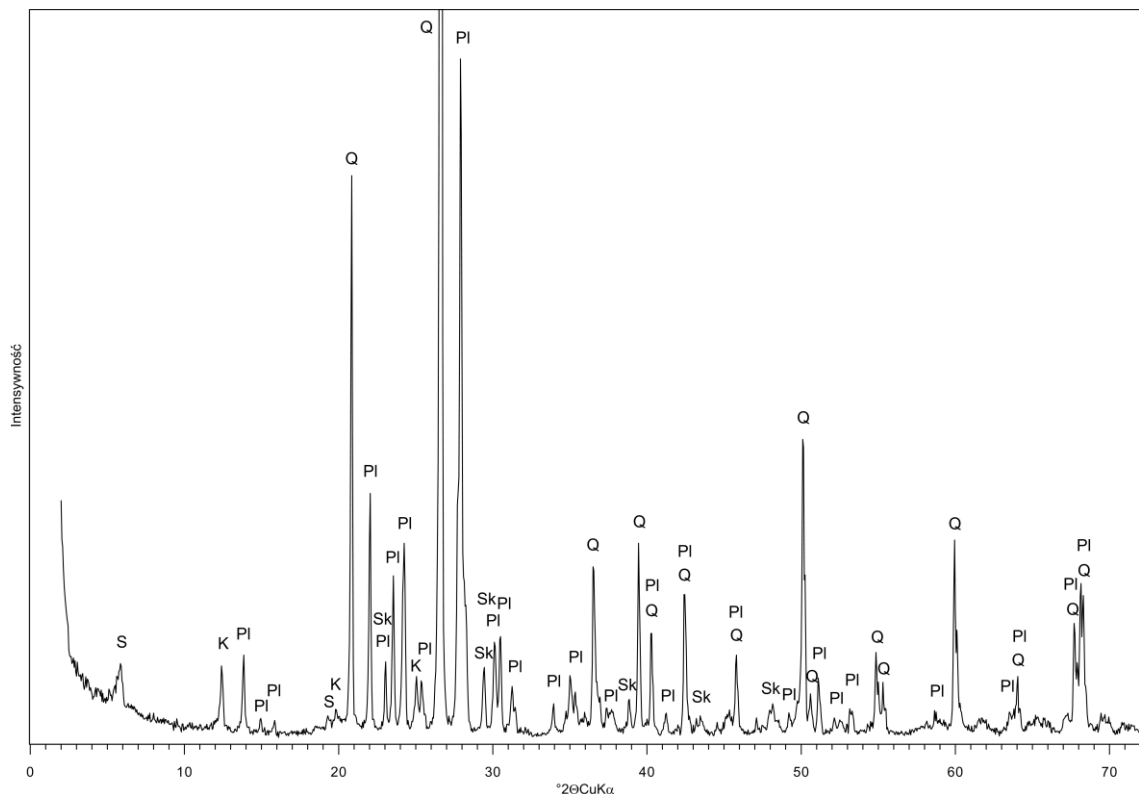


Fig. 5.1.8. Dyfraktogram rentgenowski skały skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic. K – kaolinit, PI – plagioklaz typu albit – oligoklaz, Q – kwarc, S – smektyt, Sk – skaleń potasowy (mikroklin).

W celu bardziej szczegółowego rozpoznania morfologii skaleni i występujących w nich mikrowrostków oraz produktów ich wietrzenia wykonano badania skaningowe z mikroanalizą EDS. W analizie zwrócono również uwagę na kontakt skaleni z kryształami kwarcu.

Obserwacje morfologii czystych kryształów kwarcu i skaleni (Fig. 5.1.9) sugerują, że kontaktują się one ze sobą bezpośrednio i w większości przypadków bez stref przejściowych. W skaleniach ujawniają się systemy spękań (Fig. 5.1.9), wynikające zarówno ze znakomitej łupliwości tych minerałów, jak i najprawdopodobniej z wtórnych zjawisk kataklazy, którą zaobserwowano już w obrazach mikroskopowych. Kryształy te charakteryzują się znaczną czystością, a różnego rodzaju wrostki występują głównie w tych osobnikach, które objęte są procesem wietrzenia. Dotyczy to zwłaszcza próbek znajdujących się na kontakcie skały skaleniowo – kwarcowej z otaczającymi ją marmurami. Produktami wietrzenia skaleni są hydromiki, minerały ilaste, rzadziej węglany. Tworzą one w skaleniach i na kontakcie z kwarcem skupienia wtórnych, najczęściej drobnych i anhedralnych kryształów (Fig. 5.1.10). Analizy EDS tych skupień mineralnych wskazują, że są to zarówno glinokrzemiany wapnia (Fig. 5.1.11), glinokrzemiany wapniowo – magnezowo – żelazowe i niemal czyste glinokrzemiany (Fig. 5.1.11). Spotykany jest również wtórny, niemal czysty kwarc.

Badania SEM – EDS wyseparowanej ze skały skaleniowo – kwarcowej frakcji minerałów ilastych (produkt przeobrażenia skaleni) wykazały, że stanowią one formy wachlarzowate, wchodzące w skład agregatów charakterystycznych dla kaolinitu. Obecne są także mikrokrystaliczne łuseczki i płytki typowe dla innych minerałów ilastych (Fig. 5.1.12). Dyfraktometria rentgenowska (Fig. 5.1.13) wykazała, że są to agregaty kaolinitu, smektytu oraz illitu. Kaolinit manifestuje swoją obecność ostrym refleksem o wartości $d_{hkl} = 7,26 \text{ \AA}$, który po nasyceniu glikolem etylenowym nie zmienia swojego położenia. Dla smektytów diagnostyczny jest natomiast wyraźny pik o wartości $d_{hkl} = 15,18 \text{ \AA}$, który na dyfraktogramie rentgenowskim po ich nasyceniu glikolem etylenowym ulega przesunięciu do wartości $d_{hkl} = 17,28 \text{ \AA}$. Od minerałów grupy illitu pochodzi niezbyt intensywna linia o wartości $d_{hkl} = 10,09 \text{ \AA}$, która podobnie jak w przypadku kaolinitu nie zmienia swojego położenia po nasyceniu glikolem etylenowym (Duda i Pawlikowski, 2010b).

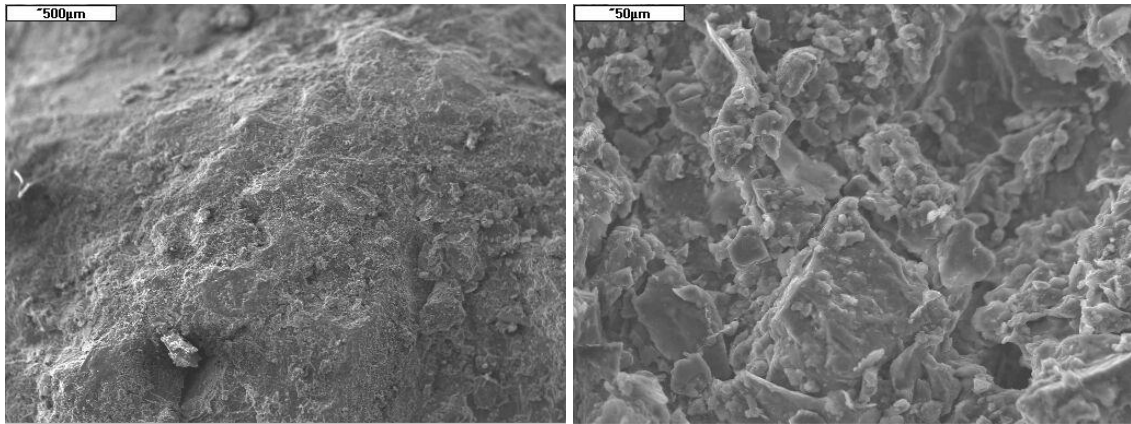


Fig. 5.1.9. Obrazy z mikroskopu elektronowego powierzchni kwarcu na kontakcie ze skałeniem (po lewej) oraz powierzchni mikroklinu z systemem spękań będących wynikiem łupliwości i kataklazy (po prawej).

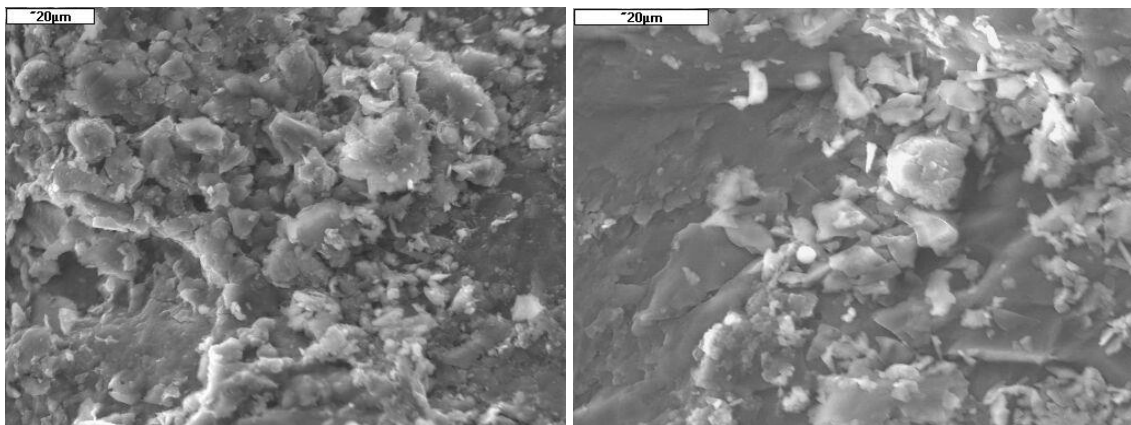


Fig. 5.1.10. Obrazy z mikroskopu elektronowego wtórnych skupień minerałów w mikroklinie (po lewej) oraz na kontakcie skałenienia z kwarcem (po prawej).

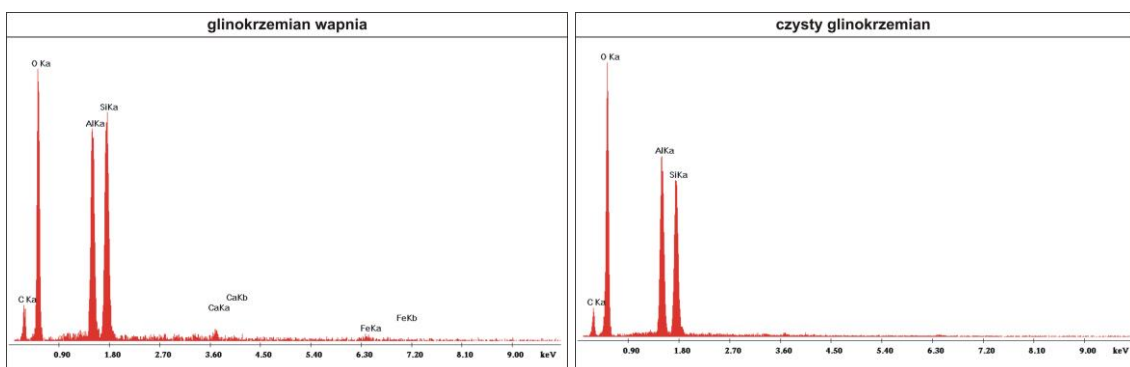


Fig. 5.1.11. Widma EDS glinokrzemianu wapnia oraz niemal czystego glinokrzemianu ze zwietrzałego skałenienia.

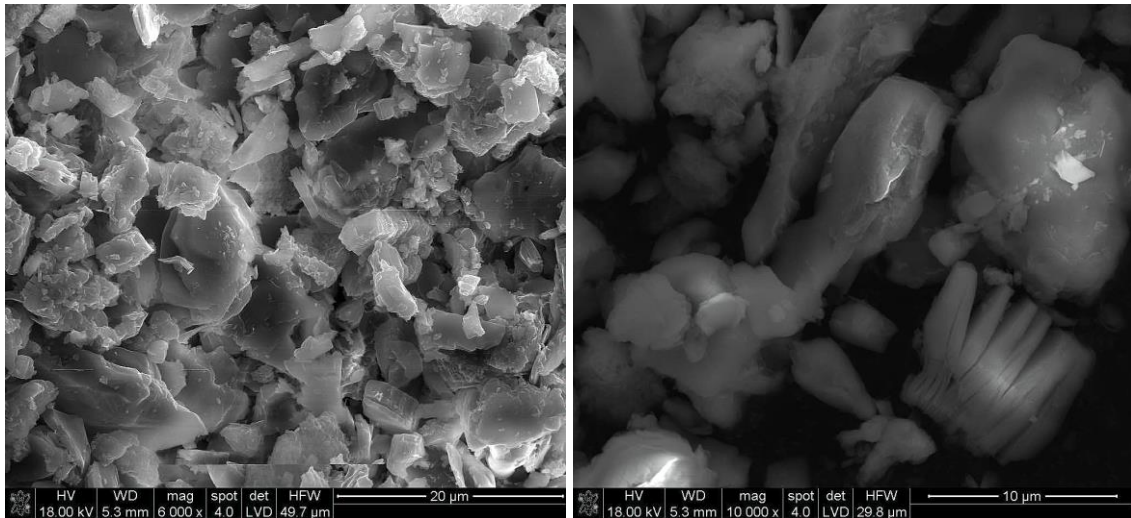


Fig. 5.1.12. Obrazy BSE frakcji minerałów ilastych wydzielonych ze skały skaleniowo – kwarcowej, wykształconych w postaci mikrokryształicznych łuseczek i płytek (po lewej) oraz wachlarzowato ułożonych agregatów blaszek, prawdopodobnie kaolinitu (po prawej).

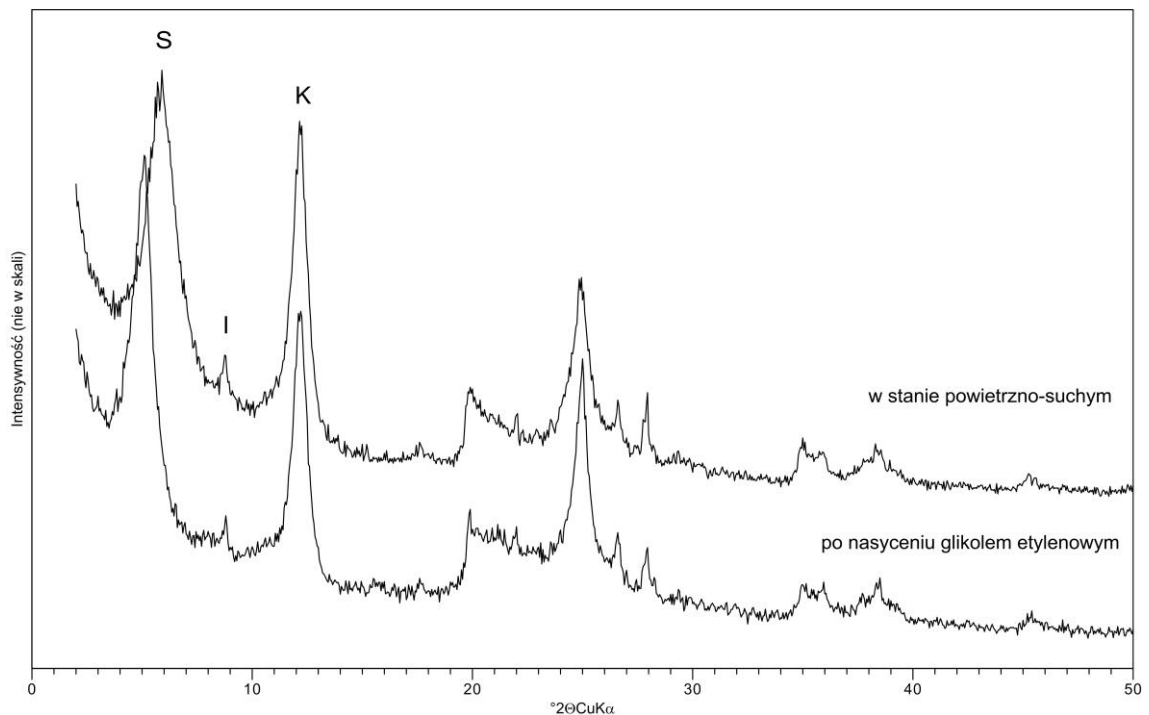


Fig. 5.1.13. Dyfraktogram rentgenowski produktów przeobrażenia skałeni (preparat sedymentowany). I – illit, K – kaolinit, S – smektyt.

Dla skały skaleniowo – kwarcowej wykonano dodatkowo ilościowe analizy planimetryczne trzech frakcji ziarnowych powstałych podczas kruszenia skały. Frakcja 0 – 5 cm pobrana została z hałdy znajdującej się u podnóża badanego ostańca, natomiast frakcje o grubości ziaren 0 – 3 cm oraz 0 – 8 cm pobrane zostały bezpośrednio z wychodni. Wyniki analiz mikroskopowych zostały zestawione w tabeli 5.1.1.

Wyraźnie widać, że próbki pobrane z wychodni (frakcja 0 – 3 cm i 0 – 8 cm) różnią się znacząco od próbki pobranej z hałdy (frakcja 0 – 5 cm). W próbkach pobranych z wychodni dominującym składnikiem jest skaień potasowy i kwarc. W próbce z hałdy sytuacja przedstawia się odwrotnie – najwięcej jest kwarcu, a nieco mniej skałeni potasowych. Dodatkowo znajdują się tutaj spore ilości minerałów ilastych oraz okruchów skał metamorficznych. Frakcje pobrane z wychodni nie różnią się znacząco od siebie.

Próbki pobrane z wychodni, a mianowicie frakcje 0 – 3 cm i 0 – 8 cm zostały również poddane badaniom chemicznym. Wyniki tych analiz zestawiono w tabeli 5.1.2. Wykazują one, że dominującymi składnikami są SiO_2 oraz Al_2O_3 , co jest zrozumiane z racji, że skała zbudowana jest niemal w całości z glinokrzemianów. Zawartość tych tlenków nie różni się znacząco między tymi frakcjami. Różnica pojawia się przy zawartości CaO , którego jest znacznie więcej we frakcji drobniejszej. Frakcja grubsza posiada natomiast większą zawartość K_2O oraz mniejszą Fe_2O_3 .

Tab. 5.1.1. Wyniki analizy planimetrycznej trzech frakcji ziarnowych skały skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic (% obj.)

Składnik	frakcja 0 – 5 cm	frakcja 0 – 3 cm	frakcja 0 – 8 cm
kwarc	43,0	13,8	15,6
mikroklin	13,4	47,3	51,8
pertyt	5,2	31,3	26,3
ortoklaz	11,4	6,4	4,9
plagioklaz	0,5	0,5	0,7
biotyt	0,5	0,1	0,0
muskowit	0,1	0,1	0,1
minerały nieprzezroczyste	0,1	0,1	0,0
minerały ilaste	19,6	0,4	0,6
fragmenty skał metamorficznych	6,2	0,1	0,0
SUMA	100	100	100

Tab. 5.1.2. Wyniki analiz chemicznych dwóch frakcji skały skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic pobranych z wychodni (% obj.)

Składnik	frakcja 0 – 3 cm	frakcja 0 – 8 cm
SiO ₂	63,10	70,28
Al ₂ O ₃	16,10	19,95
MgO	0,75	0,05
CaO	8,95	1,02
Na ₂ O	2,55	2,48
K ₂ O	2,82	5,56
Fe ₂ O ₃	1,15	0,12
MnO	0,01	0,01
TiO ₂	0,05	0,01
całkowita strata prażenia	4,27	0,46
SUMA	99,75	99,94

Charakterystyka skały skaleniowo – biotytowej

Obserwacje mikroskopowe skały skaleniowo – biotytowej (Fig. 5.1.14 – 5.1.15) wykazały, że jest ona zmieniona w procesach wietrzeniowych oraz objęta zjawiskami wtórnej mineralizacji węglanowej i miejscami, choć w mniejszym stopniu krzemionkowej. Analizy składu mineralnego zestawione w tabeli 5.1.3 wskazują, że dominującym składnikiem są **skalenie potasowe**, których ilość liczona łącznie z pertytem stanowi od 50 do 55% objętościowych skały. Obok skalenia potasowego, przeważnie w różnym stopniu zwietrzałego, reprezentowanego głównie przez ortoklaz oraz w mniejszym stopniu przez mikroklin, występują również kwaśne **plagioklasy**, przeważnie objęte zwietrzeniem.

Drugim ilościowo składnikiem badanej skały jest biotyt, który osiąga nawet 35% objętościowych. Jest on przeważnie zwietrzały, a uwolnione z niego żelazo nadaje skale barwę brunatną. Są to przeważnie tlenki i wodorotlenki żelaza z domieszką manganu. Biotyt przeobrażony jest miejscami w zielone chloryty.

Kwarc obecny jest w tej skale w niewielkiej ilości (do 7,7% objętościowego). Tworzy przeważnie skupienia, w których jest skatakłazowany. W badanych próbkach napotkano także węglany, reprezentowane głównie przez dolomit, rozproszone

amfibole i pirokseny oraz minerały kruszcowe. Ich łączna zawartość waha się w granicach 3,8 – 10,5% objętościowych.

Skałę przecinają liczne żyłki kwarcowe i dolomitowe. Spotyka się w niej także skupienia wtórnego chlorytu i związków żelaza, które często zacierają obraz mikroskopowy skały.

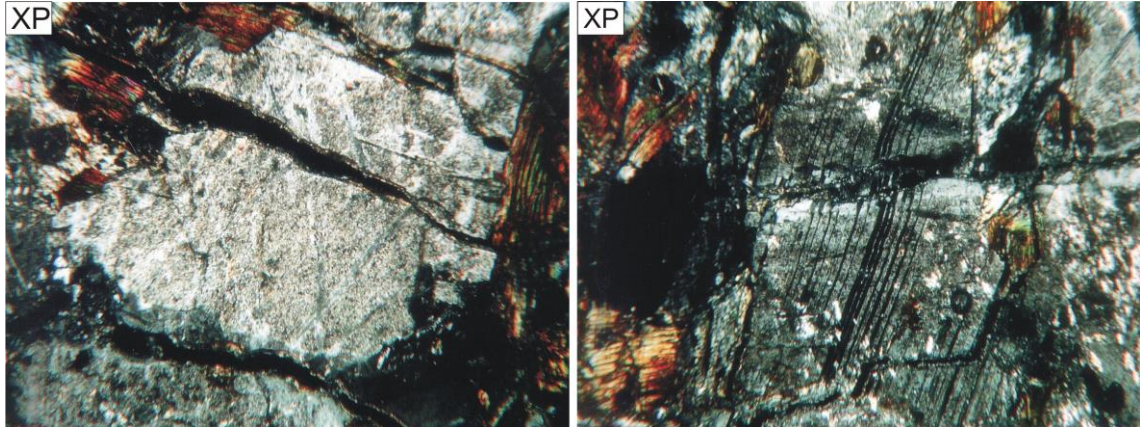


Fig. 5.1.14. Po lewej: Skataklazowany ortoklaz objęty procesem wietrzenia. Po prawej: Skataklazowany albit objęty procesem wietrzenia. Mikroskop polaryzacyjny, pow. 50x.

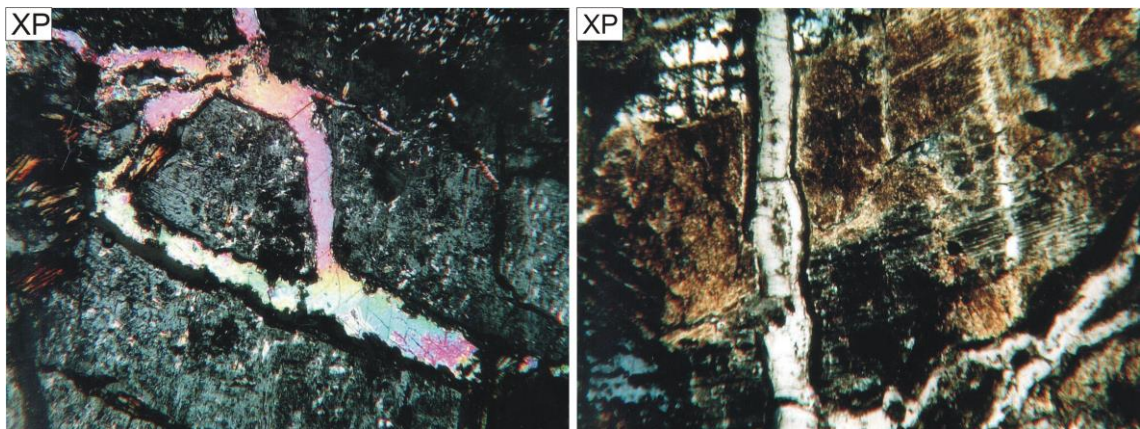


Fig. 5.1.15. Po lewej: Ortoklaz przecięty żyłką dolomitową. Po prawej: Zmieniony ortoklaz przecięty wtórnymi żyłkami kwarcowymi. Mikroskop polaryzacyjny, pow. 50x.

W związku z występowaniem w skale różnego rodzaju drobnokrystalicznych wtrąceń mineralnych wykonano także pogładowe obserwacje skaningowe. Wynika z nich, że biotyt, którego skała zawiera miejscami spore ilości charakteryzuje się bardzo zmiennym stopniem zachowania. Obok blaszek zupełnie świeżych, występują również osobniki silnie zmienione oraz towarzyszące im wydzielania produktów wtórnych: tlenków żelaza i manganu (Fig. 5.1.16).

Tab. 5.1.3. Wyniki analizy planimetrycznej zwietrzalej skały skaleniowo – biotytowej (% obj.)

Minerał	próbka 1	próbka 2
kwarc	7,4	6,3
ortoklaz i mikroclin	55,2	47,3
pertyt	2,0	3,1
plagioklaz	6,7	5,2
biotyt	18,2	34,3
węglany	7,4	0,0
minerały rudne	1,3	0,2
pirokseny i amfibole	1,8	3,6
SUMA	100	100

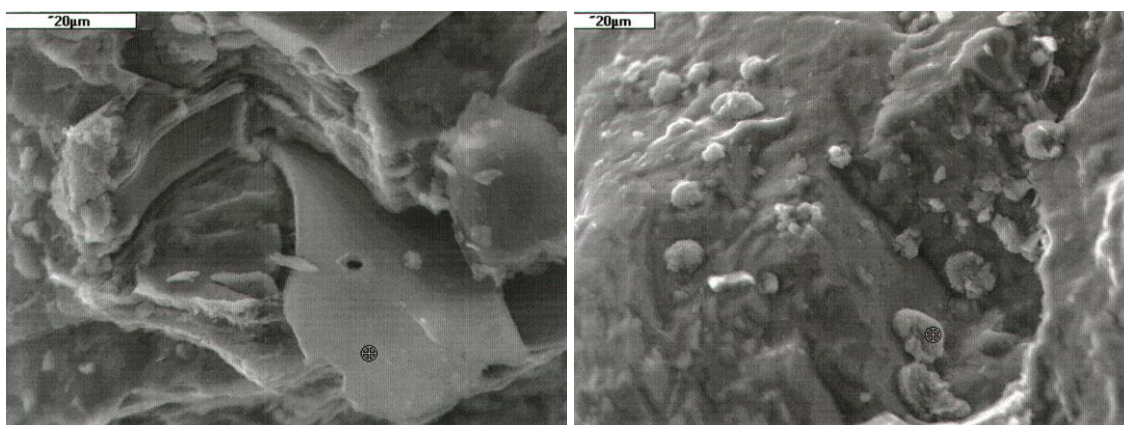


Fig. 5.1.16. Obrazy z mikroskopu elektronowego. Po lewej: Blaszka niezmienionego biotyту. Po prawej: W pobliżu zwietrzalego biotyту wtórne agregaty związków Mn i Fe.

5.2. Badania marmurów złocistych w aspekcie pierwotnej sedimentacji

Jedną z obecnie eksploatowanych odmian marmurów sławniowickich są tzw. marmury złociste. Są to zdolomityzowane odmiany marmurów szaroniebieskich, które charakteryzują się przeważnie żółto – złocistą barwą. Wykazują one strukturę równoblastyczną, przeważnie średnio i drobnoblastyczną oraz teksturę mikroporowatą. Często zaznacza się w nich pasiastość, bądź też drobna laminacja. Cechy te uznano za

ślady pierwotnej sedymentacji badanych marmurów i poddano je dokładniejszej analizie. Do analiz wytypowano fragmenty skał, w których makroskopowo widoczna była drobna laminacja. Zaznacza się ona występowaniem cienkich, kilkumilimetrowych lamin o falistym przebiegu, wypełnionych materiałem chlorytowo – mikowym (Fig. 5.2.1), które przeławicają kilkucentymetrowe warstwy, zbudowane głównie z dolomitu oraz w mniejszej ilości z kalcytu. Często są one zmienione procesami wtórnymi. Charakteryzują się słabo zróżnicowaną amplitudą wysokości, sięgającą od ok. 0,1 cm do maksymalnie 1 cm, a także niewielką szerokością rzędu kilku milimetrów. Występujące w marmurach złocistych laminy obecne są głównie pomiędzy warstwami dolomitycznymi i wykazują przebieg równoległy do uławicenia (Duda i Pawlikowski, 2011).

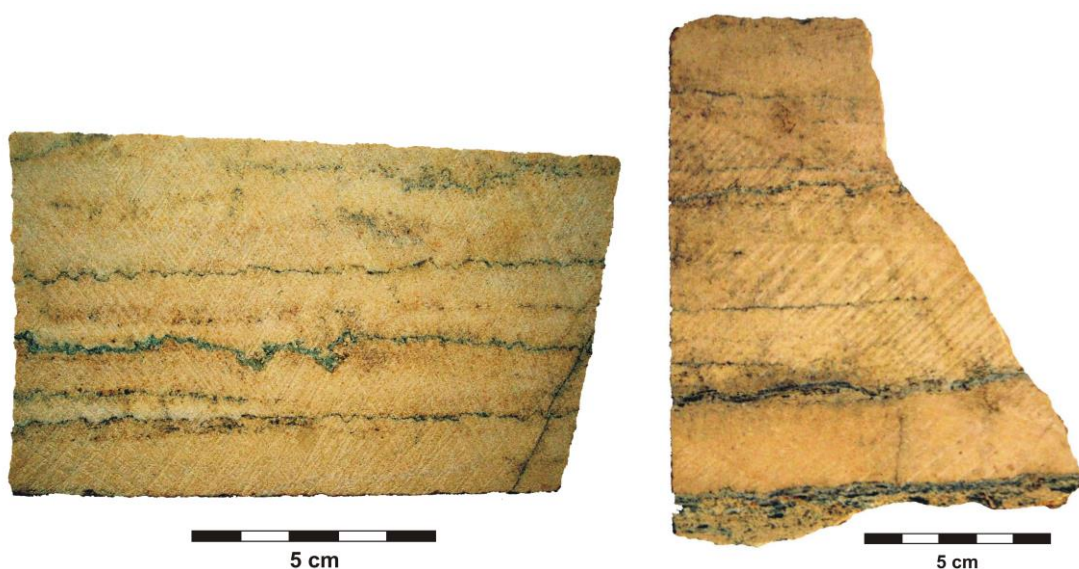


Fig. 5.2.1. Marmury złociste ze Sławniowic wykazujące ślady pierwotnej laminacji.

Badania mikroskopowe materiału z lamin wykazały, że wypełnione są one przez minerały z grupy chlorytów, węglany, a także minerały z grupy mik oraz podrzędnie minerały akcesoryczne takie jak: rutyl, tytanit, apatyt, cyrkon, monacyt, tlenki i wodorotlenki Fe – Mn oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?) (Duda i Pawlikowski, 2011).

Chloryty w badanych próbkach tworzą najczęściej agregaty różnie zorientowanych blaszek i łusek. Są one bezbarwne o niskich (szarych) barwach interferencyjnych (Fig. 5.2.2). Według Borkowskiej i Smulikowskiego (1973) intensywność zabarwienia chlorytów zależy od ilości żelaza, a bezbarwne w płytkach cienkich odznaczają się niską zawartością żelaza. Potwierdziły to analizy EDS przedstawione na figurze 5.2.3 oraz ich porównanie z widmem EDS przykładowego żelazistego chlorytu podanego

przez Severina (Fig. 5.2.4). Obecność chlorytów potwierdzona została również badaniami rentgenowskimi przedstawionymi na figurze 5.2.6. Diagnostycznymi dla tego minerału są ostre piki o wartościach $d_{hkl} = 14,32; 7,13; 4,74; 3,56; 2,84; 2,54 \text{ \AA}$, które nie koincydują z liniami współwystępujących faz.

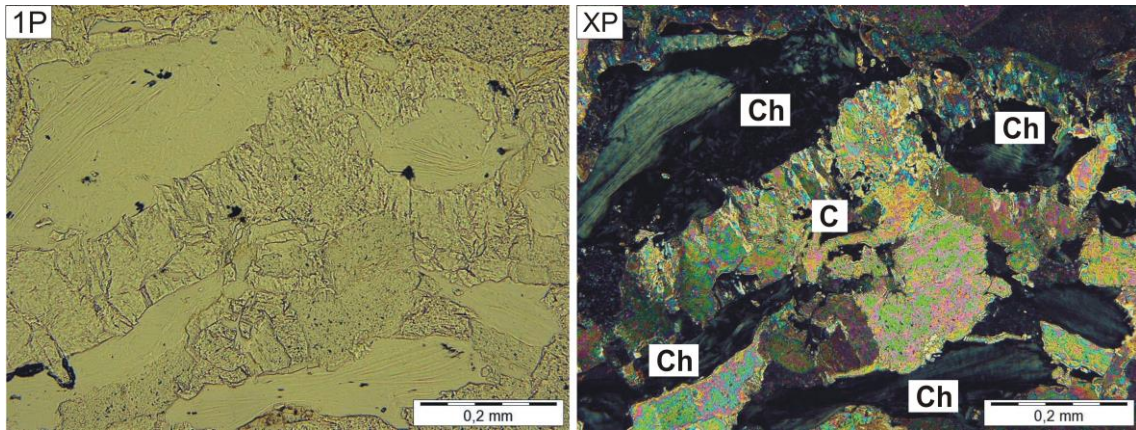


Fig. 5.2.2. Agregaty minerałów chlorytowych oraz blasty kalcytu z lamin sławniowickich marmurów zlocistych. C – kalcyt, Ch – chloryty. Mikroskop polaryzacyjny.

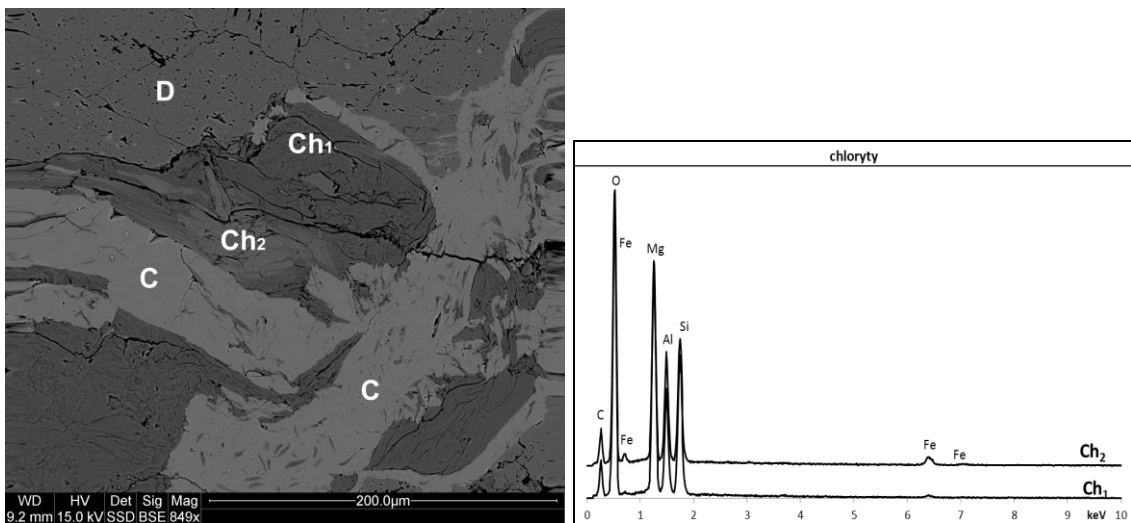


Fig. 5.2.3. Obraz BSE oraz widma EDS przedstawiające chloryty występujące w laminach marmurów zlocistych. C – kalcyt, Ch₁, Ch₂ – chloryty, D – dolomit.

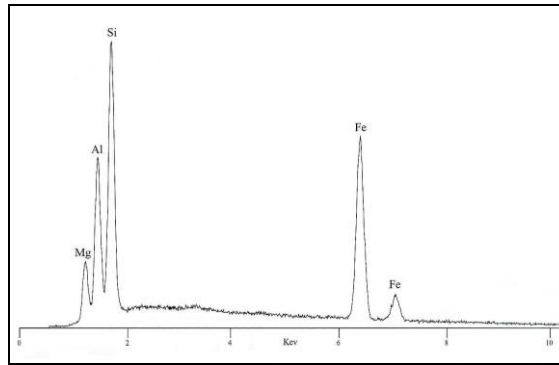


Fig. 5.2.4. Widmo EDS przedstawiające przykładowy żelazisty chloryt według Severina (2004).

Chloryty obecne w badanych laminach są produktami wtórnymi, głównie po pierwotnych minerałach ilastych oraz sporadycznie po mikach. Nieliczenie występujące w laminach łuszczki uległy często całkowitemu przeobrażeniu w chloryt, jednak niekiedy można spotkać jedynie częściowo schlorytyzowane ich blaszki (Fig. 5.2.5). Przeobrażenie mik przebiega od brzegów blaszek i biegnie do wnętrza minerału. W płytkach cienkich są one bezbarwne i charakteryzują się żywymi barwami interferencyjnymi. Obecność mik została stwierdzona również badaniami przy użyciu dyfraktometrii rentgenowskiej (Fig. 5.2.6) oraz mikroskopii skaningowej (Fig. 5.2.7). Na dyfraktogramie rentgenowskim ujawniają one charakterystyczny dla siebie zespół refleksów $d_{hkl} \approx 10,0; 5,0; 3,3; 2,0 \text{ \AA}$. Analiza EDS wykazała natomiast, że zawierają w swoim składzie chemicznym K, Mg, a także niewielkie ilości Fe i Ti. Powyższe obserwacje sugerują, że minerałem z grupy mik ulegającym chlorytyzacji jest prawdopodobnie biotyt (Duda i Pawlikowski, 2011). Podobne wnioski wysuwają również Bereś i in. (1966).

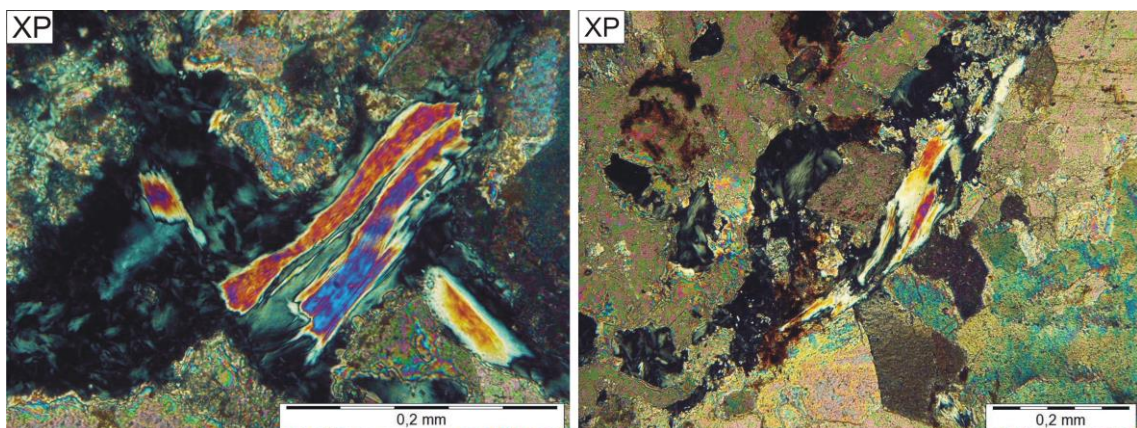


Fig. 5.2.5. Blaszkki mik ulegające chlorytyzacji. Mikroskop polaryzacyjny.

którego udział wskazuje zespół refleksów o wartościach $d_{hkl} = 3,03; 2,28; 2,09; 1,91; 1,87 \text{ \AA}$ widocznych na dyfraktogramie (Fig. 5.2.6) oraz charakterystyczne dla kalcytu widmo EDS (Fig. 5.2.11). Dyfraktogram rentgenowski materiału z lamin ujawnia również obecność dolomitu, dla którego diagnostyczne są piki o wartościach $d_{hkl} = 2,89; 2,19; 2,01; 1,80; 1,78 \text{ \AA}$. Mineral ten pochodzi z warstw dolomitycznych, który trafił do badanego materiału podczas pobierania prób do analizy.

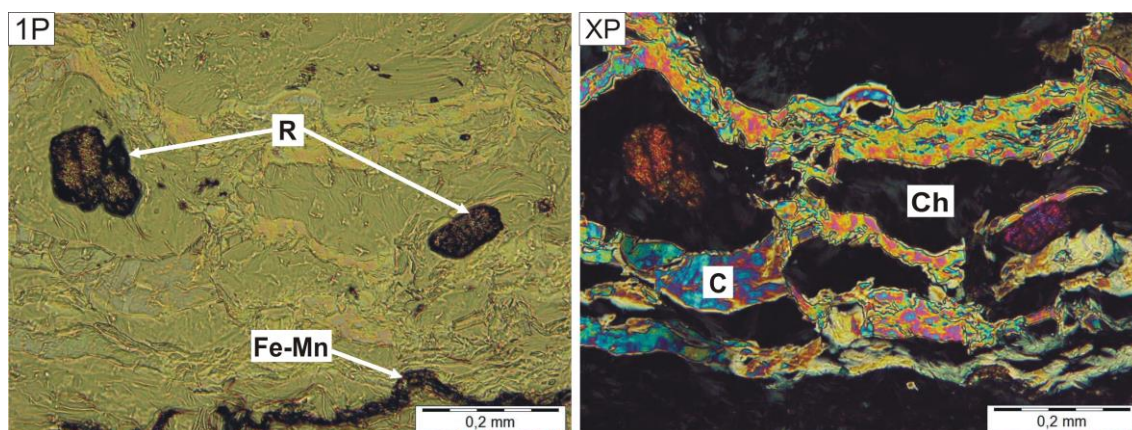


Fig. 5.2.8. Agregaty chlorytowe z wzrostkami rutylu, poprzecinane blastami kalcytu. C – kalcyt, Ch – minerały z grupy chlorytów, Fe – Mn – tlenki i wodorotlenki Fe – Mn, R – rutyl. Mikroskop polaryzacyjny.

Jak już wspomniano wcześniej, **minerały akcesoryczne** w laminach to głównie rutyl, tytanit, apatyt i sporadycznie cyrkon, monacyt, tlenki i wodorotlenki Fe – Mn oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?). Występują one przede wszystkim w obrębie agregatów chlorytowych, znacznie rzadziej w blastach kalcytu lub na pograniczu chlorytów i węglanów. Najczęściej tworzą niewielkie skupienia, a rzadziej występują w formie pojedynczych osobników.

Tytanit ma przeważnie postać nieregularnych kryształów, tylko niekiedy przybiera formę zbliżoną do euhedralnych (Fig. 5.2.9). **Rutyl** tworzy drobne, o słupkowym bądź nieregularnym kształcie kryształy (Fig. 5.2.8, 5.2.10 – 5.2.11). Charakteryzuje się bardzo wysokim reliefem, blado żółtą barwą i żywymi (wysokimi) barwami interferencyjnymi. **Apatyt** jest bezbarwny i przeważnie tworzy niewielkie, anedralne lub izometryczne kryształy (Fig. 5.2.10 – 5.2.11). Sporadycznie spotkać można również **cyrkon** (Fig. 5.2.9 – 5.2.11) oraz **monacyt** (Fig. 5.2.10 – 5.2.11) tworzące drobne, odpowiednio krótkosłupkowe i tabliczkowe kryształy. W laminach obecne są także trudne do jednoznacznej identyfikacji **tlenki i wodorotlenki Fe – Mn** (Fig. 5.2.8) oraz

tlenek Mn – Ba, przypuszczalnie hollandyt (?) (Fig. 5.2.10 – 5.2.11). Występują one przeważnie w formie małych wtrąceń pomiędzy węglanami a agregatami chlorytowymi.

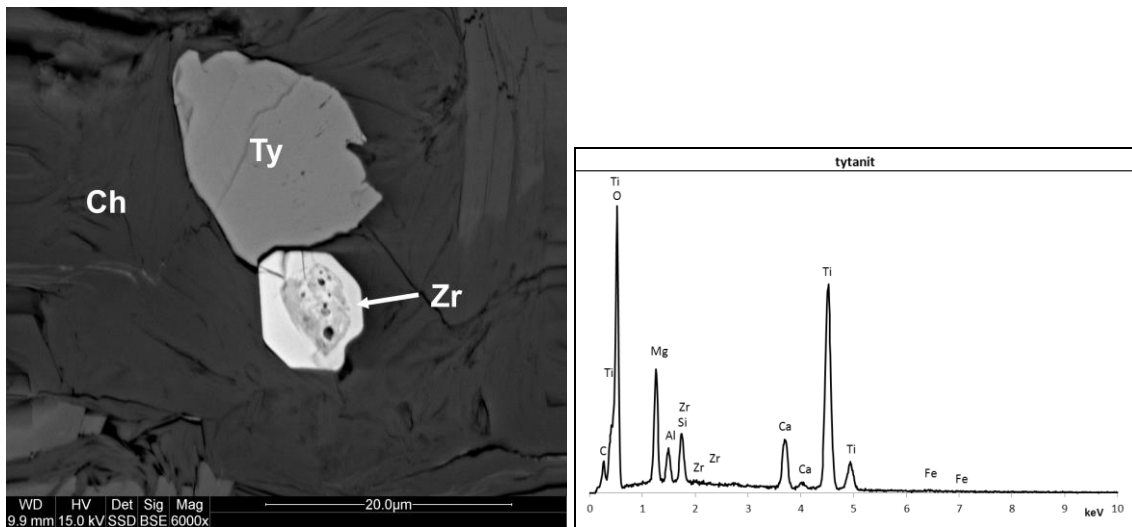


Fig. 5.2.9. Obraz BSE tytanitu oraz cyrkonu tkwiących w mineralach z grupy chlorytów oraz widmo EDS tytanitu. Ch – minerały z grupy chlorytów, Ty – tytanit, Zr – cyrkon.

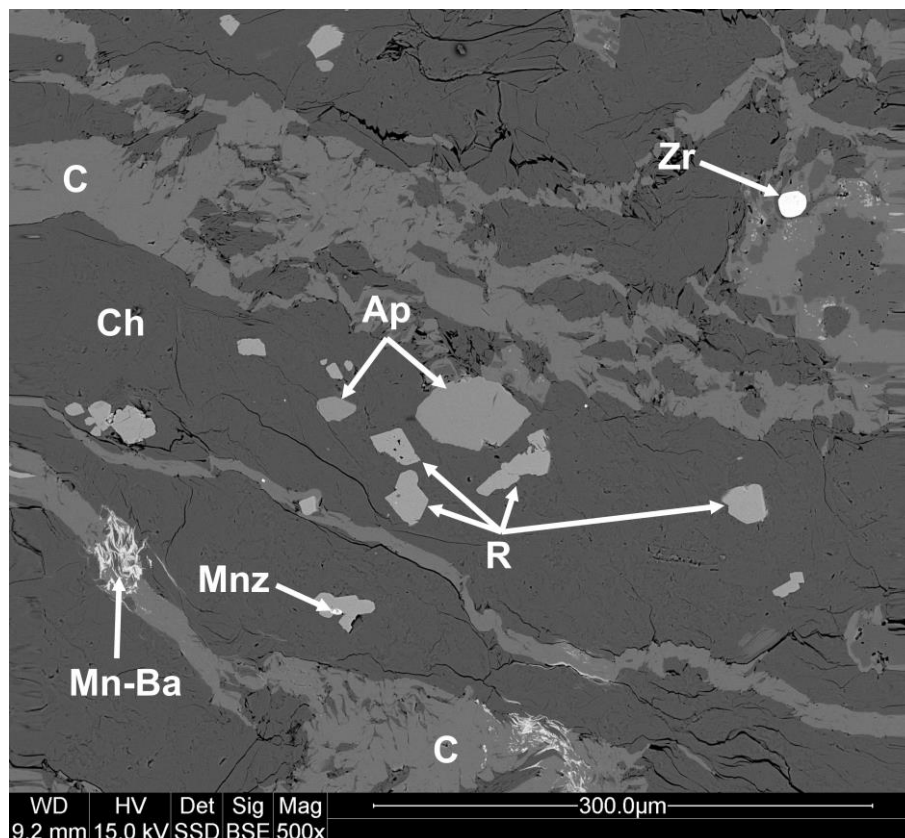


Fig. 5.2.10. Obraz BSE mineralów akcesorycznych tkwiących w agregatach chlorytowych oraz kalcycie. Ap – apatyt, Ch – minerały z grupy chlorytu, C – kalcyt, Mn – Ba – tlenek Mn – Ba (hollandyt?), Mnz – monacyt, R – rutyl, Zr – cyrkon.

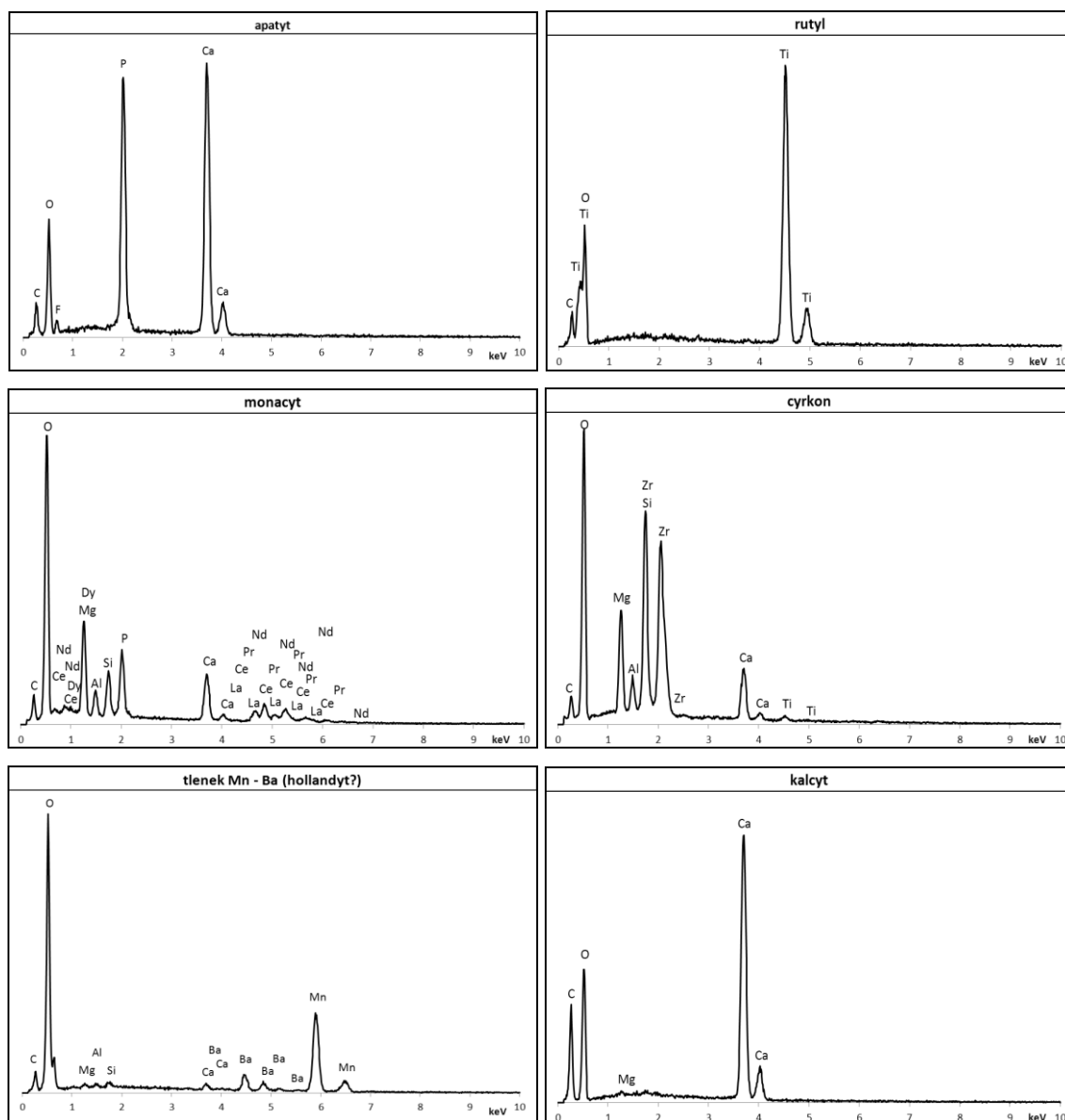


Fig. 5.2.11. Widma EDS minerałów przedstawionych na figurze 5.2.10.

W marmurach złocistych, oprócz struktur „sedymencyjnych”, obserwuje się brązowo – pomarańczowe formy kuliste (Fig. 5.2.12), których średnica waha się od około 1 do 5 cm. Poddane szczegółowym badaniom stwierdzono, że występuje w nich brązowe jądro oraz pomarańczowa obwódka (Fig. 5.2.13).

Badania mikroskopowe ujawniły, że badana forma zbudowana jest z węglanów i wodorotlenków żelaza oraz sporadycznie z kwarcu. Blasty węglanów mają nieregularną postać, pomiędzy którymi występują drobne szczeliny i pory wypełnione tlenkami żelaza (Fig. 5.2.14). Analiza XRD (Fig. 5.2.15) wykazała, że węglany reprezentowane są zarówno przez kalcyt, jak również dolomitu. Na dyfraktogramie

rentgenowskim ujawniają się także piki charakterystyczne dla goethytu ($d_{hkl} = 4,19; 2,70; 2,45; 2,19; 1,72 \text{ \AA}$). Ich intensywność na dyfraktogramie brązowej części formy kulistej jest nieco większa niż na dyfraktogramie części pomarańczowej. Wynika to z większej koncentracji goethytu w części wewnętrznej formy kulistej niż w obwódce, co przekłada się na różnicę w barwie pomiędzy tymi dwoma częściami. Kwarc tworzy nieregularne, szkieletowe, wtórne kryształy ujawniające refleksy o wartościach $d_{hkl} = 4,25; 3,34; 2,45; 2,28; 1,54; 1,38 \text{ \AA}$.



Fig. 5.2.12. Kuliste formy obserwowane w marmurach złocistych.



Fig. 5.2.13. Przykładowa kulista forma o brązowym jądrze i pomarańczowej obwódce.

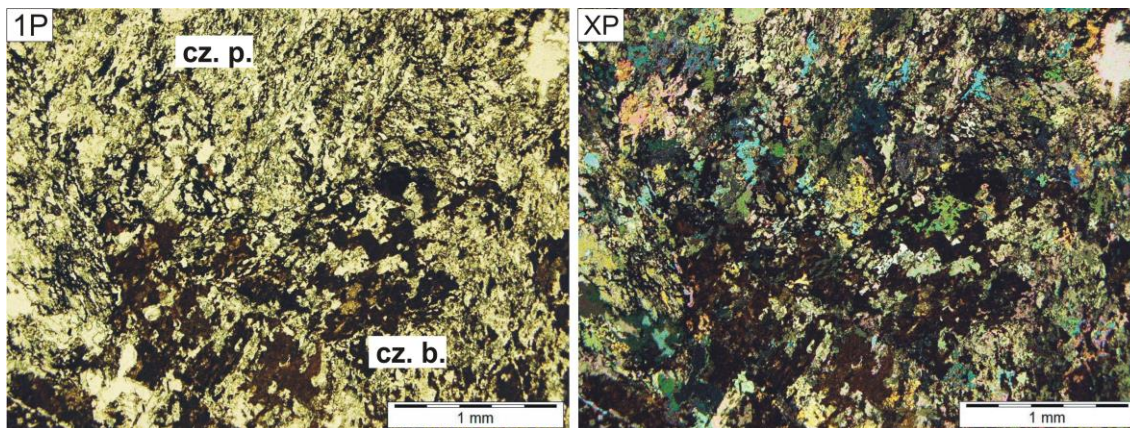


Fig. 5.2.14. Mikroskopowe porównanie obrazów brązowej oraz pomarańczowej części formy kulistej. cz. b. – część brązowa, cz. p. – część pomarańczowa. Mikroskop polaryzacyjny.

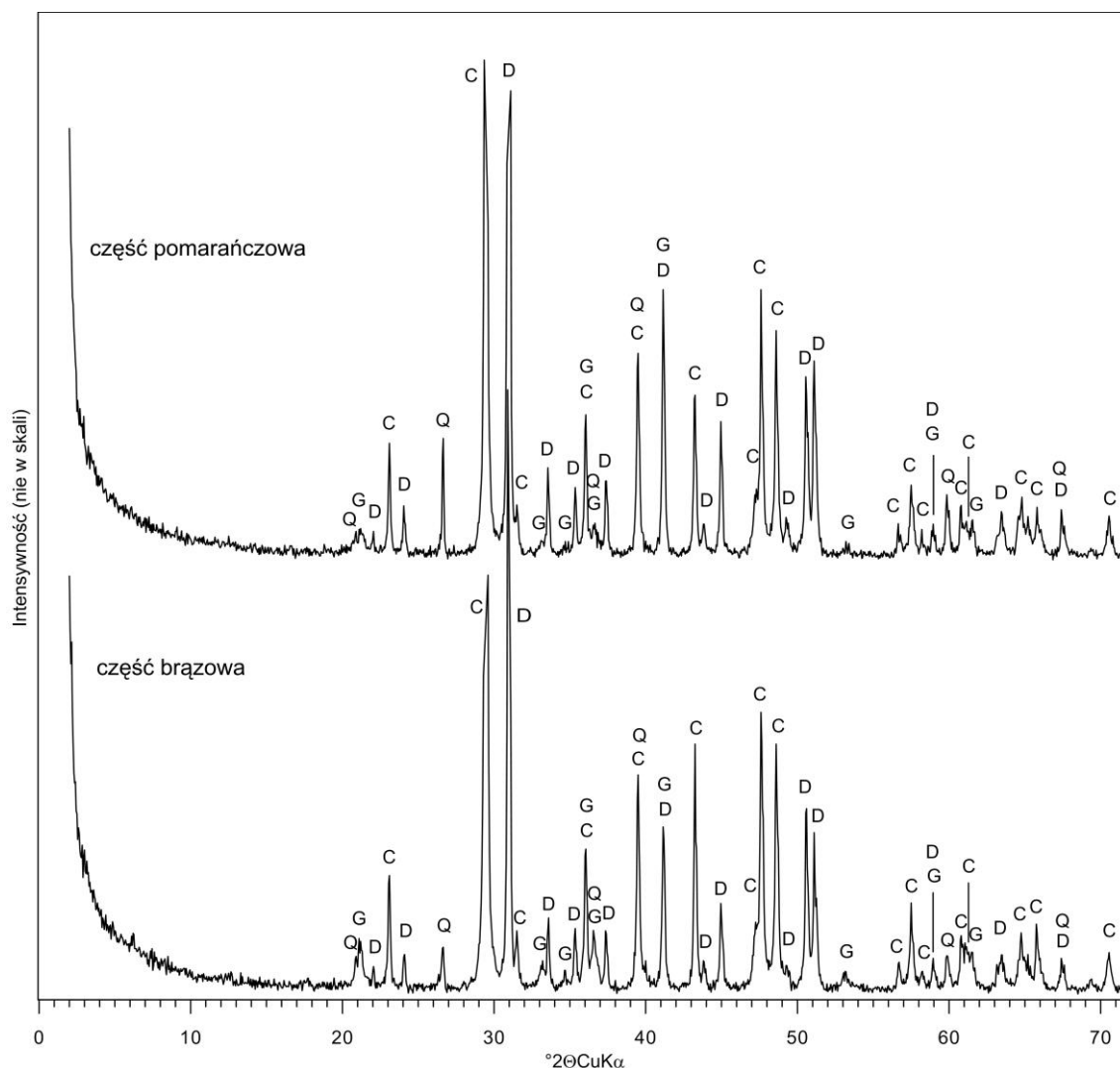


Fig. 5.2.15. Dyfraktogramy rentgenowskie kulistej formy o brązowym jądrze i pomarańczowej obwódce (stan powietrzno – suchy). C – kalcyt, D – dolomit, G – goetyt, Q - kwarc.

5.3. Badania marmurów szaroniebieskich w aspekcie metamorfizmu regionalnego

Oprócz marmurów złocistych, eksploatuje się obecnie w Sławniowicach marmur kalcytowy nazywany szaroniebieskim. Skała ta, w swojej długiej historii geologicznej była wielokrotnie poddawana złożonym zjawiskom metamorficznym. Na każdym etapie jej metamorficznej ewolucji tworzył się w niej odpowiedni zespół mineralny, przystosowany do panujących w danym momencie warunków, będący tym samym ich wskaźnikiem. Celem niniejszych badań jest przede wszystkim identyfikacja obecnie występujących w tych skałach paragenez mineralnych, a na ich podstawie możliwość określenia warunków ich metamorfizmu.



Fig. 5.3.1. Przykładowe szaroniebieskie marmury sławniowickie, warstwowane, w odcieniu jasnoszarym (po lewej) oraz ciemnoszarym (po prawej)

Marmury szaroniebieskie to skały, których nazwa pochodzi od ich barwy. W obrębie złoża rozpoznano dużą różnorodność barwną tych marmurów, która uzależniona jest głównie od obecności w nich minerałów niewęglanowych, takich jak np. biotyту, chlorytu, amfiboli, piroksenów oraz minerałów nieprzezroczystych. Odmiany jasnoszare odznaczają się niewielką zawartością minerałów niewęglanowych. W odmianach ciemniejszych minerałów tych jest więcej. Przykładowe odcienie omawianych skał zostały przedstawione na figurze 5.3.1.

Marmury szaroniebieskie wykazują strukturę przeważnie średnio- do drobnoblastycznej, granoblastyczną, a w przypadku większego udziału minerałów blaszkowych również granolepidoblastyczną. Odznaczają się teksturą zbitą, najczęściej kierunkową, niekiedy o specyficznym warstwowaniu falistym lub smużystym. Jak już wspomniano w rozdziale 5.1, występują w nich okruchy skały skaleniowo – kwarcowej, których obecność wiąże się z występowaniem w łomie nr 1 ostańca tej skały.

Marmury szaroniebieskie zbudowane są głównie z kalcytu, a także minerałów niewęglanowych takich jak: biotyt, muskowitz, illit, chloryt, skalenie, kwarc, amfibole, pirokseny, kordieryt, rutyl, tytanit, apatyt, cyrkon oraz minerały nieprzezroczyste.

Kalcyt tworzy w nich anhedralne blasty o charakterystycznych dla kalcytu metamorficznego wielokrotnych bliźniakach, dobrze widocznych w poszczególnych romboedrach (Fig. 5.3.2). Niektóre z tych blastów są zdeformowane. Przejawia się to niejednorodnym wygaszaniem światła oraz falistym wygięciem prążków bliźniaczych. Występują w nich licznie wrostki minerałów niewęglanowych.

Wśród mik dominującym minerałem jest **biotyt**, który charakteryzuje się bladożółtą barwą. Często występuje w formie niewielkich owalnych blaszek tkwiących w obrębie blastów kalcytu. Niekiedy blaszki biotyty są faliście powyginane oraz w różnym stopniu schlorytyzowane (Fig. 5.3.2). Powstające kosztem biotyty **chloryty** są bezbarwne i tworzą niekiedy agregaty, w których poszczególne osobniki są różnie zorientowane. Najczęściej wykazują one szare barwy interferencyjne, chociaż spotykane są również o barwach subnormalnych niebieskich oraz brunatno – szarych. **Muskowitz** występuje znacznie rzadziej, przeważnie w postaci niewielkich, bezbarwnych blaszek (Duda, 2011). Dodatkowo w wyniku analiz mikroskopii skaningowej rozpoznano w badanych skałach drobne blaszki **illitu** (Fig. 5.3.3).

Skalenie reprezentowane są przeważnie przez plagioklasy oraz w mniejszych ilościach przez skalenie potasowe. Występują one najczęściej w formie anhedralnych blastów, o zaokrąglonych narożach, rzadziej w postaci wrostków w innych minerałach. Spotyka się w nich liczne wrostki, przeważnie rutylu, tytanitu i/lub cyrkonu, minerałów nieprzezroczystych oraz wtrącenia kalcytu (Fig. 5.3.2). Plagioklasy są polisyntetycznie zbliźnionzone, niekiedy zserycytizowane. Rzadziej w marmurach szaroniebieskich spotyka się skalenie potasowe, które są mniej przeobrażone niż plagioklasy. Reprezentowane są przez mikroklin, ujawniający dwa systemy zbliźniczeń: albitowy (010) i peryklinowy (001). Sporadycznie spotyka się w nim drobne przerosty pertytowe.

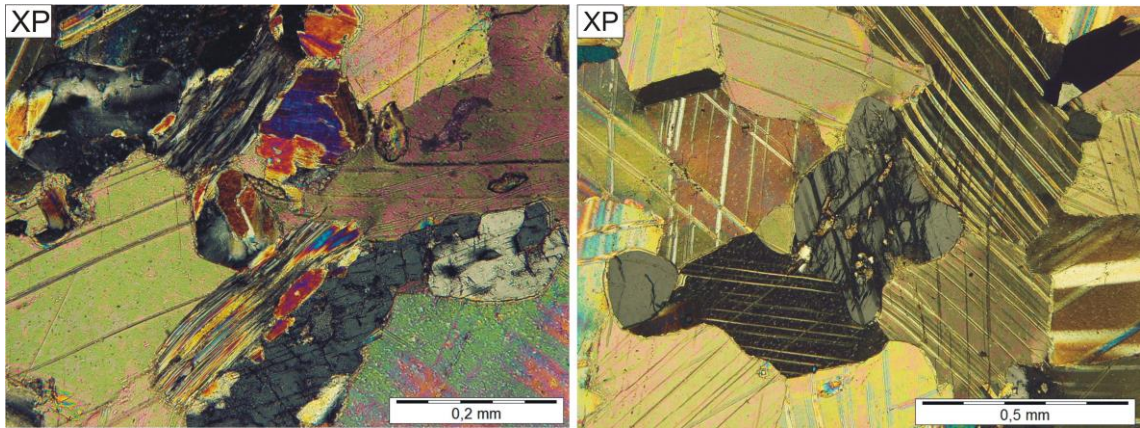


Fig. 5.3.2. Obrazy mikroskopowe marmuru szaroniebieskiego zbudowanego z blastów kalcytu oraz biotyту ulegającego chlorytyzacji (po lewej) i plagioklazu zawierającego wrostki minerałów akcesorycznych (po prawej). Mikroskop polaryzacyjny.

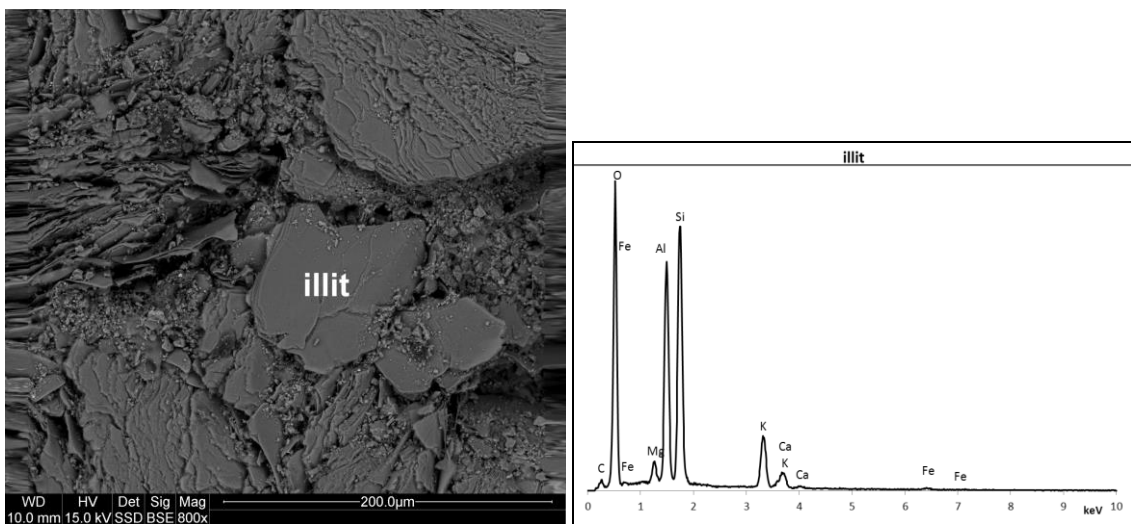


Fig. 5.3.3. Obraz BSE oraz widmo EDS illitu.

Kwarc w badanych marmurach szaroniebieskich wykształcony jest euhedralnie, przeważnie w formie drobnych, wydłużonych wrostków tkwiących w kalcyście. Niekiedy stanowi zdeformowane blasty, o falistym wygaszaniu światła, wypełniając przestrzeń pomiędzy blastami węglanowymi (Duda, 2011).

Znacznie rzadziej od wyżej opisanych minerałów w skałach tych występują **amfibole** (Fig. 5.3.4). Są to najczęściej pojedyncze, anhedralne blasty, mocno poprzerastane kalcytem lub też agregaty zbudowane z równolegle ułożonych słupków, pozbawionych prawidłowych zakończeń. W niektórych blastach ujawnia się dwukierunkowy system spękań, przecinających się pod kątem 124°. Cechy optyczne tego minerału są charakterystyczne dla tremolitu.

Sporadycznie w marmurach szaroniebieskich występują **pirokseny**. Tworzą one pojedyncze, anhedralne blasty, niekiedy ujawniając charakterystyczne dla siebie, przecinające się pod kątem prawie prostym, spękania łupliwości słupowej.

Rzadko spotykany w tych skałach **kordieryt** mikroskopowo jest bezbarwny i niepleochroiczny. Często ulega procesowi pinityzacji (Fig. 5.3.5), który zaznacza się od brzegów blastów. Najczęściej produktem przeobrażenia tego minerału są agregaty zbudowane z biotyту, muskowitu i niekiedy chlorytu. Sporadycznie minerał ten poprzerastany jest poikilitowo minerałami z grupy mik.

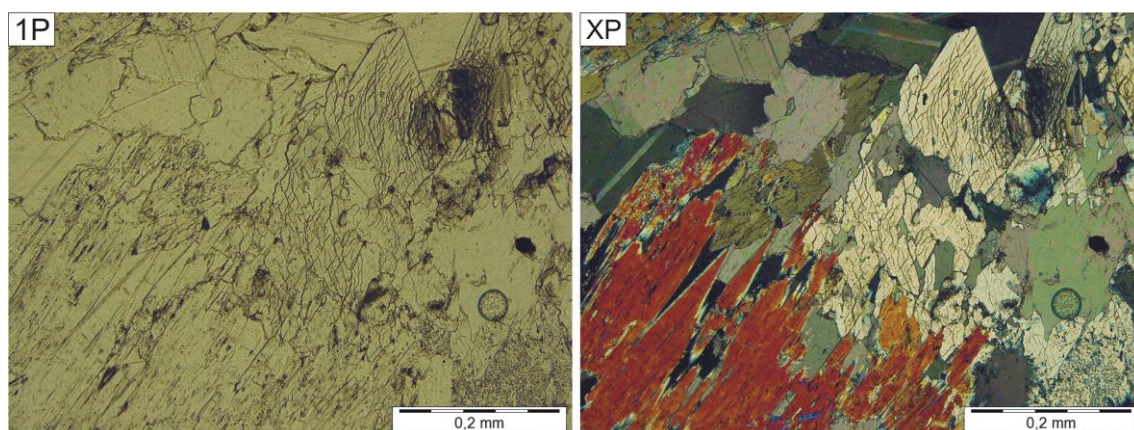


Fig. 5.3.4. Amfibol (tremolit) w marmurze szaroniebieskim. Mikroskop polaryzacyjny.

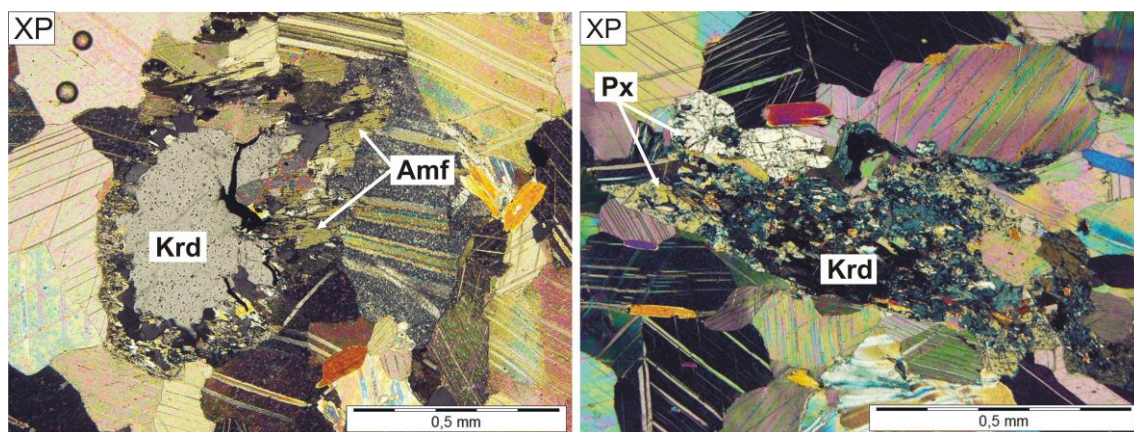


Fig. 5.3.5. Po lewej: Kordieryt ulegający pinityzacji w towarzystwie amfiboli. Po prawej: Kordieryt poprzerastany poikilitowo mikami w towarzystwie piroksenów. Mikroskop polaryzacyjny.

Marmury szaroniebieskie charakteryzują się zdecydowanie mniejszą niż marmury żłociste zawartością minerałów akcesorycznych takich jak rutyl, tytanit, apatyt i cyrkon. Posiadają natomiast większą ilość minerałów nieprzezroczystych. **Minerały tytanowe** reprezentowane są przez rutyl oraz tytanit (Fig. 5.3.7). Charakteryzują się one przeważnie żółtą lub czerwono-brunatną barwą, słabo zaznaczającym się pleochroizmem

i bardzo silnym reliefem. Tworzą głównie drobne słupki zakończone piramidami, w przekrojach wykazują ostre romby lub nieregularne blasty. Najczęściej są rozproszone w skale, tylko niekiedy stanowią większą koncentrację w sąsiedztwie skaleni i mik. **Apatyt** obecny jest w postaci niewielkich, przeważnie prawidłowo wykształconych heksagonalnych słupków, tkwiących najczęściej w obrębie kalcytu (Fig. 5.3.6). Sporadycznie w marmurach tych występuje **cyrkon** (Fig. 5.3.6).

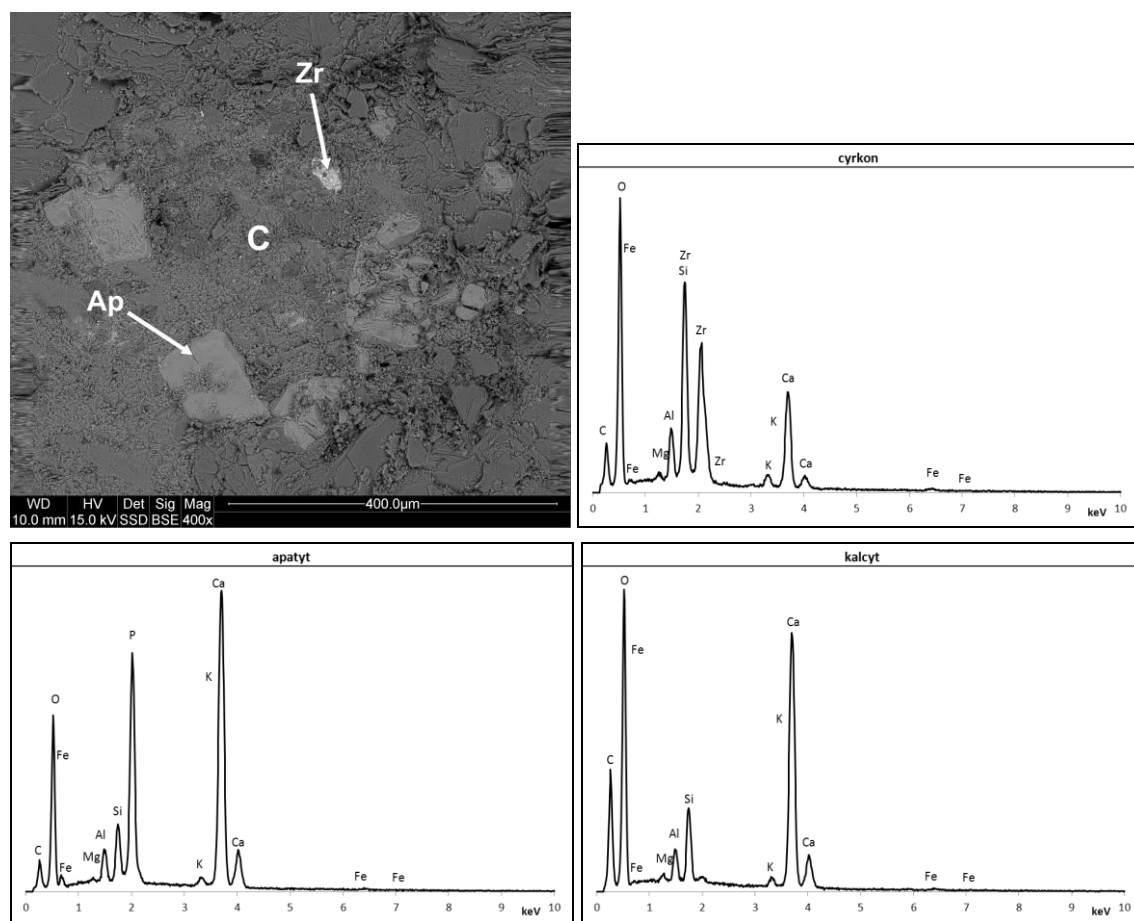


Fig. 5.3.6. Obraz BSE oraz widma EDS przedstawiające apatyt (Ap) oraz cyrkon (Zr) tkwiące wśród blastów kalcytu (C).

Z minerałów nieprzezroczystych najczęściej spotykany w omawianych skałach jest **grafit** (Fig. 5.3.9), który wykształcony jest w formie niewielkich łuseczek, a także bezkształtnych agregatów kryptokrystalicznych. Liczne są też wystąpienia **tlenków i wodorotlenków Fe** (Fig. 5.3.8), które tworzą niekiedy pseudomorfozy po siarczku żelaza. Nieco rzadziej występuje **pirotyn** (Fig. 5.3.9 – 5.3.10) w postaci anhedralnych kryształów, któremu towarzyszą niekiedy wzrostki **chalkopiryty** (Fig. 5.3.9). Spotyka

się również niewielkie ilości **tlenku Mn – Ba** (Fig. 5.3.8), **pirytu** (Fig. 5.3.9) wykształconego zarówno euhedralnie, jak i anedralnie oraz **sfalerytu** (Fig. 5.3.10).

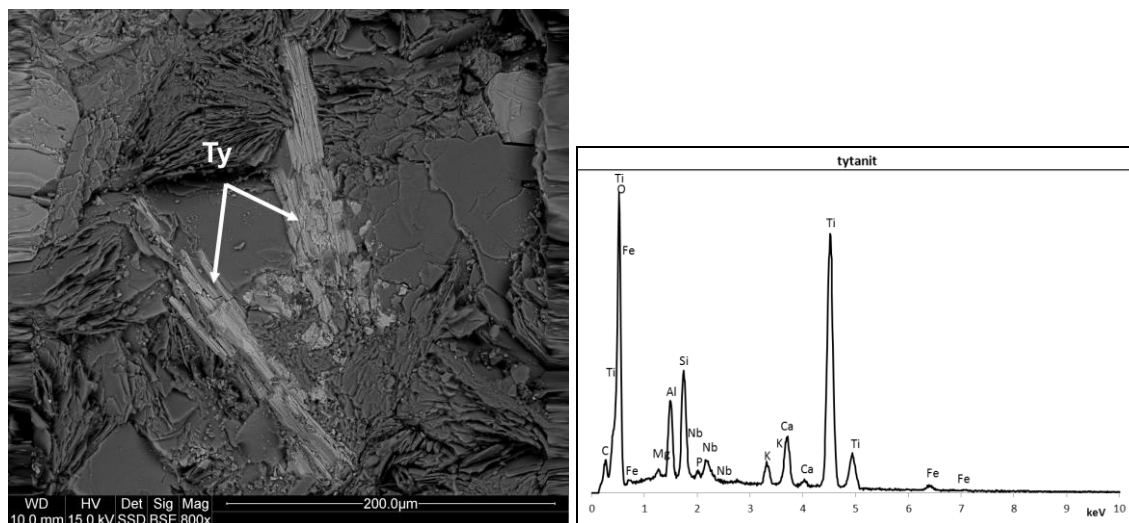


Fig. 5.3.7. Obraz BSE oraz widmo EDS tytanitu (Ty).

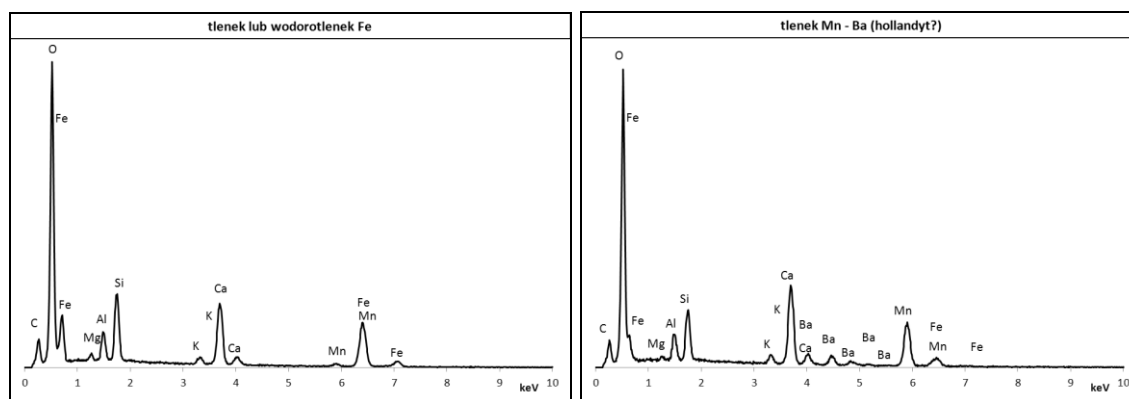
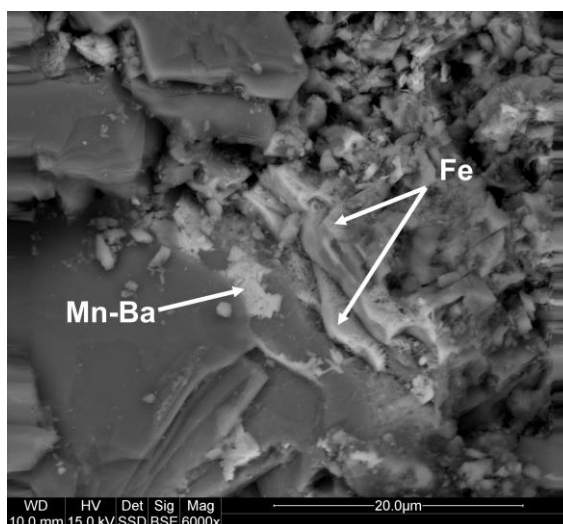


Fig. 5.3.8. Obraz BSE oraz widma EDS przedstawiające tlenki i/lub wodorotlenki Fe (Fe) oraz tlenek Mn – Ba (Mn – Ba).

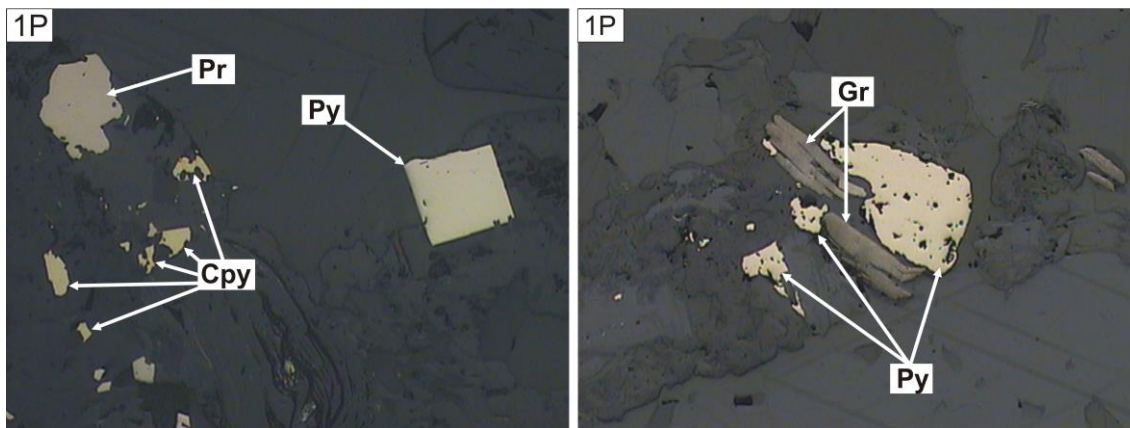


Fig. 5.3.9. Po lewej: Kryształy pirytu, pirotynu oraz chalkopiryty występujące w marmurach szaroniebieskich. Powiększenie 20x. Po prawej: Kryształy pirytu oraz grafitu występujące w marmurach szaroniebieskich. Powiększenie 10x. Cpy – chalkopiryt, Gr – grafit, Pr – pirotyn, Py – piryt. Mikroskop polaryzacyjny do światła odbitego.

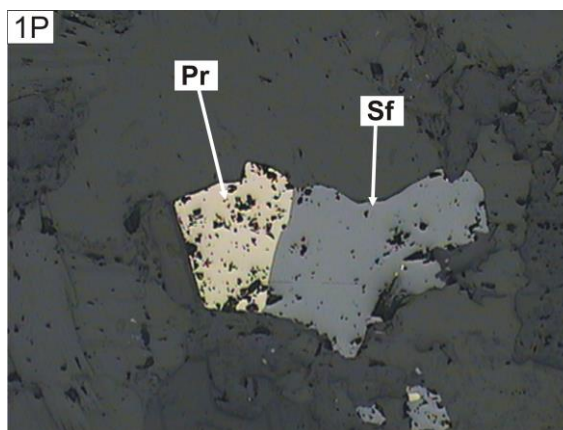


Fig. 5.3.10. Zrost pirotynu ze sfalerytem w marmurze szaroniebieskim. Pr – pirotyn, Sf – sfaleryt. Mikroskop polaryzacyjny do światła odbitego.

5.4. Badania przejawów zjawisk tektonicznych

Obszar badanego złoża charakteryzuje się dużym zaangażowaniem tektonicznym. Skąły są w nim często poprzecinane siecią spękań i tworzą miejscami strefy brekcji tektonicznych. Dodatkowo szczeliny spękań wypełnione są najczęściej wtórną mineralizacją żyłową. Przejawem zjawisk tektonicznych jest obecność w tym złożu brekcji tektonicznych oraz mineralizacji żyłowej.

Charakterystyka mineralogiczno – petrograficzna brekcji tektonicznych

Brekcje tektoniczne (Fig. 5.4.1) spotyka się głównie w okolicy strefy uskokuwej występującej w północno – wschodniej części złoża. Z obserwacji makroskopowych wynika, że zbudowane są one z różnej wielkości, ostrokrawędzistych fragmentów marmurów, przeważnie złocistych, opisanych szczegółowo w rozdziale 5.2 oraz podrzędnie ze skały chlorytowej, której charakterystyka znajduje się w rozdziale 5.8. Omawiane brekcje wykazują najczęściej barwę żółtoszarą, niekiedy żółtobrunatną, co zależne jest głównie od rodzaju spoiwa (Fig. 5.4.2). Charakteryzuje je tekstura bezładna, zbita lub też porowata z pojedynczymi, niewielkimi pustkami. Obecne w nich spoiwo ma charakter mieszany. Występuje w nim zarówno spoiwo typu matrix, jak i cement. Jest to spoiwo bazalne oraz bazalno – porowe (Duda, 2012).



Fig. 5.4.1. Brekcja tektoniczna powstała w wyniku rozwarcia się szczeliny.

Matrix stanowi drobnoblastyczny materiał pochodzący z roztarcia poszczególnych fragmentów brekcji. Spoiwo typu cement tworzy natomiast materiał węglanowo – krzemionkowo – żelazisty (Duda, 2012).

Głównym składnikiem spoiwa typu cement są węglany. Stanowi je przede wszystkim **kalcyt** wykształcony w postaci prawidłowych słupów, jak i anedralnych, nieregularnych kryształów. W niektórych kryształach tego minerału mikroskopowo obserwuje się poszczególne strefy ich wzrostu podkreślone przez obecność w nich tlenków i wodorotlenków żelaza (Fig. 5.4.3), które obecne są też niejednokrotnie w szczelinach płaszczyzn łupliwości tych minerałów. Spoiwo kalcytowe spotyka się

również we fragmentach marmuru złocistego oraz skał chlorytowych budujących brekcje, gdzie wypełnia obecne tam spękania (Fig.5.4.4; Duda, 2012).

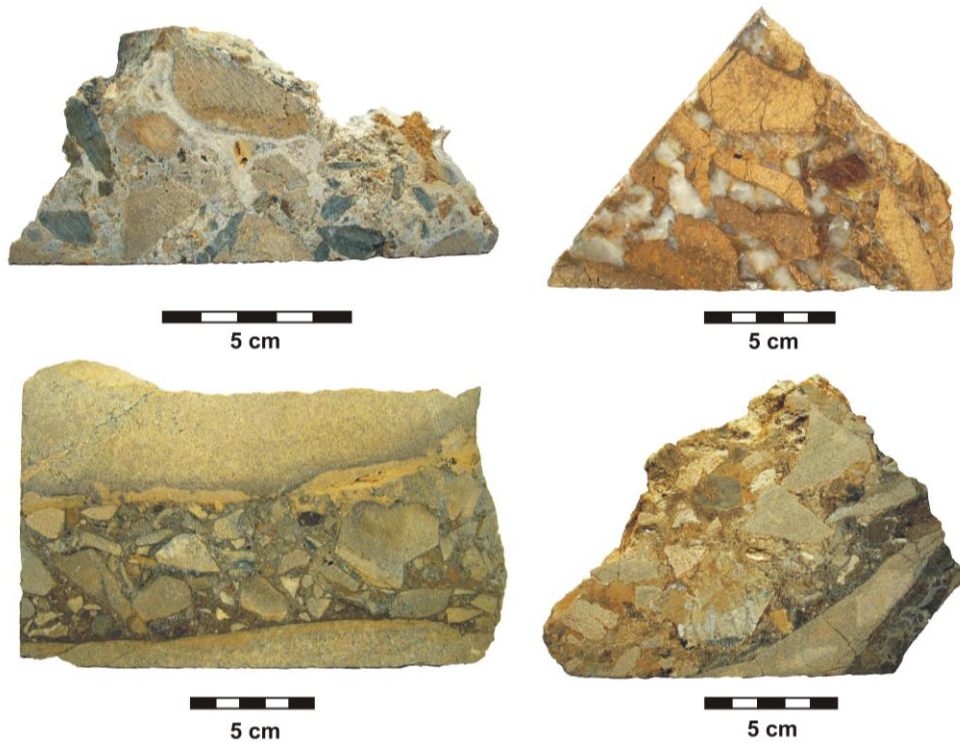


Fig. 5.4.2. Przykładowe brekcje tektoniczne występujące w marmurach sławniowickich.

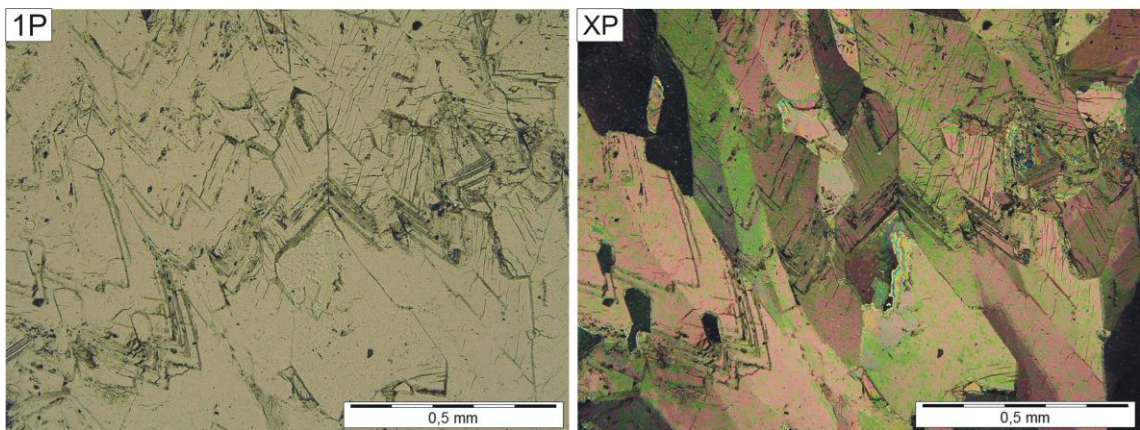


Fig. 5.4.3. Spoiwo węglanowe – widoczne strefy wzrostu kalcytu. Mikroskop polaryzacyjny.

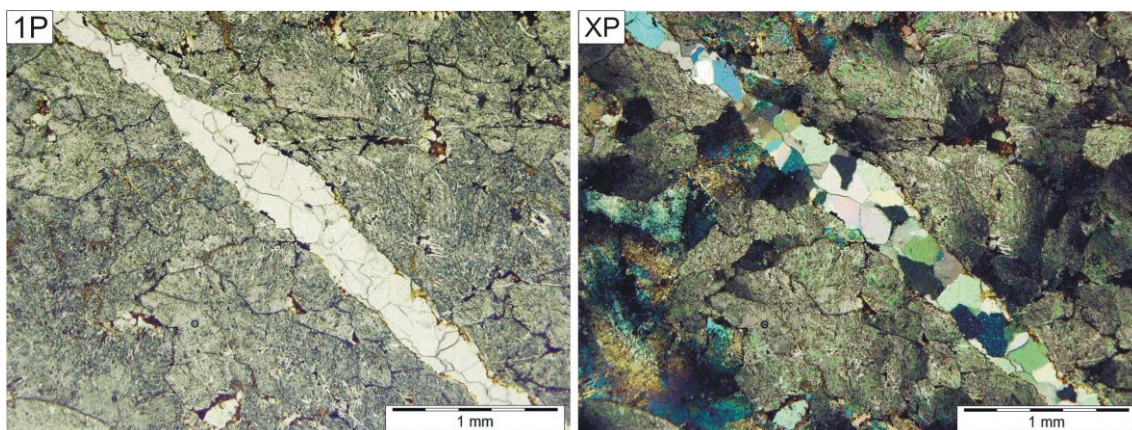


Fig. 5.4.4. Fragment marmuru żółtego z pęknięciem wypełnionym spoiwem kalcytowym. Mikroskop polaryzacyjny.

Rzadziej i w mniejszej ilości występuje w brekcjach spoiwo krzemionkowe. Jest ono reprezentowane przez **kwarc**, który tworzy zarówno kryształy euhedralne (heksagonalne słupy), jak i anhedralne, niekiedy bardzo skorodowane. Spotyka się w nich drobne wrostki i żyłki spoiwa węglanowego (Fig. 5.4.5). Wykazuje faliste wygaszanie światła lub też tworzy mozaikę kwarcową, spowodowaną oddziaływaniem w nich naprężeń dynamicznych, już po ich krystalizacji (Duda, 2012).

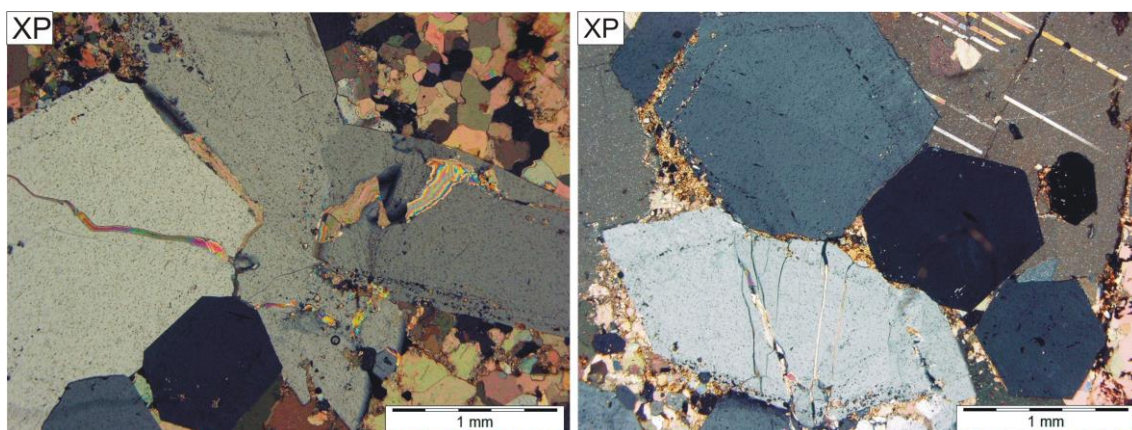


Fig. 5.4.5. Spoiwo krzemionkowe – kwarc euhedralny (po prawej) oraz anhedralny (po lewej), w których szczeliny spękań wypełnia spoiwo kalcytowe. Mikroskop polaryzacyjny.

Spoiwo żelaziste obecne w brekcjach zaznacza się w postaci drobnych smug i obwódek wokół innych minerałów, albo, jak już wspomniano powyżej, występuje pomiędzy poszczególnymi strefami ich wzrostu oraz w płaszczyznach łupliwości np. w kalcytach. Są to przeważnie tlenki i wodorotlenki żelaza, które niekiedy tworzą większe nagromadzenia (Fig. 5.4.6; Duda, 2012).

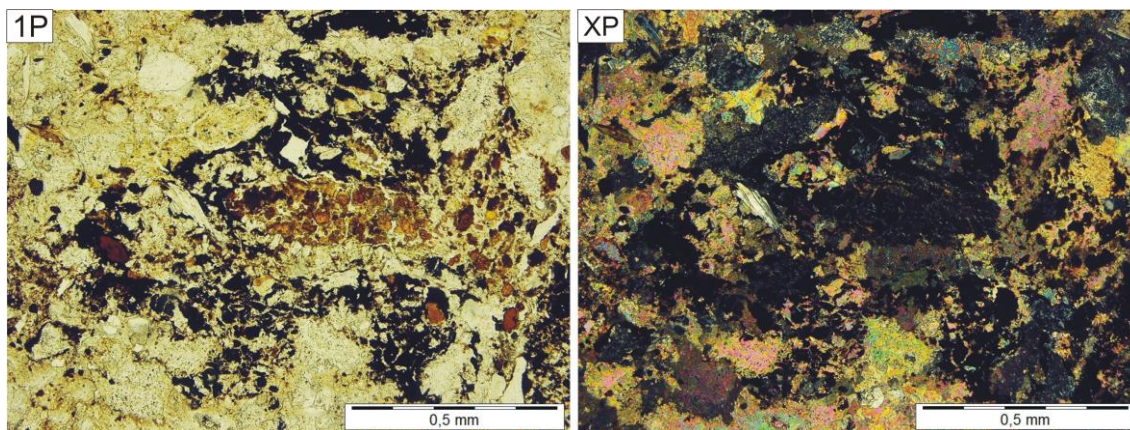


Fig. 5.4.6. Spoiwo węglanowe z koncentracją tlenków i wodorotlenków żelaza. Mikroskop polaryzacyjny.

Charakterystyka mineralogiczna mineralizacji żyłowej

Mineralizacja żyłowa stanowi kolejny przejaw zjawisk tektonicznych w złożu marmurów w Sławniowicach i towarzyszy brekcjom tektonicznym. Dotyczy ona marmurów złocistych (Fig. 5.4.7) i skały chlorytowej (Duda i Pawlikowski, 2010a).

W badanym złożu reprezentowana jest ona przez wiele generacji żył odmiennych mineralogicznie. Różnorodność ta zaznacza się już przy obserwacjach makroskopowych. Wykazują one różną barwę i różny stopień krystaliczności. Zróznicowana jest również ich grubość, która waha się od ok. 1 do 15 mm i jest zapewne zależna od wielkości wypełnianej przez nią szczeliny. Analizy mikroskopowe obecnych w badanych skałach żył pozwoliły wyróżnić kilka ich generacji, w tym żyły typu węglanowego, krzemionkowego oraz żelazistego (Duda i Pawlikowski, 2010a).



Fig. 5.4.7. Przykładowa mineralizacja żyłowa w marmurze złocistym.

Żyły węglanowe

Wśród żył węglanowych wyróżniono:

1) Żyły węglanowe typu C_1 – zbudowane są z kryształów kalcytu narastających palisadowo od brzegu ku środkowi spękań. Charakterystyczne dla nich jest strzępiaste zakończenie kryształów, o wyraźnie jaśniejszej barwie, stanowiące kolejną fazę jego wzrostu (Fig. 5.4.8). Dodatkowo w omawianych żyłach zaznacza się system drobnych, równoległych spękań o kierunku zgodnym z przebiegiem żyły. Makroskopowo wykazują one barwę białą (Duda i Pawlikowski, 2010a).

2) Żyły węglanowe typu C_2 – złożone są z blastów kalcytu wykształconego anhedralnie z wyraźnie widocznymi etapami jego wzrostu. Poszczególne fazy wzrostu kalcytu oddzielone są od siebie cienkimi warstewkami zbudowanymi z tlenków i wodorotlenków Fe (Fig. 5.4.8). Pozwala to zauważyć, że tworzenie się tych blastów następowało od brzegów spękania ku jego środkowi i było procesem wieloetapowym, przerywanym każdorazowo mineralizacją żelazistą. Trwało ono aż do momentu całkowitego wypełnienia żyły. Po fazie wzrostu omawiana żyła uległa metamorfizacji i deformacji. Pierwotne kryształy kalcytu przeobraziły się w blasty. Makroskopowo żyły te, podobnie jak żyły typu C_1 wykazują barwę białą (Duda i Pawlikowski, 2010a).

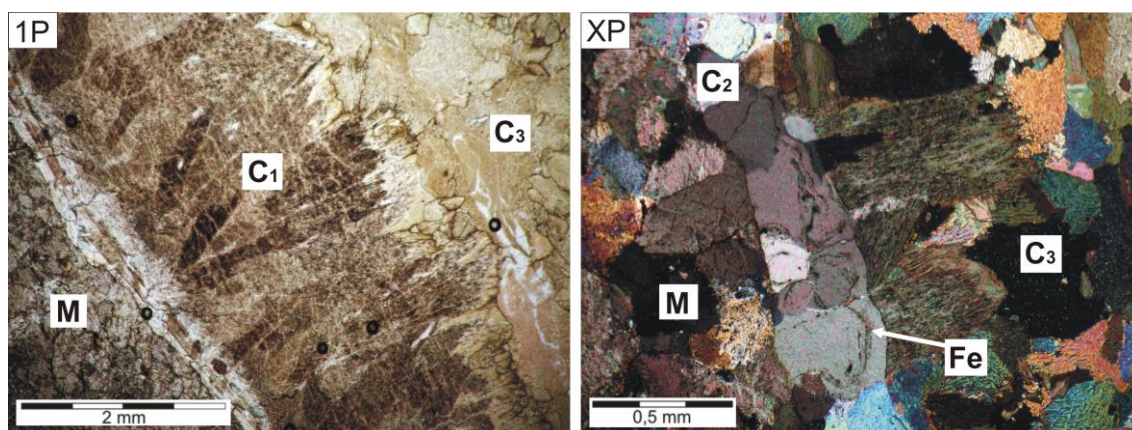


Fig. 5.4.8. Po lewej: Żyła węglanowa typu C_1 , granicząca z żyłą węglanową typu C_3 oraz skałą właściwą – marmurem żółtym (M). Po prawej: Żyła kalcytowa C_2 z minerałami Fe (Fe), granicząca z żyłą węglanową C_3 oraz skałą właściwą – marmurem żółtym (M). Mikroskop polaryzacyjny.

3) Żyły węglanowe typu C_3 – budują je, podobnie jak żyły typu C_2 , blasty kalcytu wykształconego anhedralnie, na których występuje druga generacja węglanów o strzępiastym wykształceniu (Fig. 5.4.9). Anhedralny kalcyt tworzy niewielkie blasty, wzajemnie zazębiające się, o typowych dla niego wysokich barwach interferencyjnych.

Węglany o strzępiastym wykształceniu mają postać drobnych, wydłużonych kryształów o brązowym zabarwieniu, które maskują delikatnie jego barwy interferencyjne. Układają się one w żyłach w bardzo specyficzny sposób, tworząc charakterystyczną kratkę. W jednej z tego typu żył, na granicy pomiędzy wyżej zidentyfikowanymi strefami węglanowymi, natrafiono na subhedralnie wykształcony blast kalcytu z zaznaczającymi się strefami wzrostu i narośniętymi na niego strzępiastymi formami węglanu (Fig. 5.4.9). Wspomniane strzępiaste formy spotkać można również na kontakcie omawianych żyły z żyłami typu C₂. W żyłach typu C₃ występują dodatkowo kryształy dendrytowe o ciemnym zabarwieniu, zbudowane najprawdopodobniej z tlenków i/lub wodorotlenków Mn i Fe. Powyższy typ żył makroskopowo wykazuje barwę pomarańczową (Duda i Pawlikowski, 2010a).

4) Żyły węglanowe typu C₄ – zbudowane są z bardzo drobno wykształconego kalcytu (Fig. 5.4.9). Są one silnie pigmentowane przez tlenki i wodorotlenki żelaza, rozproszone w całej objętości żył, z czego wynika ich ciemnobrązowa barwa. Zawierają także inne minerały nieprzezroczyste oraz niewielkie koncentracje minerałów krzemionkowych, o bardzo nieregularnych kształtach (Duda i Pawlikowski, 2010a).

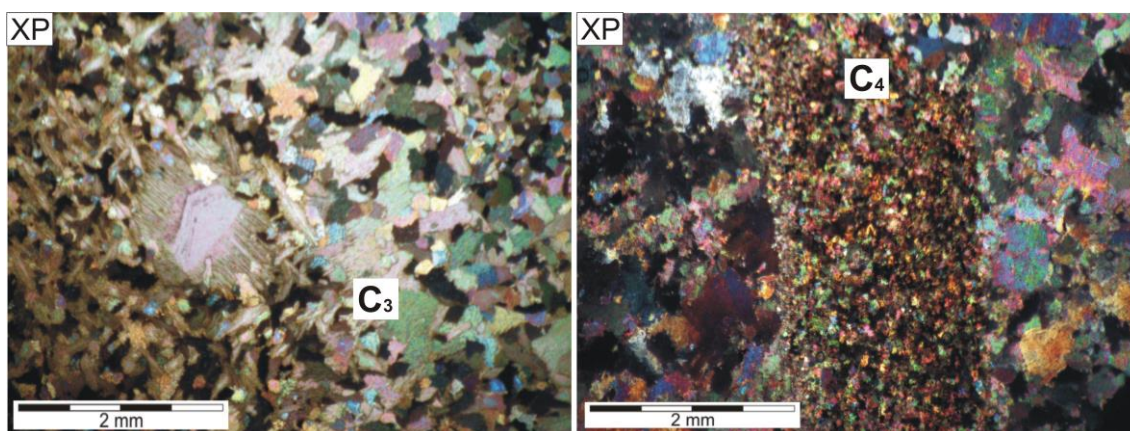


Fig. 5.4.9. Po lewej: Żyła węglanowa typu C₃ – granica pomiędzy dwoma strefami z subhedralnie wykształconym blastem kalcytu. Po prawej: Żyła węglanowa typu C₄. Mikroskop polaryzacyjny.

5) Żyły węglanowe typu C₅ – ten rodzaj mineralizacji stanowi układ żył przecinających skałę chlorytową (Fig. 5.4.10). Są one wypełnione przez drobnokrystaliczne węglany, które zostały tutaj utworzone dwuetapowo. W pierwszej kolejności powstały bardzo cienkie żyły węglanowe o barwie brązowej, z dużą zawartością związków żelaza. Następnie wokół nich wykryzowały węglany młodszej generacji, poszerzając pierwotne żyły. Zarówno w skale chlorytowej, jak i w żyłach węglanowych typu C₅ tkwią euhedralne kryształy apatytu, często spękane,

w szczelinach wypełnione węglanami. W jednej z tego typu żył napotkano fragmenty zmetamorfizowanego łupka krystalicznego, najczęściej skarbonatyzowanego i zsilifikowanego (chalcedonowo – opalowo) ze śladami mocno przeobrażonego biotyту (Fig. 5.4.10). Żyły tego typu przecinane są często przez młodsze żyły kalcytowe (Duda i Pawlikowski, 2010a).

6) Żyły węglanowe typu C_6 – zbudowane ze sporych rozmiarów blastów kalcytu, w których wyraźnie ujawnia się niemal centryczny wzrost. Poszczególne strefy wzrostu tego minerału podkreśla dodatkowo obecność ciemnych dendrytów manganowych i/lub manganowo – żelazistych (Fig. 5.4.11) (Duda i Pawlikowski, 2010a).

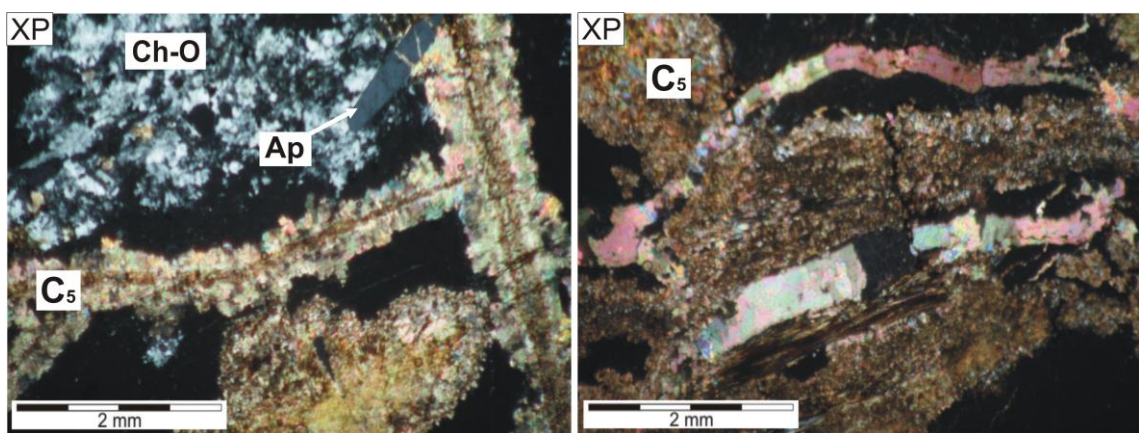


Fig. 5.4.10. Po lewej: Żyły węglanowe typu C_5 przecinające skalę chlorytową, w obrębie których występują koncentracje chalcedonowo – opalowe (Ch-O) oraz apatyt (Ap). Po prawej: Fragment zmetamorfizowanego łupka krystalicznego w żyłach C_5 , poprzecinanego młodszą generacją żył kalcytowych. Mikroskop polaryzacyjny.

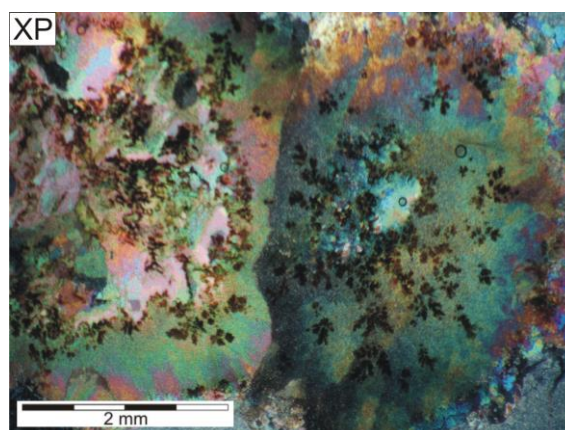


Fig. 5.4.11. Zonalne blasty kalcytu z ciemnymi dendrytami, budujące żyły typu C_6 . Mikroskop polaryzacyjny.

Żyły krzemionkowe

W badanych skałach wyróżnione zostały dwie generacje mineralizacji krzemionkowej. Jedna z nich reprezentowana jest przez żyły chalcedonowo – opalowe (Fig. 5.4.12), w których chalcedon ułożony jest w sposób promienisty. Przecinają one niekiedy jedną lub więcej generacji żył węglanowych i mają najczęściej nieregularny przebieg. Drugi rodzaj żył krzemionkowych wypełniony jest drobnokrystalicznym kwarcem. Kwarc ten obrasta najczęściej euhedralne blasty węglanów (Fig. 5.4.12). Towarzyszy mu niekiedy mineralizacja żelazista. W żyłach tych spotyka się często wrostki oraz drobne żyły węglanowe młodszych generacji (Duda i Pawlikowski, 2010a)

Żyły żelaziste

Żyły żelaziste współwystępują niemal ze wszystkimi innymi rozpoznanymi w badanych skałach żyłami. Spotyka się je najczęściej na granicy dwóch faz mineralnych (Fig. 5.4.8). Tworzą ciemnej barwy, ciekłą obwódkę, zazwyczaj wokół minerałów węglanowych (Fig. 5.4.13). Nagromadzenia związków żelaza występują także w szczelinach spękań m.in. kryształów i blastów kalcytu oraz minerałów krzemionkowych (Duda i Pawlikowski, 2010a).

Z powyższych badań wynika, że opisywane brekcje tektoniczne i towarzysząca im mineralizacja żyłowa stanowią produkt metamorfizmu dynamicznego (kataklastycznego).

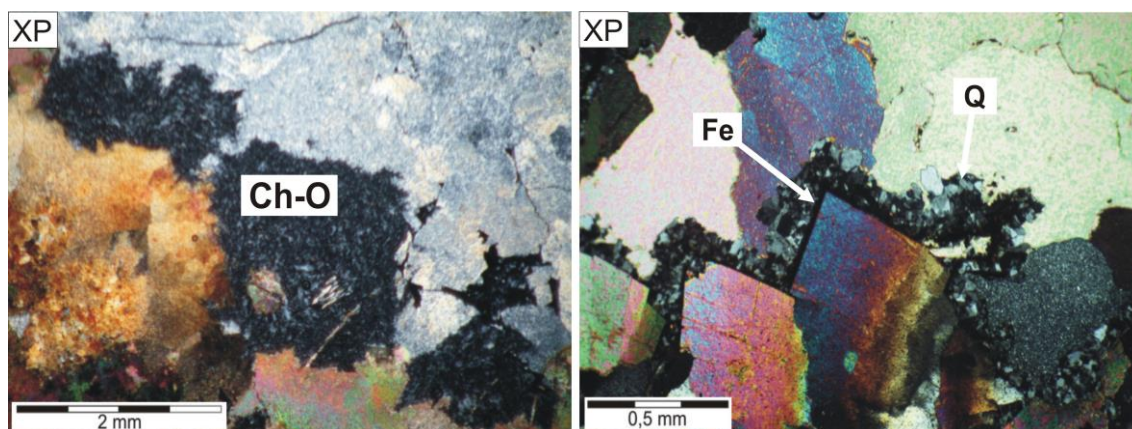


Fig. 5.4.12. Po lewej: Mineralizacja chalcedonowo – opalowa (Ch-O). Po prawej: Mineralizacja kwarcowa (Q) oraz żelazista (Fe) obrastająca euhedralne węglany. Mikroskop polaryzacyjny.

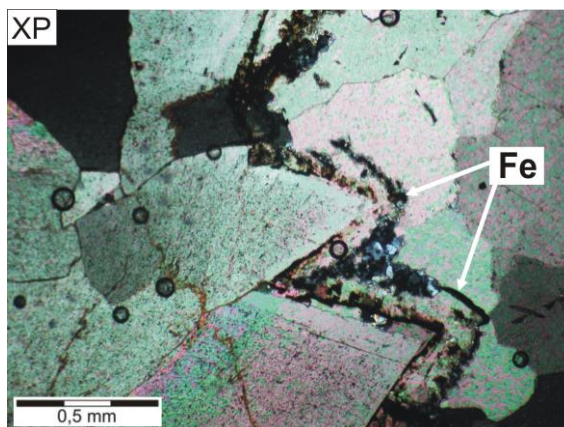


Fig. 5.4.13. Żyły żelaziste (Fe) obrastające euhedralnie wykształcone węglany oraz wypełniające szczeliny wewnątrz tych mineralów. Mikroskop polaryzacyjny.

5.5. Dolomityzacja

Dolomityzacja osadu wapiennego zachodzi zgodnie z równaniem: $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$. W wyniku wypierania jonów Ca^{2+} przez jony Mg^{2+} w sieci przestrzennej kalcytu, następuje jego przeobrażenie w dolomit. Jest to możliwe ze względu na mniejszy promień jonowy magnezu niż wapnia. Procesowi temu towarzyszy powstawanie porów. Wynika to stąd, że romboedr dolomitu zajmuje mniejszą objętość niż romboedr kalcytu (Heflik i Lenk, 1998). Według Migaszewskiego (1990) dolomityzacja wapieni jest możliwa w warunkach stałego dopływu coraz to nowych porcji Mg^{2+} przy jednoczesnym odprowadzeniu Ca^{2+} . Niezbędnym warunkiem jest również istnienie mechanizmu uruchamiającego ciągły przepływ roztworu dolomityzującego. Migaszewski (1990) uważa, że dolomityzacja skał całkowicie zlitfikowanych może zachodzić jedynie w strefie bezpośredniego oddziaływania wymienionych roztworów, a kluczowym zagadnieniem przy rozpatrywaniu ich genezy jest wyjaśnienie pochodzenia jonów Mg^{2+} .

Jak wynika z danych literaturowych (Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991) występujące w złożu sławniowickim zdolomityzowane marmury złociste utworzyły się w wyniku procesów wtórnych o charakterze metasomatycznym. Procesy te były prawdopodobnie związane z pomagmowym oddziaływaniem gorących roztworów hydrotermalnych pochodzących z pobliskiego masywu granitowego Żulovej. Dolomityzacja została stwierdzona jedynie w północno – wschodniej części złoża, a dokładnie w I i II pokładzie marmurów. Spowodowała ona przeobrażenie marmurów szaroniebieskich (kalcytowych) w marmury złociste (dolomityczne).

Kontakt pomiędzy tymi dwoma odmianami skalnymi jest zazwyczaj trudny do zauważenia, szczególnie w terenie. Niekiedy udaje się go jednak uchwycić podczas obróbki bloków skalnych tych skał. Dowodem są wykonane z nich płyty posadzkowe zaprezentowane na figurze 5.5.1. Wyraźnie uwidacznia się na nich granica między zdolomityzowanym marmurem złocistym, a marmurem szaroniebieskim niezdolomityzowanym.



Fig. 5.5.1. Kontakt pomiędzy marmurem szaroniebieskim a złocistym.

Zdolomityzowane marmury (marmury złociste) to skały przeważnie drobnoblastyczne, rzadziej średnioblastyczne o żółtej, żółtoszarej barwie i teksturze mikroporowatej. Zbudowane są głównie z anhedralnych blastów dolomitu (Fig. 5.5.2) i nieznacznej domieszki kalcytu. W ich składzie spotyka się również: biotyt, kwarc, minerały akcesoryczne oraz laminy zbudowane z minerałów z grupy chlorytu, które zostały omówione w rozdziale 5.2. Błaszki biotyту występują zazwyczaj pojedynczo i są często schlorytzowane (Fig. 5.5.3). Kwarc stanowi skorodowane blasty, najczęściej o falistym wygaszaniu światła. Występują także agregaty chalcedonowe. Minerale akcesoryczne reprezentowane są przez rutyl, tytanit, apatyt, cyrkon i monacyt. Obecne są także wtrącenia tlenków i wodorotlenków Fe – Mn, występujących w postaci cienkich smug pomiędzy poszczególnymi blastami dolomitu (Fig. 5.5.2) oraz tlenku Mn – Ba (hollandytu?). Większe nagromadzenie tych minerałów nadaje skale barwę brunatną.

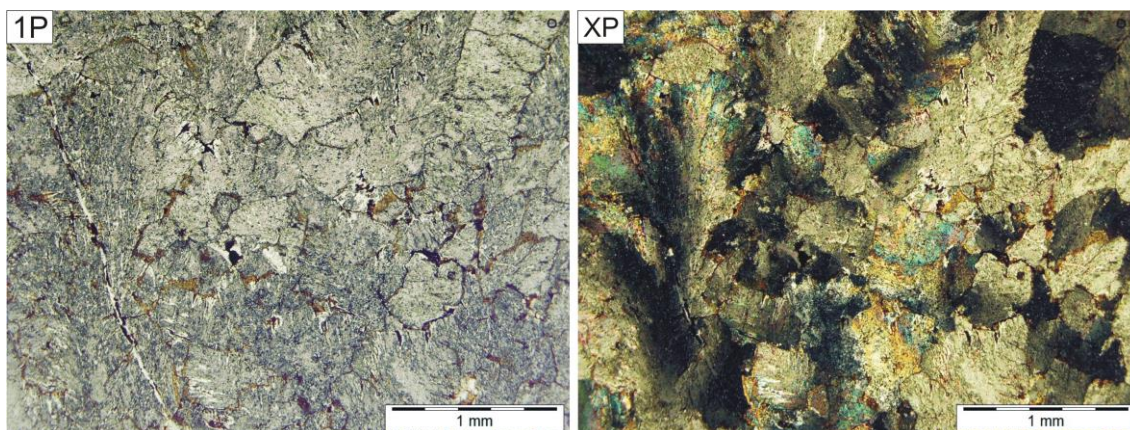


Fig. 5.5.2. Anhedralne blasty dolomitu z drobnymi wtrąceniami mineralów żelaza i manganu. Mikroskop polaryzacyjny.

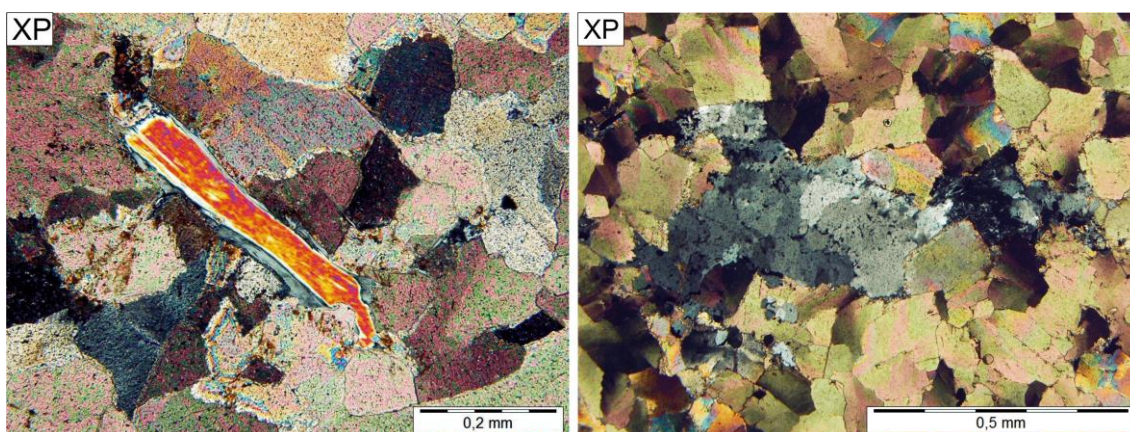


Fig. 5.5.3. Po lewej: Blaszka biotytu o schlorytyzowanych brzegach. Po prawej: Dwie formy występowania kwarcu z marmurze złocistym: blasty kwarcu wygaszające faliście oraz agregat chalcedonowy. Mikroskop polaryzacyjny.

Wyniki analiz chemicznych marmurów złocistych i marmuru szaroniebieskiego z badanego złoża w Sławniowicach zestawiono w tabelach 5.5.1 – 5.5.2.

Jak wynika z tych analiz w marmurach złocistych zawartość CaCO_3 waha się w granicach 81 – 89 % wag., przy czym w marmurze szaroniebieskim jest większa i wynosi ok. 96 % wag. Zawartość MgCO_3 w marmurach złocistych mieści się w przedziale 7 – 15 % wag., zaś w marmurze szaroniebieskim ok. 1,8 % wag. (Fig. 5.5.4). Wzrost zawartości magnezu oraz spadek wapnia w marmurach złocistych w porównaniu z marmurem szaroniebieskim, świadczą o procesie ich dolomityzacji. Proces ten miał różne nasilenie powodując przeobrażenie jednych skał słabiej (ZŁ 2; Tab 5.5.1), innych mocniej (ZŁ 3; Tab. 5.5.1).

Tab. 5.5.1. Wyniki analizy składu chemicznego marmurów zlocistych i marmuru szaroniebieskiego w % wag. (metoda ICP – MS).

Lp.	[% wag.]	Marmury zlociste			Marmur szaroniebieski
		1	2	3	
1	Na ₂ O	0,0177	0,0263	0,0053	0,0061
2	Li ₂ O	0,0003	0,0004	0,0001	0,0003
3	K ₂ O	0,0064	0,0240	0,0024	0,2356
4	CaCO ₃	86,8664	89,0450	81,8288	95,8363
5	MgCO ₃	10,5053	7,2740	15,6994	1,8394
6	SO ₃	0,0041	0,0033	0,0033	0,0786
7	B ₂ O ₃	0,0090	0,0146	0,0050	0,0129
8	ZnO	0,0005	0,0006	0,0008	0,0022
9	P ₂ O ₅	0,0880	0,3030	0,0259	0,0004
10	Al ₂ O ₃	0,0975	0,0805	0,1013	0,0305
11	Fe ₂ O ₃	0,1119	0,0634	0,0316	0,0929
12	SiO ₂	2,0087	3,1315	2,1195	1,5918
13	Mn ₂ O ₅	0,0792	0,0995	0,1007	0,0055
14	SrO	0,0028	0,0034	0,0030	0,0041
15	BaO	0,0014	0,0003	0,0002	0,0014
16	SnO ₂	0,00003	0,0004	0,0002	0,000001
17	TiO ₂	0,00002	0,000002	0,000004	0,00001
18	As ₂ O ₅	0,0002	0,00005	0,0004	0,0001
19	SeO ₂	0,00003	0,00001	0,00001	0,00006
20	MoO ₃	0,00204	0,00126	0,00130	0,000003
21	CrO ₃	0,00056	0,00056	0,00078	0,00091
22	WO ₃	0,00016	0,00007	0,00009	0,00006
23	CdO	0,00002	0,000002	0,000004	0,000003
24	PbO	0,00020	0,00003	0,00005	0,00001
25	CoO	0,00010	0,00008	0,00028	0,00001
26	NiO	0,00075	0,00485	0,00171	0,00040
27	BeO	0,00002	0,00095	0,00002	0,000001
28	V ₂ O ₅	0,00260	0,00177	0,00221	0,00003
29	CuO	0,00097	0,00008	0,00026	0,00004
30	Ag ₂ O	0,000001	0,0000004	0,0000004	0,0000002
31	TiO ₂	0,01614	0,00854	0,01950	0,00008
32	ZrO ₂	0,00003	0,00042	0,00001	0,000003
33	HgO	0,00001	0,00001	0,00001	0,000002
34	UO ₃	0,00053	0,00016	0,00003	0,00001
35	RbO	0,00101	0,00001	0,00089	0,00007
	Suma	99,82	100,09	99,95	99,74

Tab. 5.5.2. Wyniki analizy składu chemicznego marmurów żłocistych i marmuru szaroniebieskiego w ppm (metoda ICP – MS).

Lp.	[ppm]	Marmury żłociste			Marmur szaroniebieski
		1	2	3	
1	Na	131,32	195,33	39,03	44,90
2	Li	1,22	1,95	0,39	1,57
3	K	53,50	199,23	19,52	1955,55
4	Ca	194549,68	199428,79	183267,09	214638,87
5	Mg	14104,85	9766,35	21078,64	2469,69
6	S	48,64	39,07	39,03	942,97
7	B	22,62	36,92	12,69	32,56
8	Zn	4,13	4,69	6,25	17,51
9	P	384,24	1322,36	113,20	1,80
10	Al	516,04	426,20	536,33	161,43
11	Fe	782,82	633,64	315,59	650,43
12	Mn	458,16	575,63	582,98	31,66
13	Sr	23,83	28,32	25,37	34,80
14	Ba	12,16	2,34	2,09	12,57
15	Sn	0,21	3,11	1,48	0,004
16	Tl	0,21	0,02	0,03	0,06
17	As	1,00	0,31	2,42	0,90
18	Se	0,24	0,04	0,04	0,45
19	Mo	13,62	8,40	8,69	0,02
20	Cr	2,92	2,93	4,06	4,71
21	W	1,26	0,53	0,68	0,45
22	Cd	0,17	0,01	0,04	0,03
23	Pb	1,82	0,29	0,44	0,10
24	Co	0,80	0,61	2,22	0,05
25	Ni	5,89	38,09	13,45	3,14
26	Be	0,06	3,42	0,09	0,004
27	V	14,59	9,94	12,35	0,16
28	Cu	7,78	0,60	2,11	0,34
29	Ag	0,005	0,004	0,004	0,002
30	Ti	96,79	51,18	116,91	0,47
31	Zr	0,23	3,11	0,06	0,02
32	Hg	0,09	0,07	0,07	0,02
33	U	4,40	1,35	0,23	0,05
34	Rb	8,51	0,09	7,49	0,58

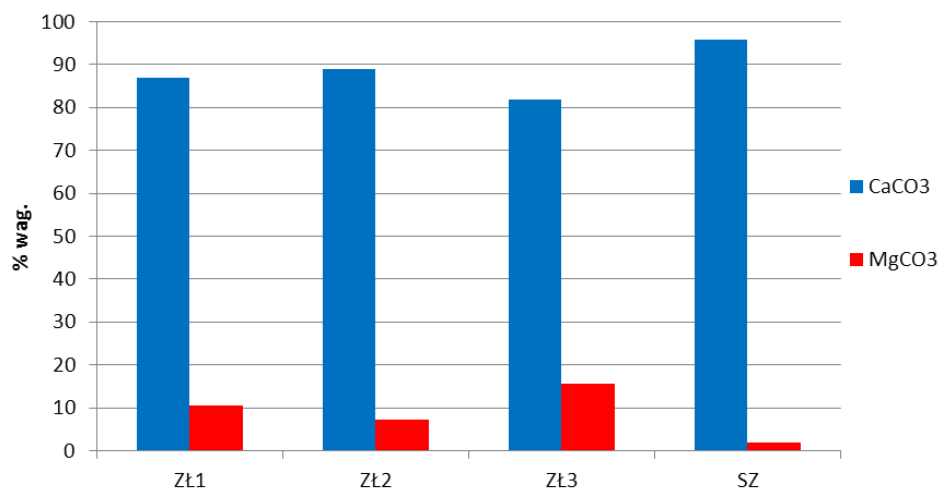


Fig. 5.5.4. Wykres zawartości CaCO₃ i MgCO₃ w marmurach żłocistych (ZŁ1 – 3) oraz marmurze szaroniebieskim (SZ).

Analizując wyniki zawartości pozostałych pierwiastków oznaczonych w marmurach zdolomityzowanych, zauważa się tutaj znaczne różnice w ilości niektórych z nich, w porównaniu z marmurem niezdolomityzowanym. Przede wszystkim obserwuje się w marmurach żłocistych duży wzrost zawartości fosforu, cyny, molibdenu, berylu oraz tytanu. Dodatkowo większą ilość ujawnia również mangan, wanad oraz uran. Mniejsza zawartość w marmurach żłocistych dotyczy potasu, cynku oraz siarki. Ilości innych analizowanych pierwiastków nie różnią się znacząco pomiędzy badanymi odmianami skał.

Zawartość fosforu w marmurach żłocistych waha się w granicach 113 – 1322 ppm, przy czym w marmurze szaroniebieskim jego ilość wynosi zaledwie 2 ppm. Większa zawartość tego pierwiastka w marmurach żłocistych wynika prawdopodobnie z liczniejszej niż w marmurach szaroniebieskich obecności apatytu, będącego głównym nośnikiem fosforu skorupy ziemskiej (por. Polański, 1988) oraz monacytu, którego nie stwierdzono w marmurach niezdolomityzowanych. Uran występuje w marmurach żłocistych w ilości około 0,2 – 4,4 ppm, a w marmurze szaroniebieskim 0,05 ppm. Jego większą koncentrację w marmurach zdolomityzowanych można tłumaczyć licznym występowaniem monacytu, cyrkonu, tytanitu i apatytu, w których pierwiastek ten się zwykle koncentruje. Mangan wbudowuje się natomiast najczęściej w strukturę węglanów, zarówno kalcytu jak i dolomitu, przy czym dolomity są przeważnie bogatsze w mangan niż wapień (por. Polański, 1988). Obserwację tę potwierdzają analizy skał sławniowickich, z których wynika, że marmur zdolomityzowany zawiera większe ilości manganu (460 – 580 ppm) niż marmur szaroniebieski (31 ppm). Dodatkowo

w marmurach złocistych często spotyka się minerały żelazisto – manganowe i manganowo – barowe, których obecność również wpływa na większą koncentrację tego pierwiastka w badanych skałach. Głównym nośnikiem wanadu są minerały ilaste (por. Polański, 1988). W marmurach złocistych występują one w formie drobnych lamin, wskutek czego skały te są wzbogacone w ten pierwiastek (9,9 – 14,5 ppm) w porównaniu z marmurem szaroniebieskim (ok. 0,16 ppm). Marmury zdolomityzowane wzbogacone są również w cynę (0,2 – 3,1 ppm), molibden (8,4 – 13,6 ppm) oraz beryl (0,06 – 3,42 ppm), których zawartość w marmurach niezdolomityzowanych wynosi odpowiednio 0,004 ppm dla cyny, 0,02 ppm dla molibdenu oraz 0,004 ppm dla berylu. Polański (1988) uważa, że wzbogacenie skał w te pierwiastki wywołane jest procesami pomagmowymi związanymi z granitowym środowiskiem skalnym. Powyższa obserwacja może być zatem potwierdzeniem wniosków Beresia i in. (1966), Dumicza (1969) oraz Janeczka i in. (1991), że dolomityzacja w Sławniowicach związana jest z pomagmowym oddziaływaniem gorących roztworów hydrotermalnych pochodzących z pobliskiego masywu granitowego Žulovej. Marmur złocisty zawiera również większą niż odmiana szaroniebieska ilość tytanu, którego jest odpowiednio 51 – 116 ppm w marmurze złocistym i jedynie ok. 0,5 ppm w marmurze szaroniebieskim. Tytan w badanych skałach gromadzi się przeważnie we własnych minerałach (rutyl, tytanit), których jest zdecydowanie więcej w marmurach złocistych.

Poza omówionymi powyżej pierwiastkami, których ilość wzrosła w marmurach po procesie dolomityzacji, istnieją również takie, w które marmury te zostały zubożone. Dotyczy to między innymi potasu, który w marmurze szaroniebieskim występuje w ilości ok. 2000 ppm, a w marmurze złocistym nie przekracza 200 ppm. Marmury złociste zubożone są również z siarkę. W marmurze niezdolomityzowanym jest jej ok. 950 ppm, natomiast w marmurze zdolomityzowanym 40 ppm. Około dwukrotnie mniejsza jest zawartość cynku w marmurach złocistych (4,1 – 6,2 ppm), w marmurze szaroniebieskim 18 ppm. Większa zawartość potasu w marmurach szaroniebieskich może być związana z dostarczaniem potasu z wietrzejącej skały skaleniowo – kwarcowej oraz występowaniem w nich minerałów z grupy mik, których w marmurach złocistych jest nieznaczna ilość. Większą ilość siarki i cynku w marmurze szaroniebieskim można natomiast tłumaczyć obecnością siarczków żelaza i cynku, których nie zidentyfikowano w marmurze złocistym.

5.6. Badanie przejawów procesów wietrzenia i krasowienia

Procesy wietrzenia obserwuje się we wszystkich rodzajach skał występujących w badanym złożu sławniowickim. Występują tu wszystkie trzy typy wietrzenia: biologiczne, fizyczne oraz chemiczne.

Czynnikiem wietrzenia biologicznego jest przede wszystkim mechaniczna działalność drzew i mniejszych form roślinnych, których korzenie wciskają się w szczeliny skał, rozsadzając je.

Wietrzenie fizyczne spowodowane jest w głównej mierze zmiennymi temperaturami, których wpływ powoduje rozluźnienie połączeń pomiędzy ziarnami mineralnymi, a w konsekwencji dezintegrację skał. Tworzą się wówczas w niektórych miejscach złoża niewielkie rumowiska skalne.

Głównym czynnikiem wietrzenia chemicznego jest woda atmosferyczna, przepływająca przez skały, wzbogacona w dwutlenek węgla, tlen oraz azot w różnym stopniu zdysocjowania. O niektórych przejawach tego procesu, takich jak na przykład wietrzenie biotytu i skaleni, wspomniano już we wcześniejszych rozdziałach pracy. W podrozdziale tym skupiono się natomiast na zjawiskach krasowych, dość szeroko rozwiniętych w badanym złożu.

Formy krasowe spotyka się przeważnie w marmurze złocistym, rzadziej w marmurze szaroniebieskim. Jest to spowodowane obecnością z marmurach złocistych licznych spękań oraz mikroporów, które sprzyjają migracji roztworów i rozpuszczaniu skał. Rozpoznane w złożu formy krasowe to przede wszystkim formy powierzchniowe, wśród których wyróżniono mikroformy oraz mezofomy (por. Pulina, 1999; Pulina i Andrejczuk, 2000). Mikroformy krasowe reprezentowane są przez mikroformy linijne oraz owalne. Mikroformy linijne występują w postaci różnego rodzaju żłobków, rozwijających się przede wszystkim w szczelinach skalnych złoża. Mikroformy owalne rozwinęły się głównie jako ospa krasowa oraz różnej wielkości jamki krasowe (Fig. 5.6.1). Dodatkowo występują również nieco większe pustki krasowe i kawerny (Fig. 5.6.2) oraz liczne żyłki kwarcowe i kalcytowe o nieregularnych kształtach. Niekiedy pustki krasowe wypełnione są wtórnym nagromadzeniem kryształów kwarcu lub kalcytu, wykształconych euhedralnie i tworzących różnej wielkości druzy i szczotki krystaliczne (Fig. 5.6.2). Kwarc występuje w dwóch odmianach barwnych: mlecznej oraz przezroczystej (kryształ górski). Kalcyt również przybiera różne barwy: od przezroczystych, przez białe, różowe do miodowych.

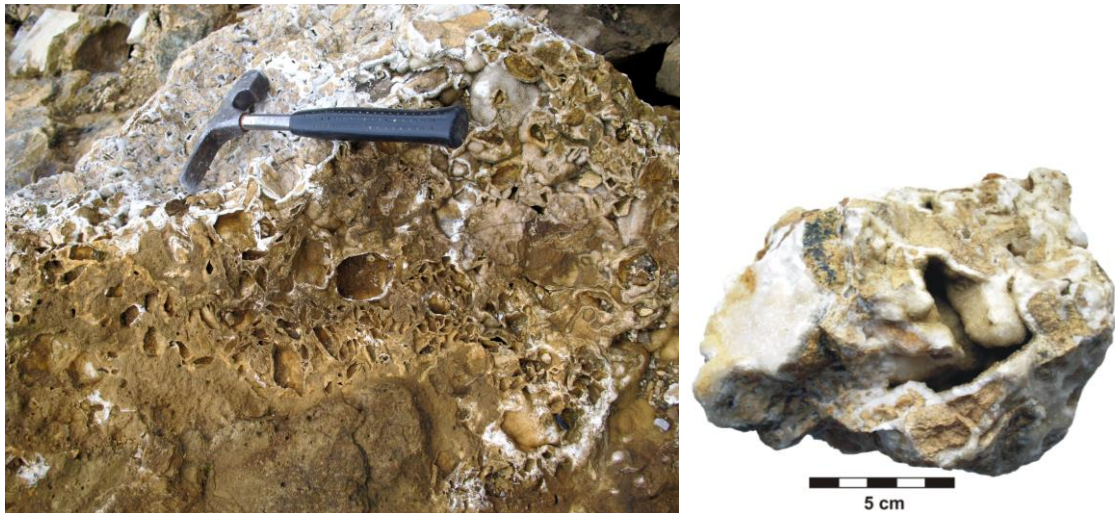


Fig. 5.6.1. Różnej wielkości jamki i pustki krasowe z żyłkami białego kalcytu.

Wśród mezostruktur krasowych rozpoznano przede wszystkim leje i lejki krasowe. Są one dość liczne i osiągają różną głębokość od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Wypełnione są najczęściej materiałem stanowiącym nadkład badanego złoże.

W złoże sławniowickim obserwuje się często polewy naciekowe (Fig. 5.6.3), zbudowane z drobnokrystalicznego kalcytu o charakterystycznej miodowej barwie. Tworzą się one przeważnie na marmurze złocistym. W ich przekroju wyraźnie widać laminację, będącą przejawem kolejnych faz krystalizacji kalcytu.



Fig. 5.6.2. Po prawej: Pustka krasowa. Po lewej: Szczotka krystaliczna zbudowana z euhedralnych kryształów mlecznego kwarcu.

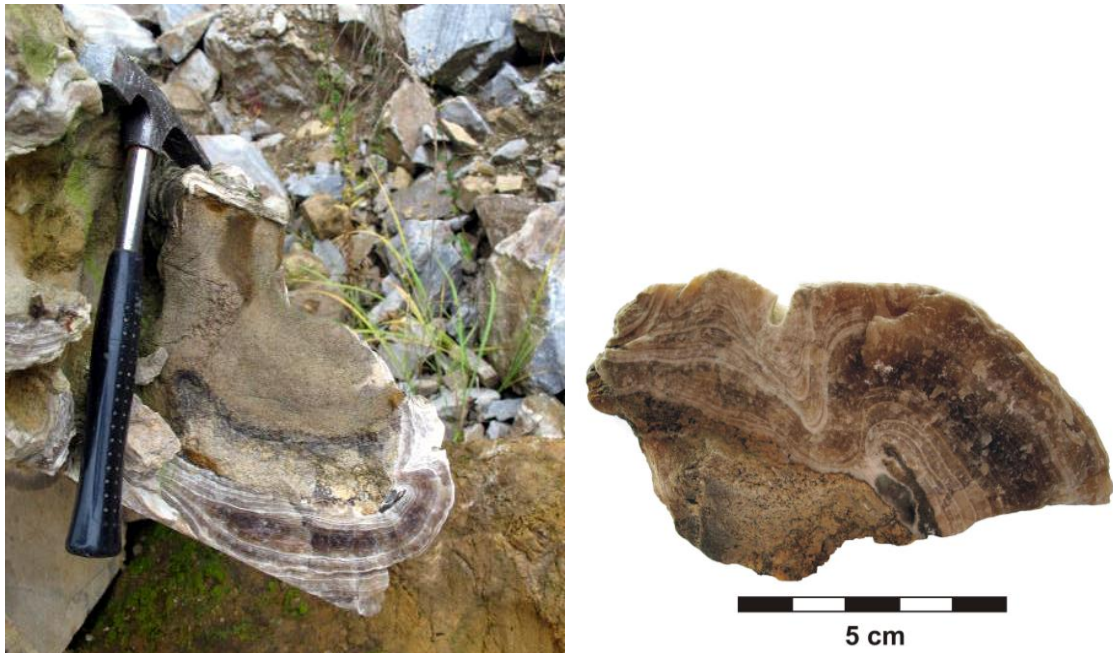


Fig. 5.6.3. Przekrój przez polewę naciekowa zbudowaną z miodowego kalcytu.

W złożu widoczne są również oznaki krasu hydrotermalnego. Jego przejawami są żyły kalcytowe obecne w marmurze złocistym, charakteryzujące się barwą białą, szarą, a niekiedy również złoto – miodową. Występują one w dwóch postaciach: jako układy równoległe ułożonych żył, biegnących zgodnie w pierwotnym uwarstwieniu skały oraz fantazyjne formy, przypominające swoim wyglądem „rózankę zelejowską” (Fig. 5.6.4; por. Tołkanowicz, 2001; Złonkiewicz, 2005). Obserwacje mikroskopowe wykazały dodatkowo, że w żyłach hydrotermalnych obecny jest kwarc, krystalizujący w postaci euhedralnych kryształów lub też tworzący drobną mozaikę kwarcową otaczającą kryształy kalcytu lub występującą pomiędzy kalcytem a dolomitem (Fig. 5.6.5).



Fig. 5.6.4. Przejawy krasu hydrotermalnego. Po lewej: Kalcytowe żyły hydrotermalne zgodne z pierwotnym warstwowaniem skały. Po prawej: Fantazyjne formy żył hydrotermalnych.

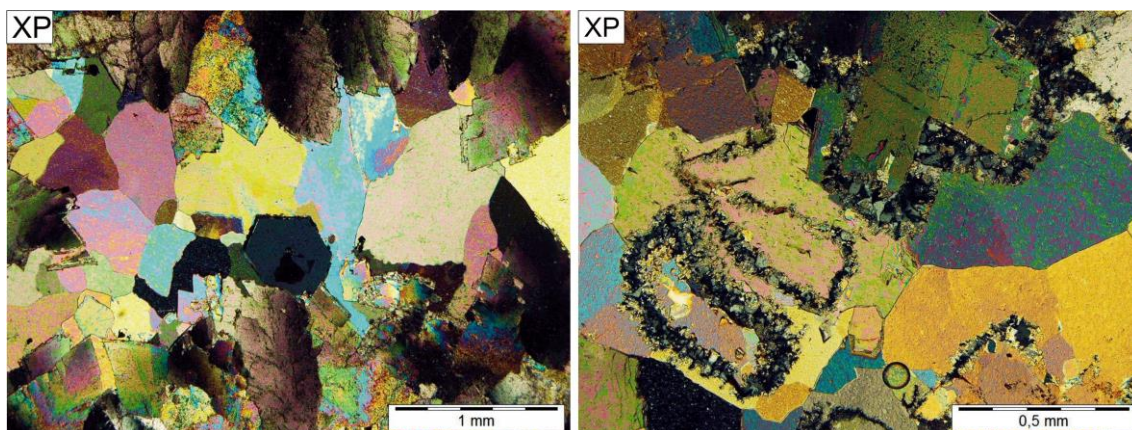


Fig. 5.6.5. Kalcytowe żyły hydrotermalne z euhedralnym kryształem kwarcu (po lewej) i mozaiką kwarcową (po prawej). Mikroskop polaryzacyjny.

Zarówno obserwacje terenowe, jak i mikroskopowe wskazują, na możliwości występowania dużych jaskiń i grot krasowych w badanym masywie w rejonie Sławniowic.

5.7. Mineralogia i petrografia łupków krystalicznych i paragnejsów

Drugą, po marmurach, najliczniej występującą w złożu sławniowickim serią skalną są łupki krystaliczne. Przelawicają one pokłady marmurów sławniowickich, często stanowią utwory przejściowe do paragnejsów. Wspomniane skały nie były do tej pory obiektem szczegółowych badań. Celem przedstawionych poniżej analiz jest zatem ich dokładna charakterystyka mineralogiczno – petrograficzna. Do badań wybrane zostały sławniowickie łupki krystaliczne pobrane w różnej odległości od kontaktu z marmurami oraz paragnejsy.

Charakterystyka mineralogiczno – petrograficzna łupków krystalicznych

Łupki krystaliczne ze Sławniowic makroskopowo cechują się barwą ciemnoszarą z wyraźnymi ciemnymi warstwami mikowymi oraz jasnymi kwarcowo – skaleniowymi (Fig. 5.7.1). Wykazują ona strukturę granolepidoblastyczną, porfiroblastyczną i teksturę zbitą, kierunkową (płasko – równoległą). Porfiroblastami są w nich przeważnie granaty oraz podrzędnie kwarc. W składzie mineralnym tych skał dominującymi składnikami są fyllokrzemiany (biotyt, muskowit), ułożone najczęściej kierunkowo oraz kwarc. Podrzędnie występują w nich skalenie, minerały ilaste, granat, apatyt, tlenki i/lub wodorotlenki Fe, tlenek Mn – Ba (hollandyt?) oraz inne minerały akcesoryczne.

W łupkach zlokalizowanych bliżej marmuru występują dodatkowo niewielkie ilości węglanów.



Fig. 5.7.1. Łupek krystaliczny ze złoża marmurów w Sławniowicach.

Pośród **mik** rozpoznanych w badanych łupkach, zawsze obecny jest biotyt, któremu niekiedy towarzyszy muskowitz. Zdecydowanie większa ilość łyszczyków występuje w łupkach pobranych z dala od kontaktu z marmurem. Tkwią one przede wszystkim w płaszczyznach foliacji, podkreślając jej kierunkowość. Spotyka się jednak również miki tworzące post – kinematyczne struktury występujące w formie mik transwersalnych, ułożonych w poprzek starszej foliacji (Fig. 5.7.2; por. Passchier i Trouw, 2005). Wchodzą one także w skład polimineralnych agregatów występujących w cieniach ciśnień porfiroblastów granatów. Biotyt niekiedy objęty jest procesem chlorytызacji. W blaszkach nieprzeobrażonego biotytu spotyka się wrostki kwarcu, apatyty, cyrkonu, monacytu, ksenotymu oraz tlenku Mn – Ba (hollandytu?). Dodatkowo obserwuje się w nich wrostki igiełek rutylu układające się w tzw. siatkę sagenitową (Fig. 5.7.3; por. Borkowska i Smulikowski, 1973).

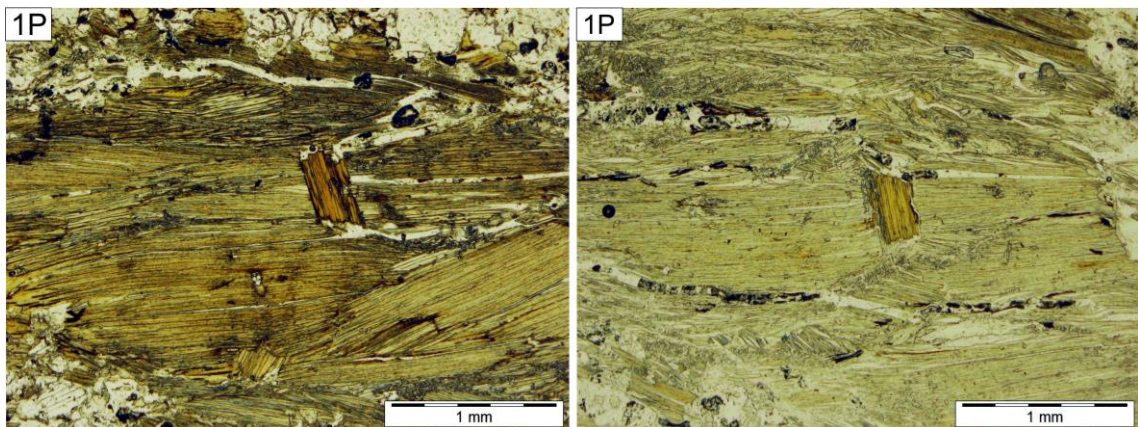


Fig. 5.7.2. Biotyty ułożone transwersalnie. Mikroskop polaryzacyjny.

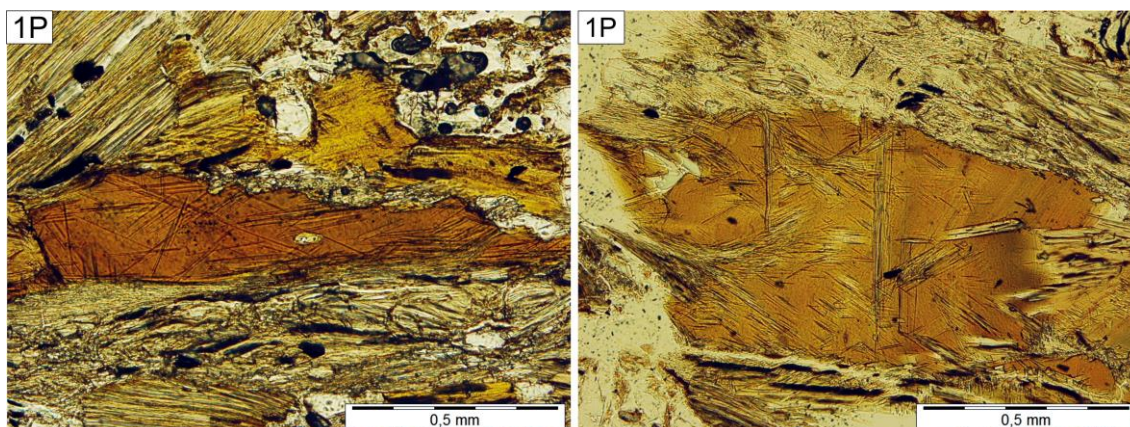


Fig. 5.7.3. Siatka sagenitowa w biotycie. Mikroskop polaryzacyjny.

Obecność w badanych skałach mik zaznacza się również na dyfraktogramach rentgenowskich (Fig. 5.7.4 – 5.7.5). W łupku krystalicznym oddalonym od marmuru wyraźnie widoczne są refleksy pochodzące od mik, dla których najbardziej charakterystyczny jest pik o wartości $d_{hkl} \approx 10 \text{ \AA}$ dla próbki w stanie powietrzno – suchym. Po nasyceniu próbki glikolem etylenowym oraz po prażeniu nie zmienia on swojego położenia. Na dyfraktogramie łupka z bliskiego kontaktu z marmurem linie pochodzące od mik są również obecne, lecz wykazują zdecydowanie słabszą intensywność.

Drugim, głównym składnikiem omawianych łupków krystalicznych jest **kwarc**. Jest on zwykle mocno spękany i wykazuje anomalie optyczne spowodowane dynamicznymi odkształceniami struktury sieciowej, objawiające się falistym wygaszaniem światła. Blasty kwarcu często zazębiają się ze sobą. Spotyka się w nich wrostki mik oraz minerałów takich jak: cyrkon, ksenotym i ilmenit (Fig. 5.7.9). On sam tworzy zaś wrostki w granatach oraz występuje w cieniach ciśnień tych minerałów (Fig. 5.7.7 – 5.7.8). Szczeliny spękań w kwarcu, występującego w łupkach z bliższego kontaktu z marmurem, wypełnione są węglanami. Obecność tego minerału wykazano również na dyfraktogramach rentgenowskich (Fig. 5.7.4 – 5.7.5).

Skalenie w badanych łupkach, podobnie jak kwarc, są najczęściej w różnym stopniu spękane, a ich blasty wykazują wykształcenie subhedralne oraz anhedralne. Reprezentowane są głównie przez plagioklasy oraz podrzędnie przez skalenie potasowe. Często ulegają procesowi serycytyzacji oraz kaolinityzacji (Fig. 5.7.6). Wykazują charakterystyczne polisyntetyczne zbliżnienia. Niekiedy obserwuje się w nich kombinację dwóch systemów bliźniaczych objawiających się obecnością kratki prążków bliźniaczych, krzyżujących się pod różnymi kątami. Wyniki analizy

rentgenograficznej łupków (Fig. 5.7.4 – 5.47.5) nie wykazały obecności skaleni potasowych, stwierdzono natomiast występowanie plagioklazu typu andezynu ($d_{hkl} = 6,41; 4,04; 3,87; 3,77; 3,72; 3,66; 3,21; 3,18; 3,15; 3,00; 2,94; 2,84; 2,53; 2,49 \text{ \AA}$).

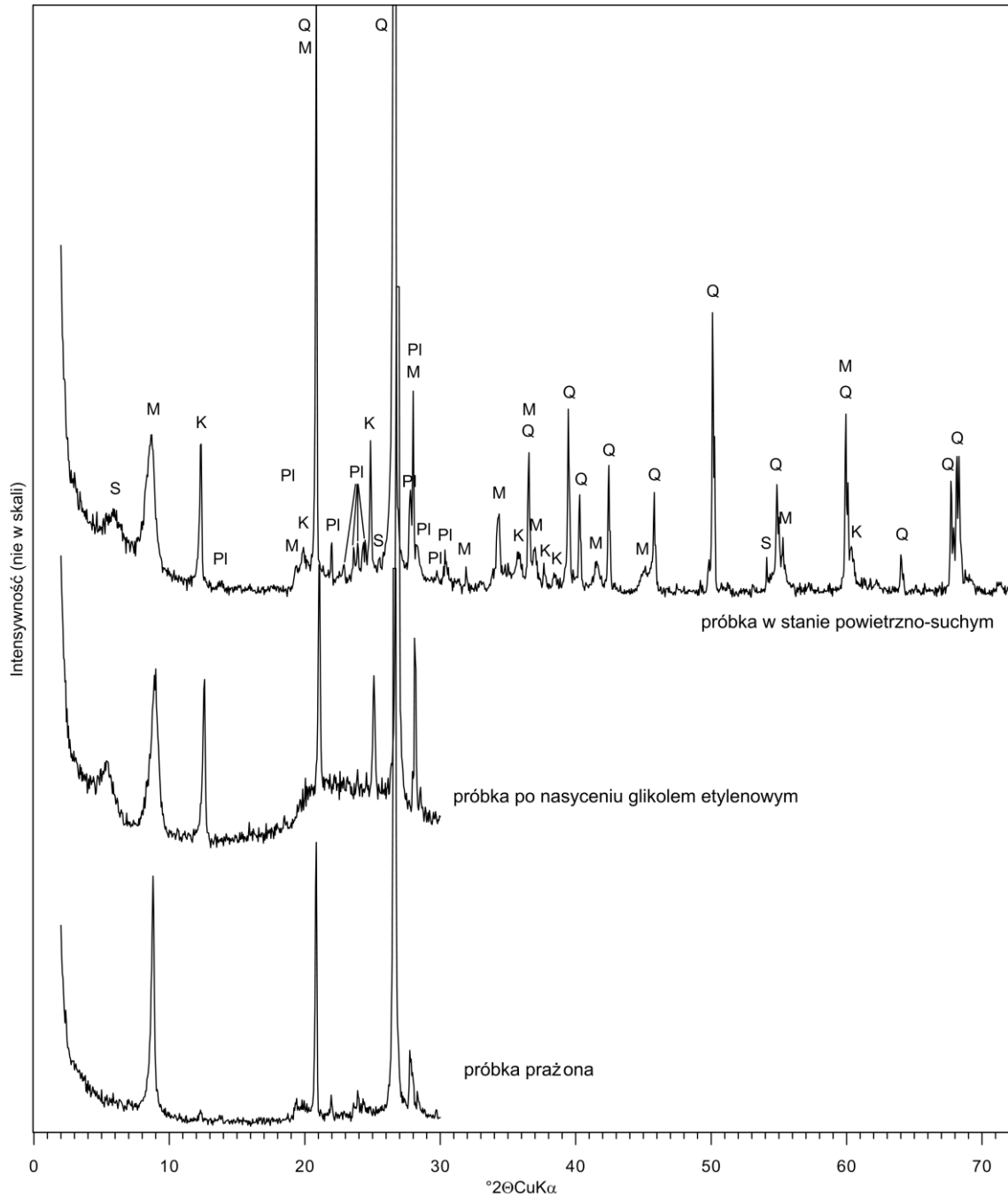


Fig. 5.7.4. Dyfraktogramy rentgenowskie przykładowego łupka krystalicznego ze Sławniowiec pobranego z dala od kontaktu z marmurem. K – kaolinit, M – miki, Pl – plagioklaz, Q – kwarc, S – smektyt.

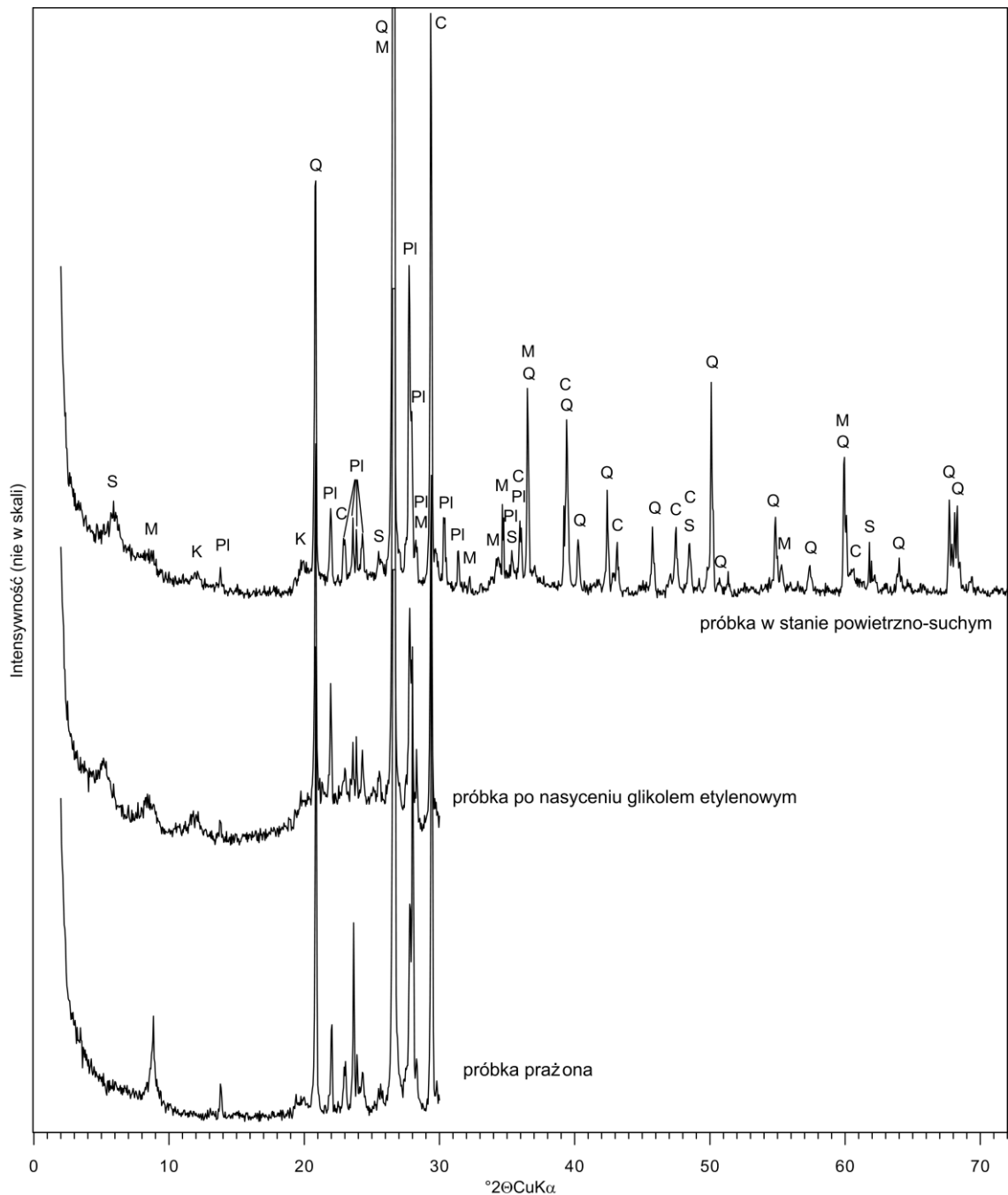


Fig. 5.7.5. Dyfraktogramy rentgenowskie przykładowego łupka krystalicznego ze Sławniowice pobranego blisko kontaktu z marmurem. C – kalcyt, K – kaolinit, M – miki, Pl – plagioklaz, Q – kwarc, S – smektyt.

Wśród minerałów ilastych rozpoznano **smektyt** oraz **kaolinit**. Ich identyfikację umożliwiły badania rentgenograficzne (Fig. 5.7.4 – 5.7.5). Grupę smektytu manifestuje refleks podstawowy o wartości $d_{hkl} \approx 15 \text{ \AA}$, który na dyfraktogramie próbki po nasyceniu glikolem etylenowym ulega przesunięciu na około 17 \AA , natomiast po prażeniu na około 10 \AA , koincydując z linią pochodząca od mik. Powyższe obserwacje wskazują, że są to smektyty z dwuwartościowym kationem wymiennym (Mg lub Ca)

w przestrzeni międzypakietowej (por. Środoń i Gawęł, 1988). Typową dla kaolinitu linią jest natomiast pik o wartości $d_{hkl} \approx 7 \text{ \AA}$, który zdecydowanie wyraźniej zaznacza się na dyfraktogramie łupka pobranego z dala od kontaktu z marmurem. W próbce nasyconej glikolem etylenowym wspomniany refleks nie ulega zmianie, natomiast w próbce prażonej znika, co jest diagnostyczne dla kaolinitu.

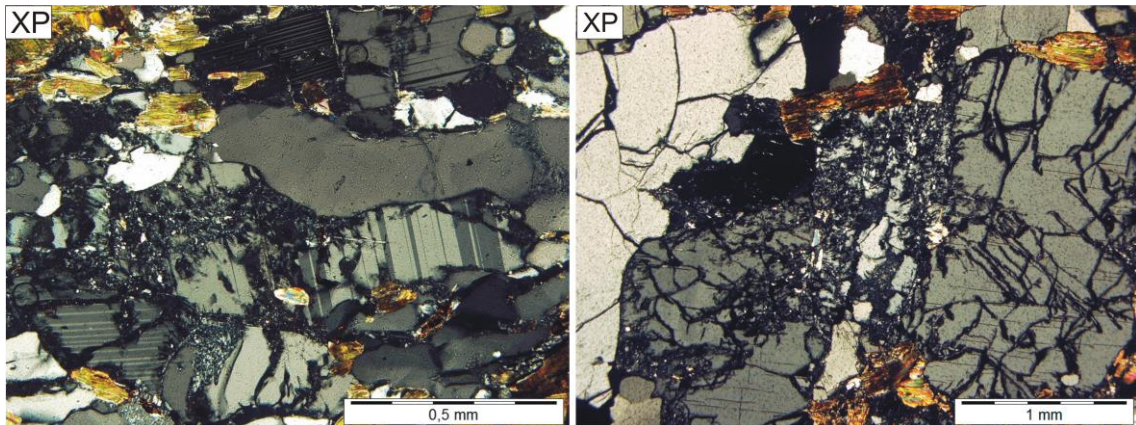


Fig. 5.7.6. Sericytacja oraz kaolinityzacja skaleni. Mikroskop polaryzacyjny.

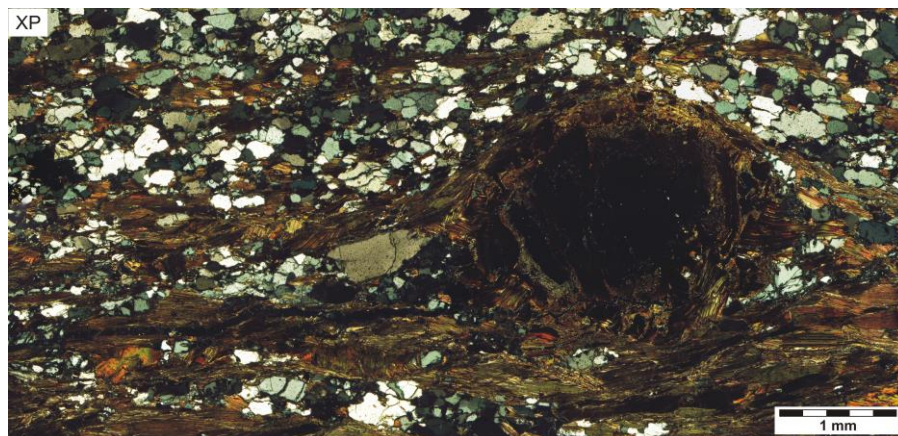


Fig. 5.7.7. Porfiroblast granatu z widocznymi cieniami ciśnięć. Mikroskop polaryzacyjny.

Granaty występują jedynie w łupkach krystalicznych pobranych z dala od kontaktu z marmurem. Stanowią one subhedralnie lub anhedralnie wykształcone porfiroblasty. Ujawniają się w nich rotacyjne, inter – tektoniczne struktury przejawiające się cieniami ciśnięć oraz charakterystycznie ułożonymi wrostkami (Fig. 5.7.7 – 5.7.8; por. Passchier i Trouw, 2005). Układają się one równolegle do siebie, lecz niezgodnie z foliacją skały. Cienie ciśnięć wypełnione są kwarcem, biotytem, plagioklazami oraz w bardzo niewielkich ilościach muskowitem. W jednym z blastów granatu zaznacza się dodatkowo mikrobudinaż. Szczeliny spękań w tych porfiroblastach wypełniają głównie tlenki i/lub wodorotlenki żelaza (np. goethyt). Wrostki w granacie

tworzą natomiast: kwarc, ilmenit, monacyt, ksenotym, cyrkon, bizmutoferyt oraz piryt (Fig. 5.7.9 – 5.7.11).

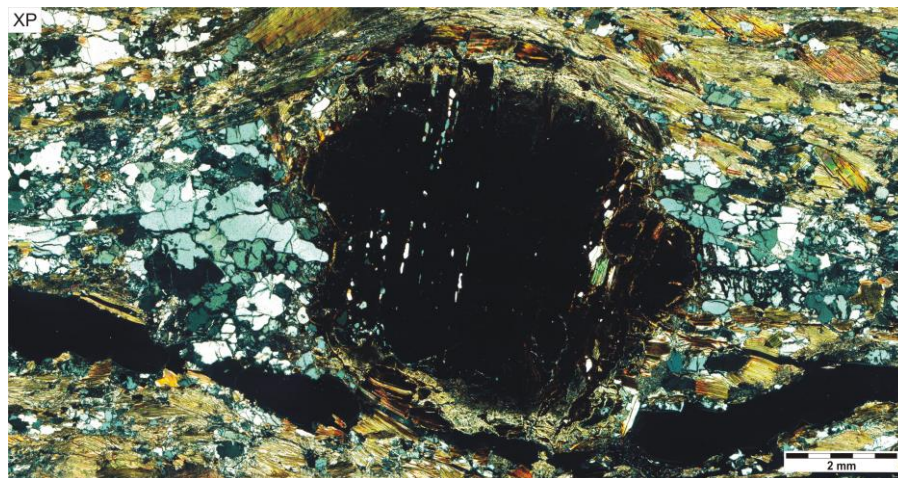


Fig. 5.7.8. Porfiroblast granatu z równolegle ułożonymi wrostkami kwarcu oraz cieniami ciśnięć wypełnionymi kwarcem i mikami. Mikroskop polaryzacyjny.

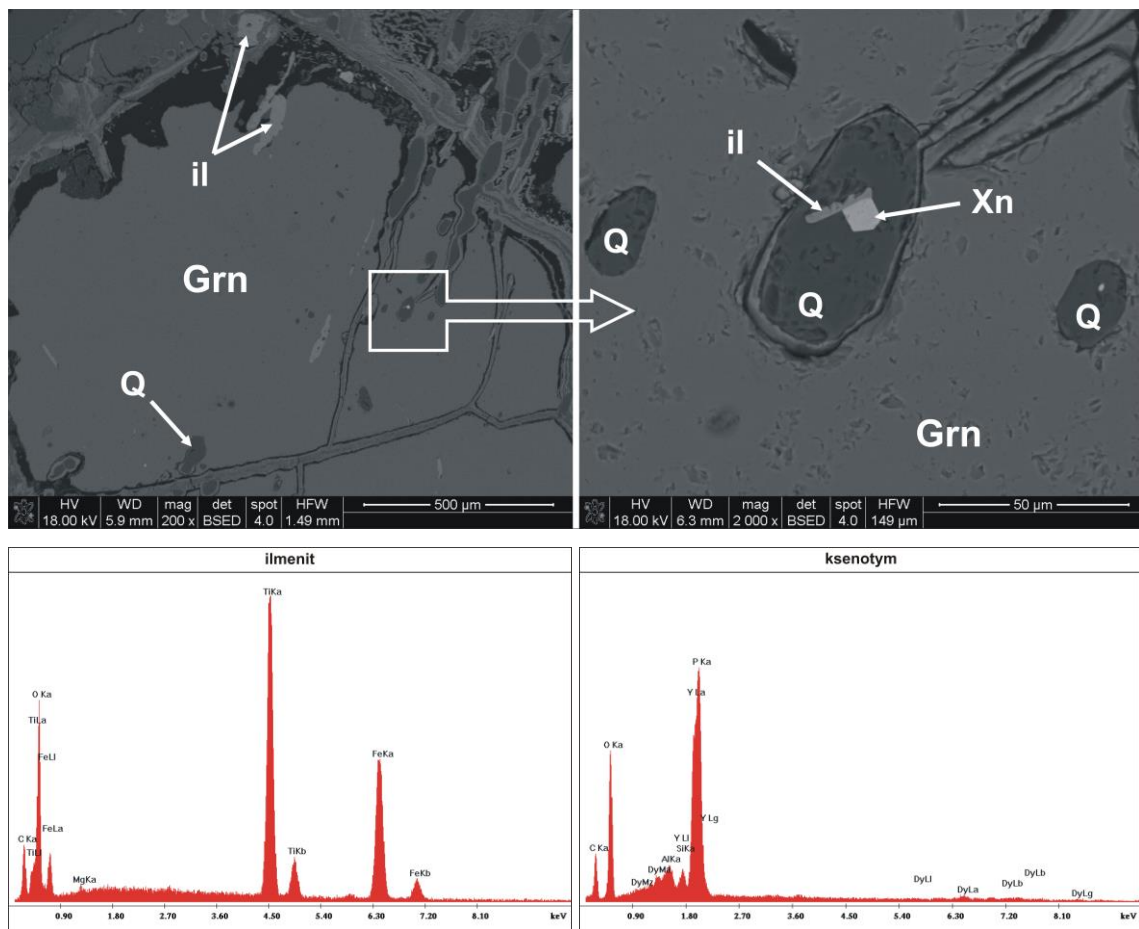


Fig. 5.7.9. Obrazy BSED oraz widma EDS wrostków ilmenitu i kwarcu w granacie oraz wrostków ilmenitu i ksenotymu w kwarcu, stanowiącym jednocześnie wrostek w granacie. il – ilmenit, Grn – granat, Q – kwarc, Xn – ksenotym.

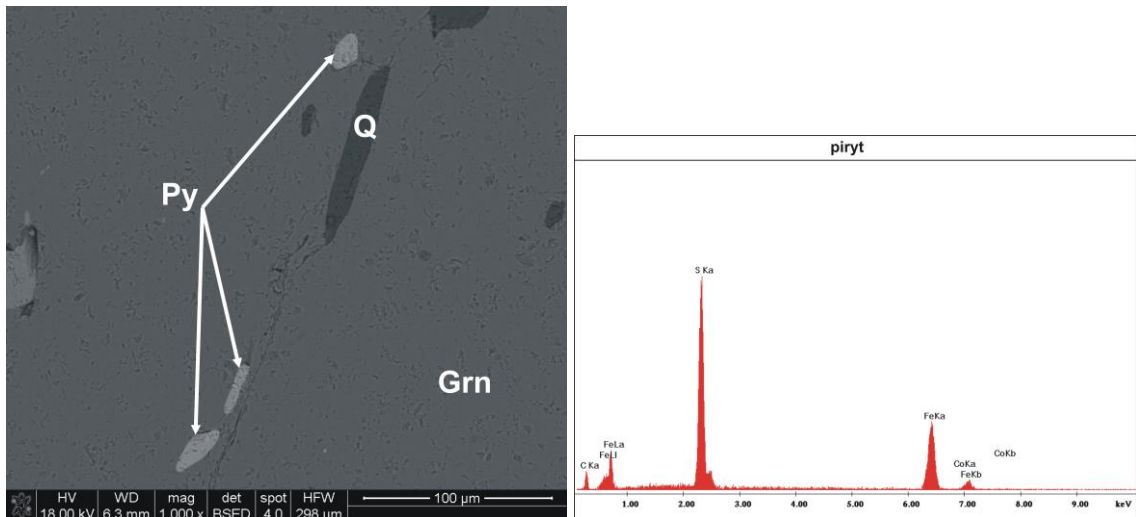


Fig. 5.7.10. Obraz BSED oraz widmo EDS wrostków pirytu i kwarcu w granacie. Grn – granat, Py – piryt, Q – kwarc.

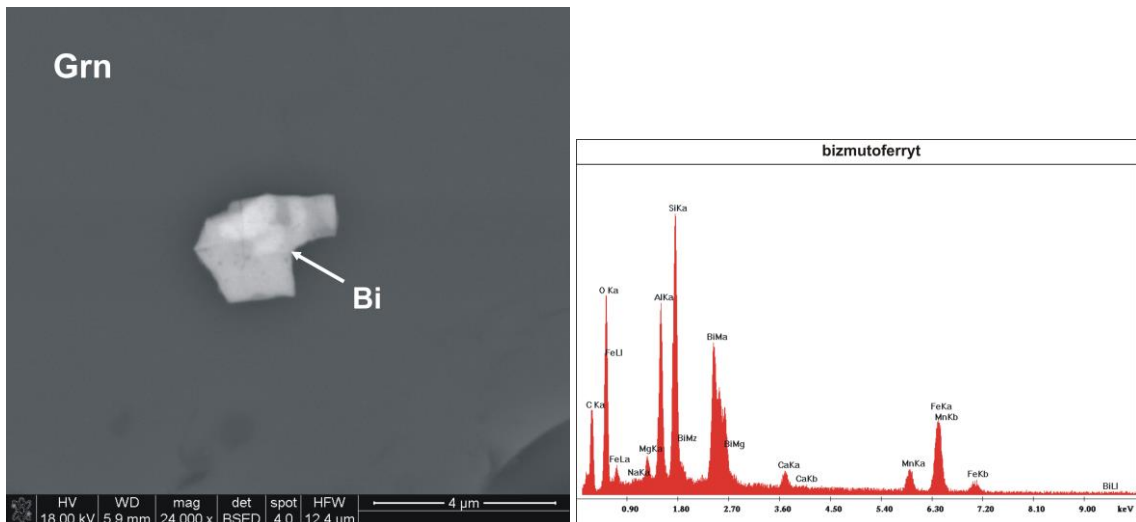


Fig. 5.7.11. Obraz BSED oraz widmo EDS wrostku bismutoferrytu w granacie. Grn – granat, Bi – bismutoferryt.

W łupkach krystalicznych ze Sławniowic odnaleziono wiele minerałów akcesorycznych, występujących głównie z formie wrostków w innych minerałach lub tworzących pojedyncze kryształy leżące w foliacji. Badania mikroskopowe pozwoliły rozpoznać wśród nich: apatyt, rutyl, ilmenit, cyrkon, monacyt, ksenotym, piryt, bismutoferryt, tlenki i/lub wodorotlenki Fe oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?). **Apatyt** występuje głównie w foliacji, pomiędzy innymi minerałami. Przybiera on formę subhedralnie lub anhedralnie wykształconych słupków (Fig. 5.7.12). **Rutyl** stanowi wrostki w blaszkach biotyту oraz w kwarcu, gdzie tworzy zespół igiełek układających się w tzw. siatkę sagenitową (Fig. 5.7.3). **Ilmenit** występuje w postaci nieprawidłowych

kryształów, niekiedy o charakterystycznym szkieletowym wykształceniu. Został on rozpoznany jako wrostek w granacie oraz kwarcu (Fig. 5.7.9). Często towarzyszy mu **piryt**. Tworzy on anhedralne, wydłużone kryształy, których kształt wynika prawdopodobnie z deformacji, jakim podlegał porfiroblast granatu (Fig. 5.7.10). W granacie obecny jest także **bizmutoferryt** osiągający wielkość ok. 4 μm (Fig. 5.7.11). **Cyrkon** i **kzenotym** występują w postaci drobnych kryształów, których rozmiar dochodzi do kilkunastu μm . Cyrkon (Fig. 5.7.12) tworzy przeważnie anhedralne kryształy. Kzenotym (Fig. 5.7.9 i 5.7.12) odznacza się subhedralnym i euhedralnym wykształceniem oraz krótkosłupkowym pokrojem. W przekroju prostopadłym do wydłużenia słupa przybiera formę czworokąta. **Monacyt** współwystępuje z cyrkonem oraz kzenotymem i osiąga wielkość do około 50 μm (Fig. 5.7.13).

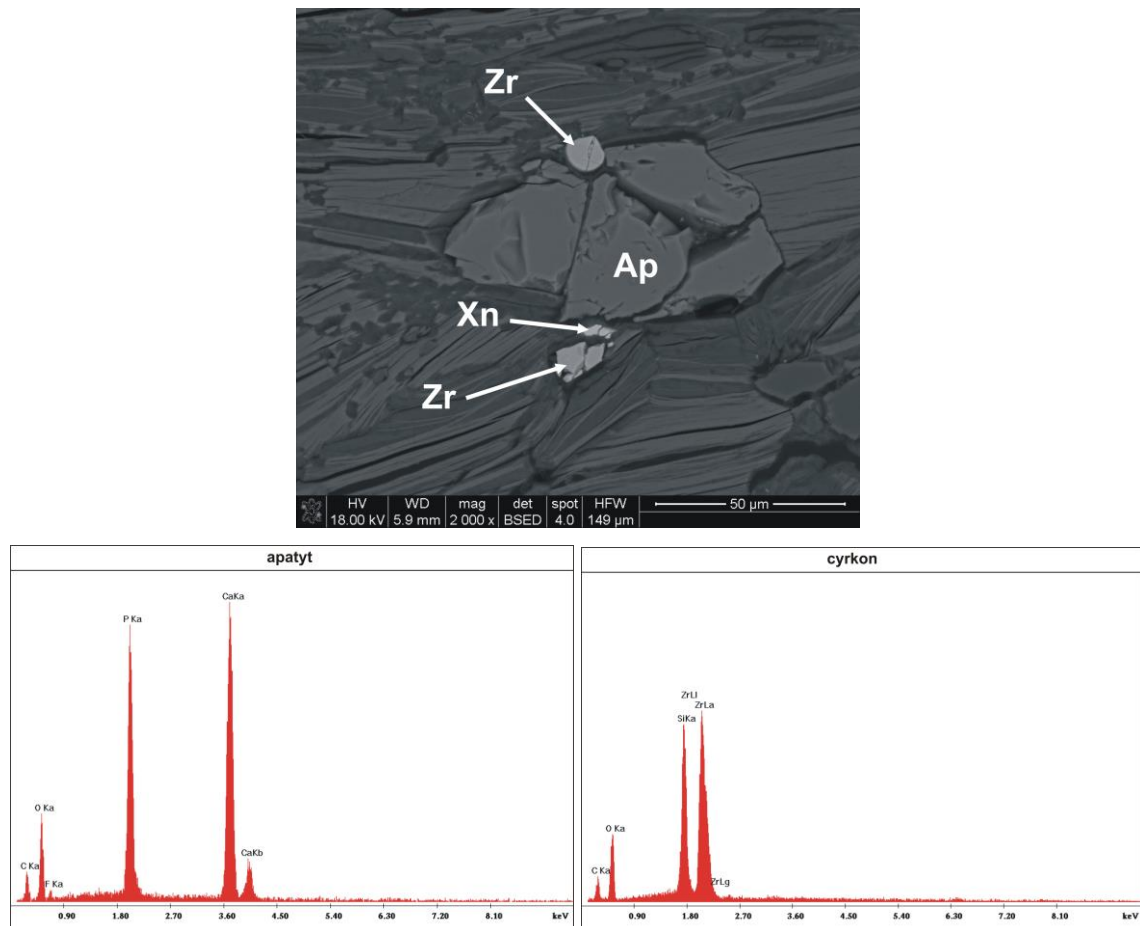


Fig. 5.7.12. Obraz BSED oraz widma EDS przedstawiające apatyt, cyrkon i kzenotym tkwiące w foliacji pomiędzy mikami. Ap – apatyt, Xn – kzenotym, Zr – cyrkon.

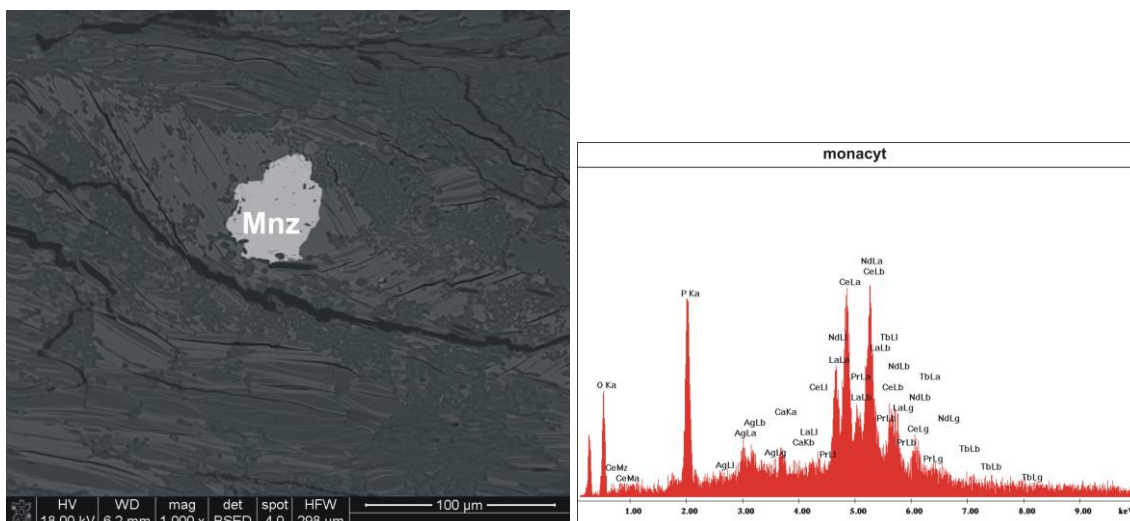


Fig. 5.7.13. Obraz BSED oraz widmo EDS przedstawiające monacyt tkwiący w foliacji pomiędzy mikami. Mnz – monacyt.

Najmłodsze, wtórne minerały obecne w łupkach to przede wszystkim **tlenki i/lub wodorotlenki Fe** (np. goethyt) oraz **tlenek Mn – Ba (hollandyt?)**. Występują one w formie drobnych, pojedynczych skupień, lecz częściej wypełniają szczeliny spękań w minerałach oraz pomiędzy nimi.

Węglany występują w niewielkich ilościach, tylko w łupkach pobranych bliżej kontaktu z marmurem. Tworzą one anhedralne, drobne blasty lub wypełniają szczeliny spękań w kwarcu i skaleniach. Na dyfraktogramie rentgenowskim (Fig. 5.7.5) ujawniają refleksy o wartościach 3,04; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,87 Å.

Charakterystyka mineralogiczno – petrograficzna paragnejsów

Paragnejsy makroskopowo cechują się barwą jaśniejszą od łupków krystalicznych w odcieniach kremowoszarych (Fig. 5.7.14). Są one najczęściej w dużym stopniu zwiertzałe. Podobnie jak łupki wykazują strukturę granolepidoblastyczną i teksturę zbitą, ze słabo zaznaczającą się kierunkowością. Pod względem składu mineralnego paragnejsy nie różnią się znacząco od łupków krystalicznych, zmienia się w nich jedynie proporcja pomiędzy głównymi składnikami. W paragnejsach dominującymi minerałami są skalenie i kwarc, w mniejszych ilościach występuje natomiast biotyt. Dodatkowo spotyka się w nich minerały ilaste oraz następujące minerały akcesoryczne: apatyt, rutyl oraz tlenki i/lub wodorotlenki żelaza.

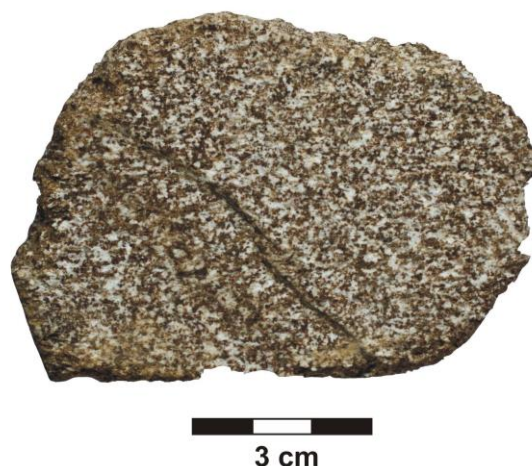


Fig. 5.7.14. Paragnejs ze złoża marmurów w Sławniowicach.

Skalenie występujące w paragnejsach przybierają formę różnej wielkości blastów, są mocno spękane oraz poprzerastane z kwarcem i biotytem (Fig. 5.7.15). Dodatkowo ulegały one procesom serycytyzacji i kaolinityzacji (Fig. 5.7.16), niekiedy bardzo zaawansowanym. Są to głównie plagioklasy polisyntetycznie zbliżnione oraz skalenie potasowe, których jednoznaczna identyfikacja jest bardzo utrudniona ze względu na liczne spęknięcia oraz przeobrażenia. Wyniki analizy rentgenograficznej dwóch przykładowych próbek paragnejsów (Fig. 5.7.19 – 5.7.20) wykazały, podobnie jak w łupkach krystalicznych, obecność plagioklazu typu andezynu.

Kwarc, podobnie jak skalenie, jest najczęściej mocno spękany, wykazując faliste wygaszanie światła oraz niekiedy ulegając granulacji na drobną mozaikę. Większe blasty tego minerału zazębiają się nawzajem i przerastają ze skaleniami (Fig 5.7.15). Obecność kwarcu w omawianych skałach zaznacza się również na dyfraktogramach rentgenowskich (Fig. 5.7.19 – 5.7.20), ujawniając piki typowe dla kwarcu – β .

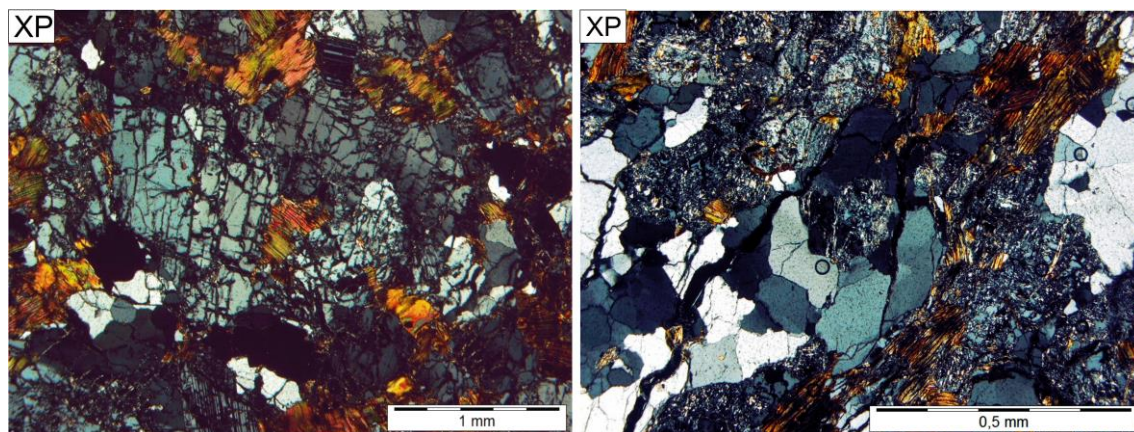


Fig. 5.7.15. Po lewej: Mocno spękane skalenie poprzerastane z biotytem. Po prawej: Spękany kwarc poprzerastany ze skaleniami. Mikroskop polaryzacyjny.

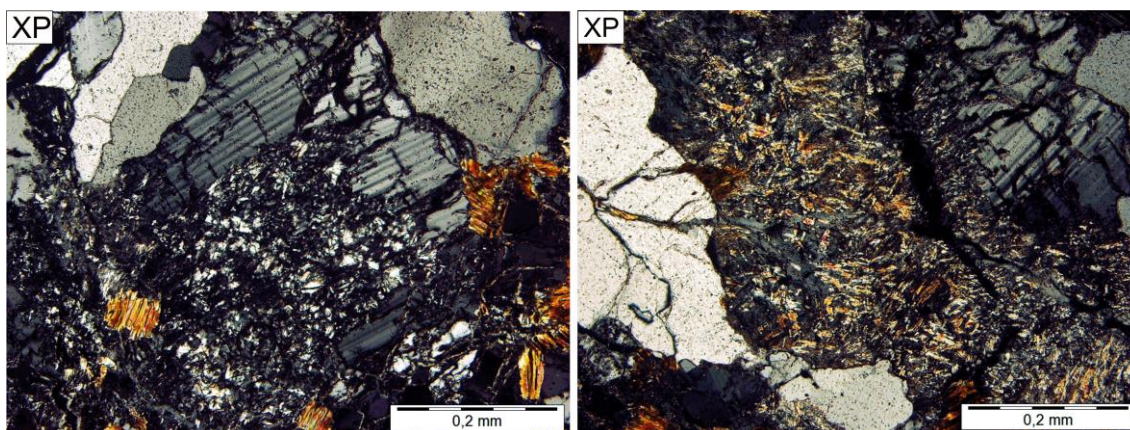


Fig. 5.7.16. Po lewej: Kaolinityzacja plagioklaz. Po prawej: Serycytyzacja plagioklaz. Mikroskop polaryzacyjny.

Miki reprezentowane są głównie przez biotyt. Tworzy on różnej wielkości, lekko powyginane blaszki, pigmentowane związkami żelaza występującymi głównie w płaszczyznach jego łupliwości. Dodatkowo spotyka się w nim wrostki minerałów akcesorycznych np. apatyty (Fig. 5.7.17), rutilu (Fig. 5.7.18). Nie spotyka się natomiast pierwotnych blaszek muskowitu, jedynie jego drobnołuseczkową formę – serycyt, stanowiący produkt przeobrażenia skaleni. Na dyfraktogramach rentgenowskich (Fig. 5.7.19 – 5.7.20) ujawniają się refleksy pochodzące od mik, dla których najbardziej charakterystyczny jest pik o wartości $d_{hkl} \approx 10 \text{ \AA}$, który dla próbki po nasyceniu glikolem etylenowych oraz próbki prażonej nie zmienia swojego położenia.

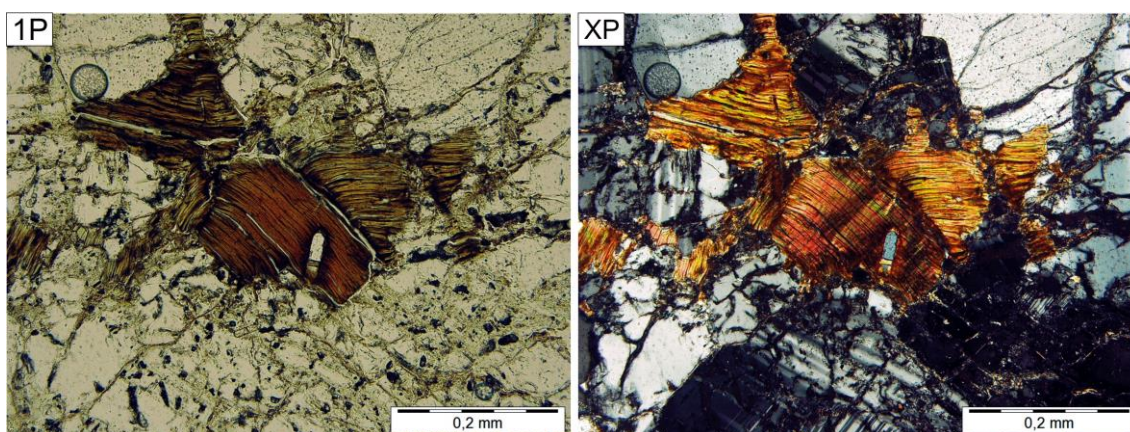


Fig. 5.7.17. Blaszki biotytu z wrostkiem apatyty, otoczone skaleniami oraz kwarcem. Mikroskop polaryzacyjny.

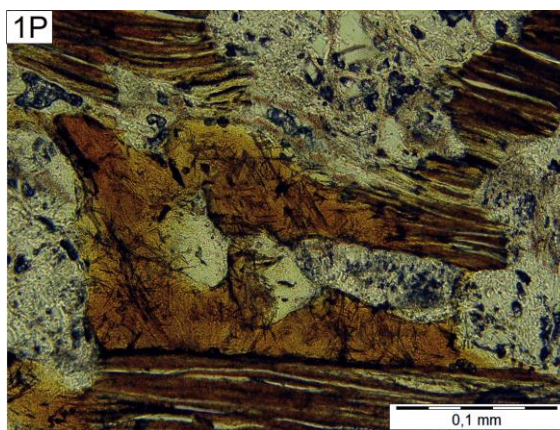


Fig. 5.7.18. Błazka biotyту z wrostkami igielek rutylu. Mikroskop polaryzacyjny.

Wśród minerałów ilastych rozpoznano w paragnejsach **kaolinit**, minerał mieszanopakietowy **wermikulit/smektyt** oraz **smektyt**. Na dyfraktogramach rentgenowskich (Fig. 5.7.19 – 5.7.20) kaolinit wykazuje diagnostyczny dla siebie refleks o wartości $d_{hkl} \approx 7 \text{ \AA}$, który w próbce nasyconej glikolem etylenowym nie ulega zmianie, natomiast w próbce prażonej znika. Kaolinit rozpoznany został w paragnejsach jako produkt przeobrażenia skaleni. Minerał mieszanopakietowy wermikulit/smektyt zidentyfikowano jedynie w próbce nr 1. Wykazuje on charakterystyczną dla siebie linię o wartości $d_{hkl} \approx 14,8 \text{ \AA}$, która na dyfraktogramie próbki po nasyceniu glikolem etylenowym ulega lekkiemu przesunięciu na około $15,5 \text{ \AA}$, świadcząc o obecności niewielkiej ilości pakietów pęczniejących (smektytowych), natomiast w próbce poddanej prażeniu kolapsuje do wartości około $9,5 \text{ \AA}$. Powyższe obserwacje wskazują, że są to interstratyfikacje wermikulitu z dwuwartościowym kationem wymiennym (Mg lub Ca) w przestrzeni międzypakietowej z niewielką ilością pakietów smektytowych również z dwuwartościowym kationem wymiennym (Mg lub Ca) (por. Środoń i Gaweł, 1988). Minerale z grupy smektytu zostały rozpoznane w próbce 2. Smektyt ujawnia charakterystyczny pik o wartości $d_{hkl} \approx 15 \text{ \AA}$, który na dyfraktogramie próbki po nasyceniu glikolem etylenowym ulega przesunięciu na około $17,3 \text{ \AA}$, natomiast po prażeniu próbki na około 10 \AA , koincydując z linią pochodząca od mik. Powyższe obserwacje wskazują, że są to smektyty z dwuwartościowym kationem wymiennym (Mg lub Ca) w przestrzeni międzypakietowej (por. Środoń i Gaweł, 1988).

Najczęściej spotykanym w paragnejsach minerałem akcesorycznych jest **apatyt**, który tworzy euhedralne słupki i występują głównie jako wrostek w biotycie (Fig. 5.7.17), a niekiedy również w kwarcu i skaleniach. W blaszkach słabiej zmienionego biotyту obserwuje się również obecność igielek **rutylu** (Fig. 5.7.18). Dodatkowo

występują **tlenki i/lub wodorotlenki żelaza** tworzące często pseudomorfozy po siarczku żelaza (Fig. 5.7.21).

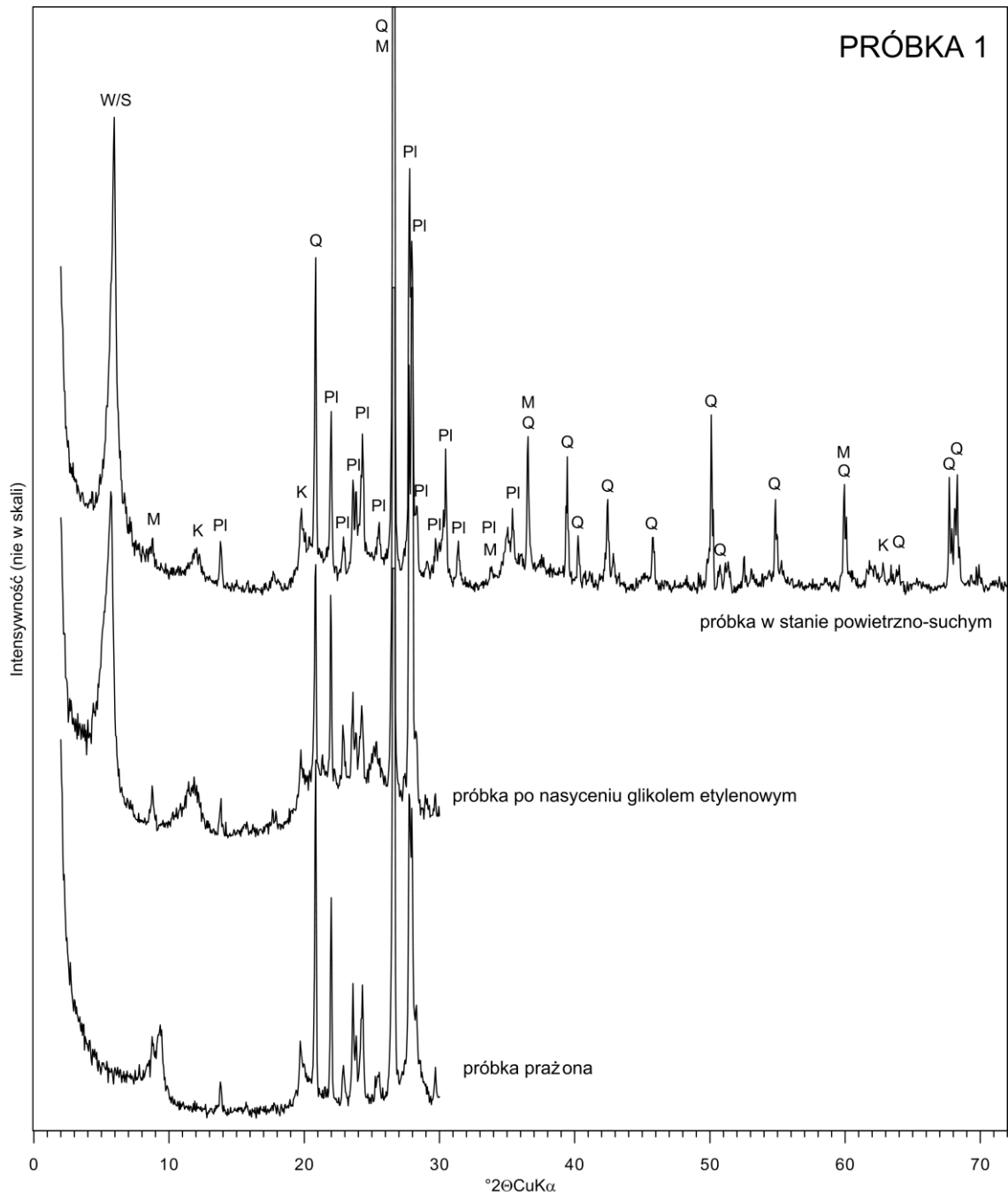


Fig. 5.7.19. Dyfraktogramy rentgenowskie paragnejsów ze Sławniowice – próbka 1. K – kaolinit, M – miki, PI – plagioklaz, Q – kwarc, W/S – mineral mieszanopakietowy wermikulit/smiektyt.

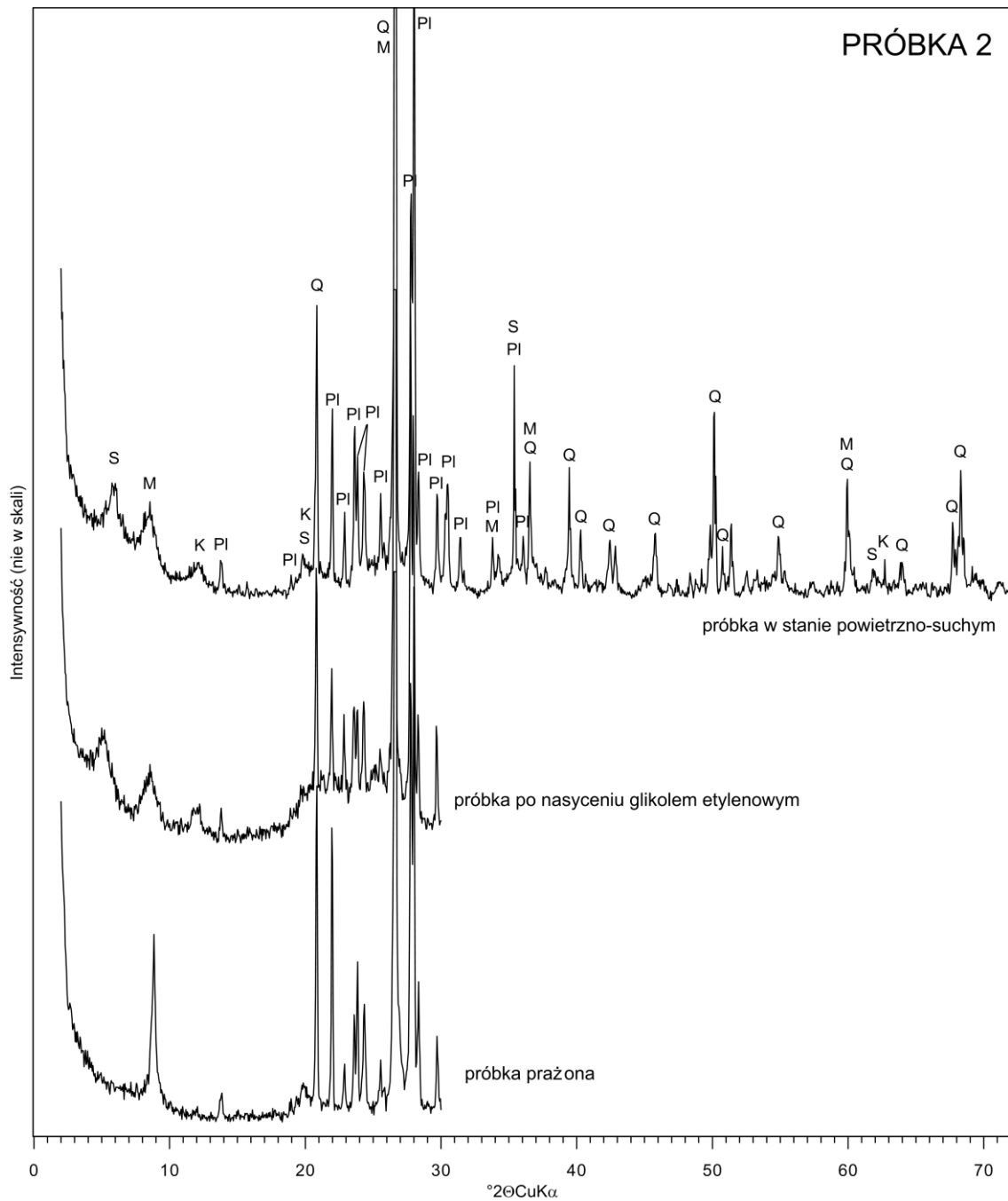


Fig. 5.7. 20. Dyfraktogramy rentgenowskie paragnejsów ze Sławniowic – próbka 2. K – kaolinit, M – miki, PI – plagioklaz, Q – kwarc, S – smektyt.

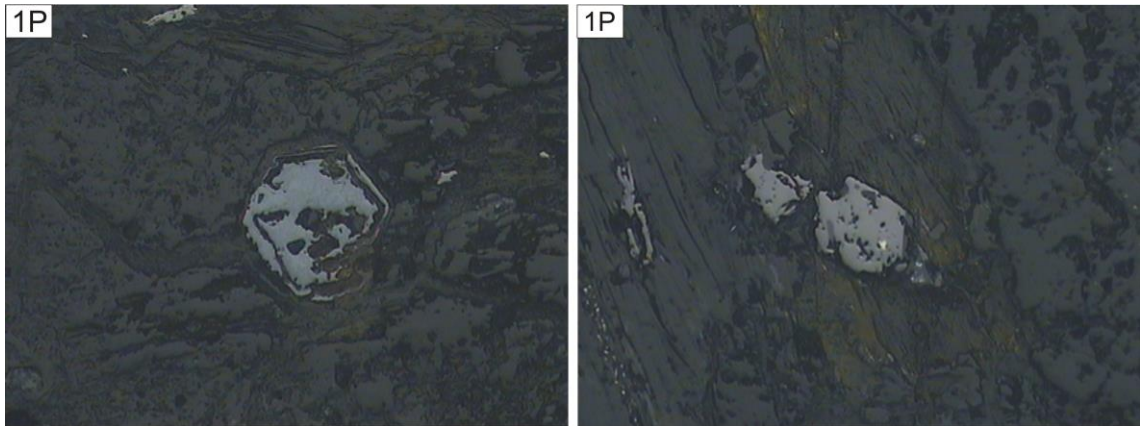


Fig. 5.7.21. Pseudomorfozy po siarczku żelaza wypełnione tlenkami i/lub wodorotlenkami żelaza. Powiększenie 20x. Mikroskop polaryzacyjny do światła odbitego.

5.8. Mineralogia i petrografia skały chlorytowej

Skały chlorytowe zostały rozpoznane w marmurze złocistym. Stanowią one formę różnej wielkości żył, soczew i gniazdowych skupień (Fig. 5.8.1). E. Lewicka (2010) rozpoznała je również w skale skaleniowo – kwarcowej odsłaniającej się w kamieniołomie nr 1.

Skała makroskopowo cechuje się barwą ciemnozieloną, jest krucha i spękana (Fig. 5.8.2). Na powierzchniach zwietrzałych przybiera barwę rdzawobrunatną. Wykazuje strukturę lepidogranoblastyczną oraz teksturę zbitą, bezładną, brak foliacji i oddzielności łupkowej. Podstawowymi składnikami tej skały są minerały z grupy chlorytu. Podrzędnie występuje tu kwarc, apatyt, węglany, miki oraz akcesorycznie: tytanit, rutyl, cyrkon, monacyt, cheralit, tlenki i wodorotlenki Fe.



Fig. 5.8.1. Gniazdowe skupienie skały chlorytowej w marmurze złocistym.



Fig. 5.8.2. Skala chlorytowa występująca w złożu sławniowickim.

Chloryty w omawianej skale występują najczęściej w formie agregatów zbitych oraz różnie zorientowanych łusek i blaszek. Już obserwacje mikroskopowe pozwalają zauważyć, że stanowią one kilka rodzajów chlorytów. W przewadze występują chloryty bezbarwne o normalnych szarych barwach interferencyjnych (Fig. 5.8.3). Są one bardzo drobno wykształcone i tworzą niekiedy wachlarzowate skupienia. W mniejszych ilościach spotyka się natomiast chloryty o barwie bladozielonej, słabym pleochroizmie oraz subnormalnych brunatnych i niebieskich barwach interferencyjnych (Fig. 5.8.3 – 5.8.4). Występują one przeważnie w postaci pojedynczych blaszek o większych rozmiarach niż chloryty bezbarwne.

Jak już wspomniano w rozdziale 5.2 intensywność zabarwienia chlorytów zależy od ilości w nich żelaza. Bezbarwne lub bladozielonkawe z ledwie dostrzegalnym pleochroizmem są chlorytami ubogimi w żelazo (Borkowska i Smulikowski, 1973). Można zatem wnioskować, że są to chloryty magnezowe szeregu pennin – klinochlor – szeridanit. Przeważającym jest szeridanit, który wykazuje normalne, szare barwy interferencyjne. Klinochlor o subnormalnych brunatnych oraz pennin o anormalnych niebieskich barwach interferencyjnych spotyka się znacznie rzadziej, w postaci pojedynczych blaszek. Powyższy wniosek potwierdzają wykonane badania skaningowe (Fig. 5.8.5). Porównując widma EDS omawianych chlorytów z widmem przykładowego chlorytu żelazistego prezentowanego przez Severina (Fig. 5.2.4) wyraźnie widać, że są one wzbogacone w magnez, natomiast zubożone w żelazo. Różnica w zawartości żelaza pomiędzy poszczególnymi rodzajami chlorytów objawia się tym, że chloryty bladozielone zawierają więcej tego pierwiastka niż chloryty bezbarwne. Choć jest to różnica nieznaczna, odzwierciedla się jednak w ich barwie.

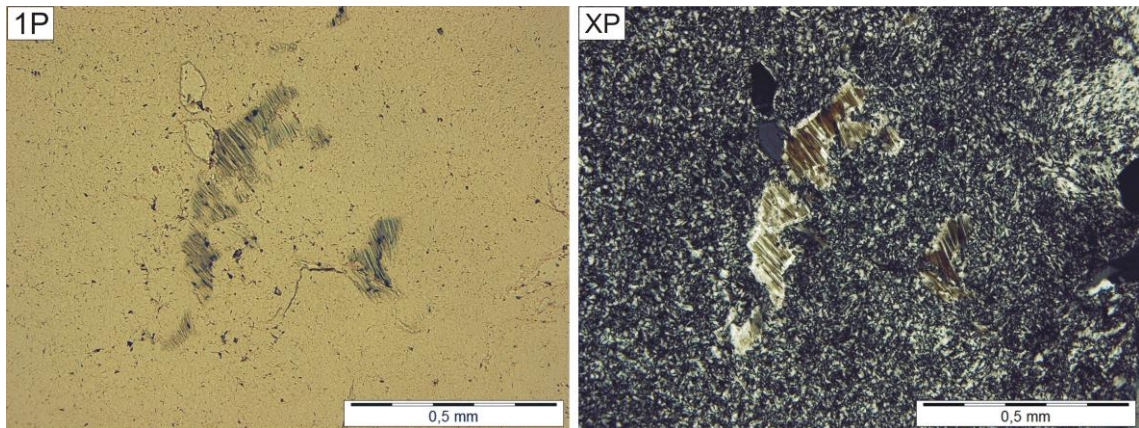


Fig. 5.8.3. Chloryt bladezielony o subnormalnych brunatnych barwach interferencyjnych – klinochlor tkwiący w bezbarwnym agregacie chlorytowym o normalnych szarych barwach interferencyjnych – szeridanity. Mikroskop polaryzacyjny.

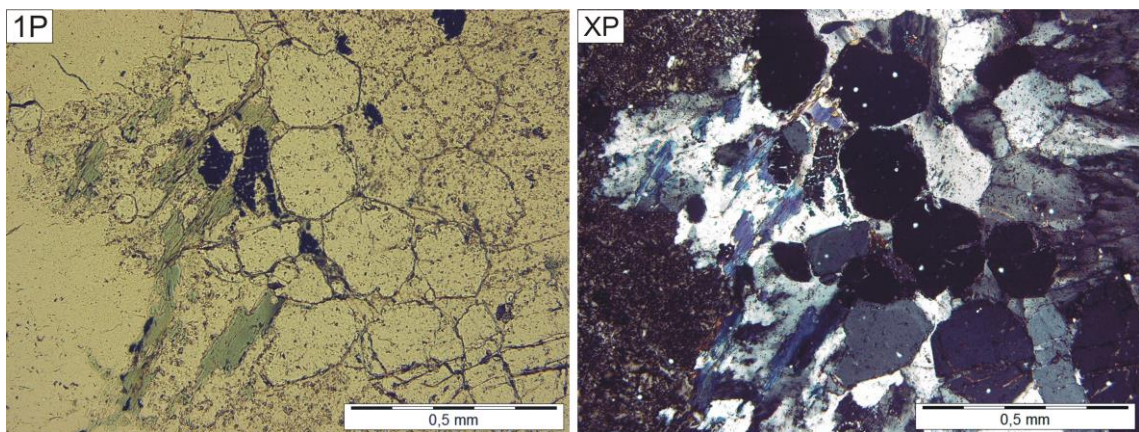


Fig. 5.8.4. Chloryty bladezielone o subnormalnych niebieskich barwach interferencyjnych – pennin wraz z euhedralnie wykształconymi kryształami apatytu. Mikroskop polaryzacyjny.

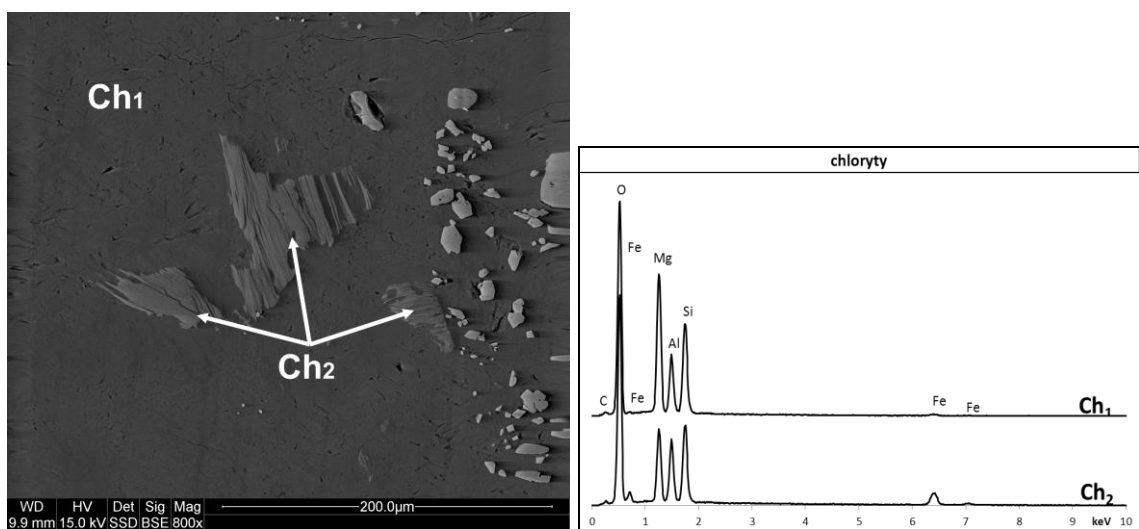


Fig. 5.8.5. Obraz BSE oraz widma EDS przedstawiające chloryty bezbarwne (Ch₁) i chloryty bladezielone (Ch₂).

Chloryty zostały również poddane badaniom przy użyciu dyfraktometrii rentgenowskiej. Do badań wybrano cztery próbki ze skał chlorytowych, których dyfraktogramy przedstawiono na figurach 5.8.6 – 5.8.9.

We wszystkich próbkach zaznaczają się ich ostre piki diagnostyczne. Na dyfraktogramach próbek w stanie powietrzno – suchym linia $00l$ przybiera wartość $d_{hkl} \approx 14,3 - 14,4 \text{ \AA}$, a w próbkach nasyconych glikolem etylenowym oraz prażonych nie zmienia swojego położenia. Pozostałe typowe dla chlorytu linie $00l$ osiągają tutaj wartości $d_{hkl} \approx 7,1; 4,7; 3,5, 2,8 \text{ \AA}$. Obserwując pochodzące od chlorytu linie $20l$ i $20\bar{l}$ o wartościach $d_{hkl} = 2,58; 2,54; 2,43; 2,39; 2,25; 2,00 \text{ \AA}$, można stwierdzić, że są to chloryty politypu IIb. Jest to najtrwalszy wariant strukturalny chlorytu, występujący w przyrodzie najczęściej, charakterystyczny dla chlorytów magnezowych (por. Borkowska i Smulikowski, 1973).

Na dyfraktogramach rentgenowskich próbek nr 1 i 2 (Fig. 5.8.6 – 5.8.7), w preparatach prażonych, zauważa się niskokątowy pik o wartości $d_{hkl} \approx 27 \text{ \AA}$, który zdecydowanie mocniej zaznacza się w próbce nr 1. W wyniku prażenia chlorytów w temperaturze ok. 550°C przez około godzinę następuje jego częściowa dehydroksylacja, czyli utrata połowy lub więcej grup OH z warstwy brucytowej w postaci wody i utworzenie się niezwykle trwałej struktury określanej mianem modyfikowanych chlorytów (*ang. modified chlorite structure*; Brindley i Ali, 1950). Wykazują one charakterystyczną linię właśnie o wartości $d_{hkl} \approx 27 \text{ \AA}$, której pojawienie się tłumaczy się obecnością w modyfikowanym chlorycie dwóch rodzajów warstw międzypakietowych (1) warstwy z kationami Mg ułożonymi pomiędzy dwoma płaszczyznami tlenowymi oraz (2) warstwy zawierającej dwie płaszczyzny (Mg + O) (Brindley i Chang, 1974). Alternatywnym wyjaśnieniem może być obecność pakietu chlorytowego o odległości międzypłaszczyznowej rzędu 27 \AA , który jest wrośnięty topotaktycznie w pakiet o grubości 14 \AA , czego przykładem może być np. interstatyfikacja klinochloru z szamozytem (Zhan i Guggenheim, 1995). Obecność w badanych skałach niskokątowego piku o wartości $d_{hkl} \approx 27 \text{ \AA}$ świadczy zatem o tym, że oprócz wyróżnionych mikroskopowo chlorytów magnezowych 14 \AA -owych, występują również minerały mieszanopakietowe powstałe z interstatyfikacji dwóch rodzajów chlorytów. Obecne mogą być zatem trzy kombinacje tych struktur, a mianowicie klinochlor/szamozyt lub klinochlor/pennin lub szeridanit/pennin.

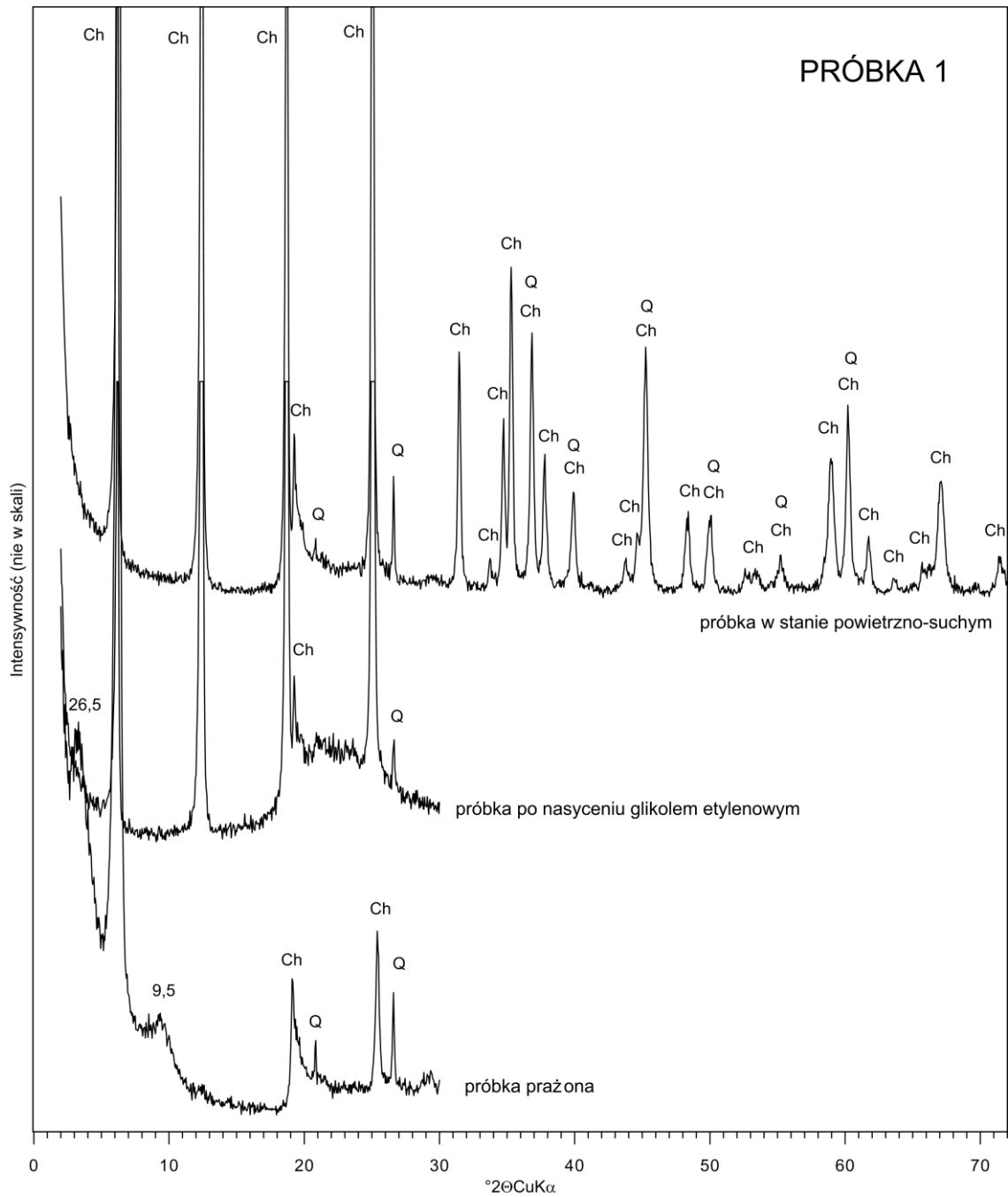


Fig. 5.8.6. Dyfraktogram rentgenowski skały chlorytowej – próbka 1. Ch – chloryt, Q – kwarc. Wartości liczbowe oznaczają odległości międzypłaszczyznowe d_{hkl} w [Å].

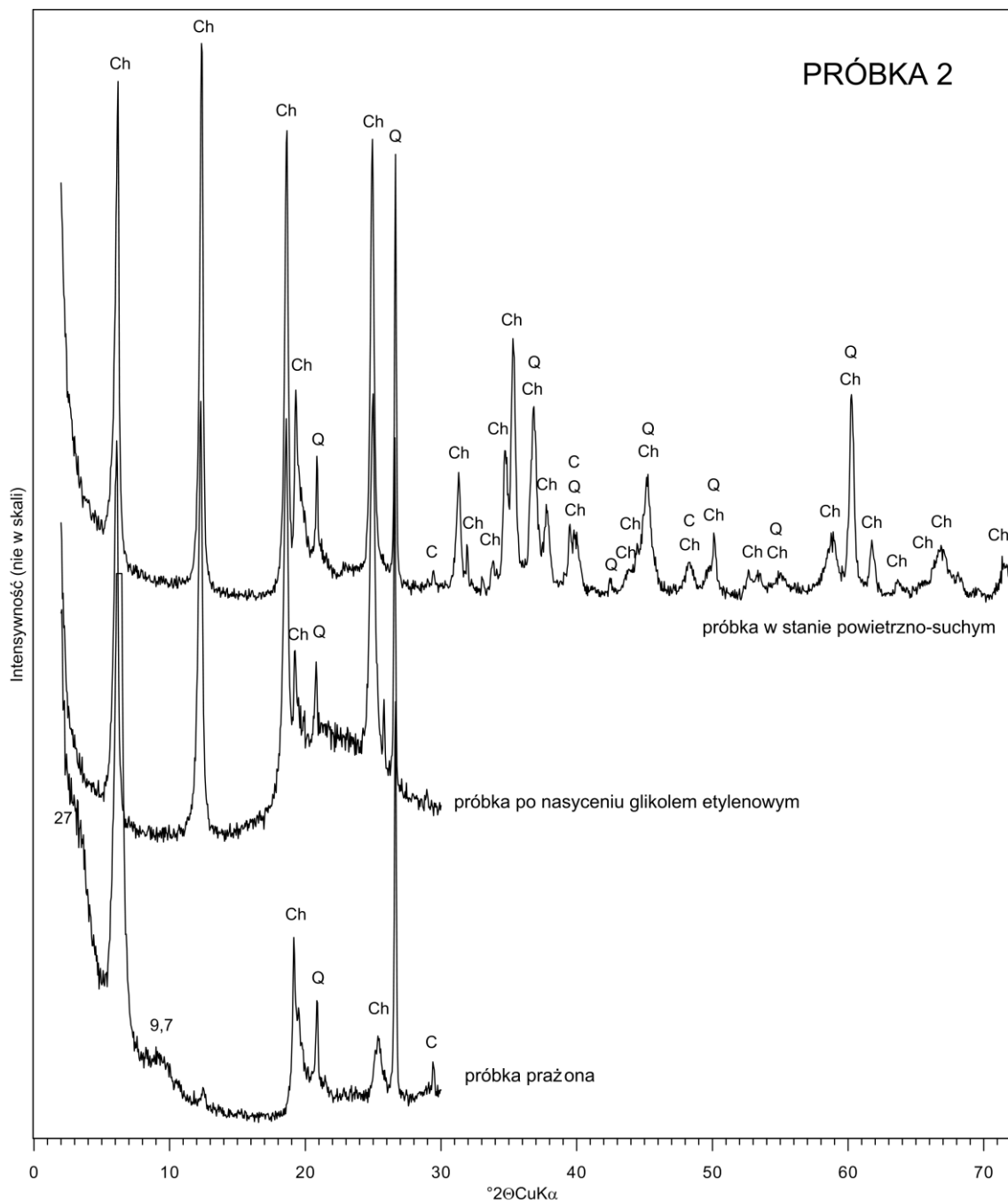


Fig. 5.8.7. Dyfraktogram rentgenowski skały chlorytowej – próbka 2. C – kalcyt, Ch – chloryt, Q – kwarc. Wartości liczbowe oznaczają odległości międzypłaszczyznowe d_{hkl} w [Å].

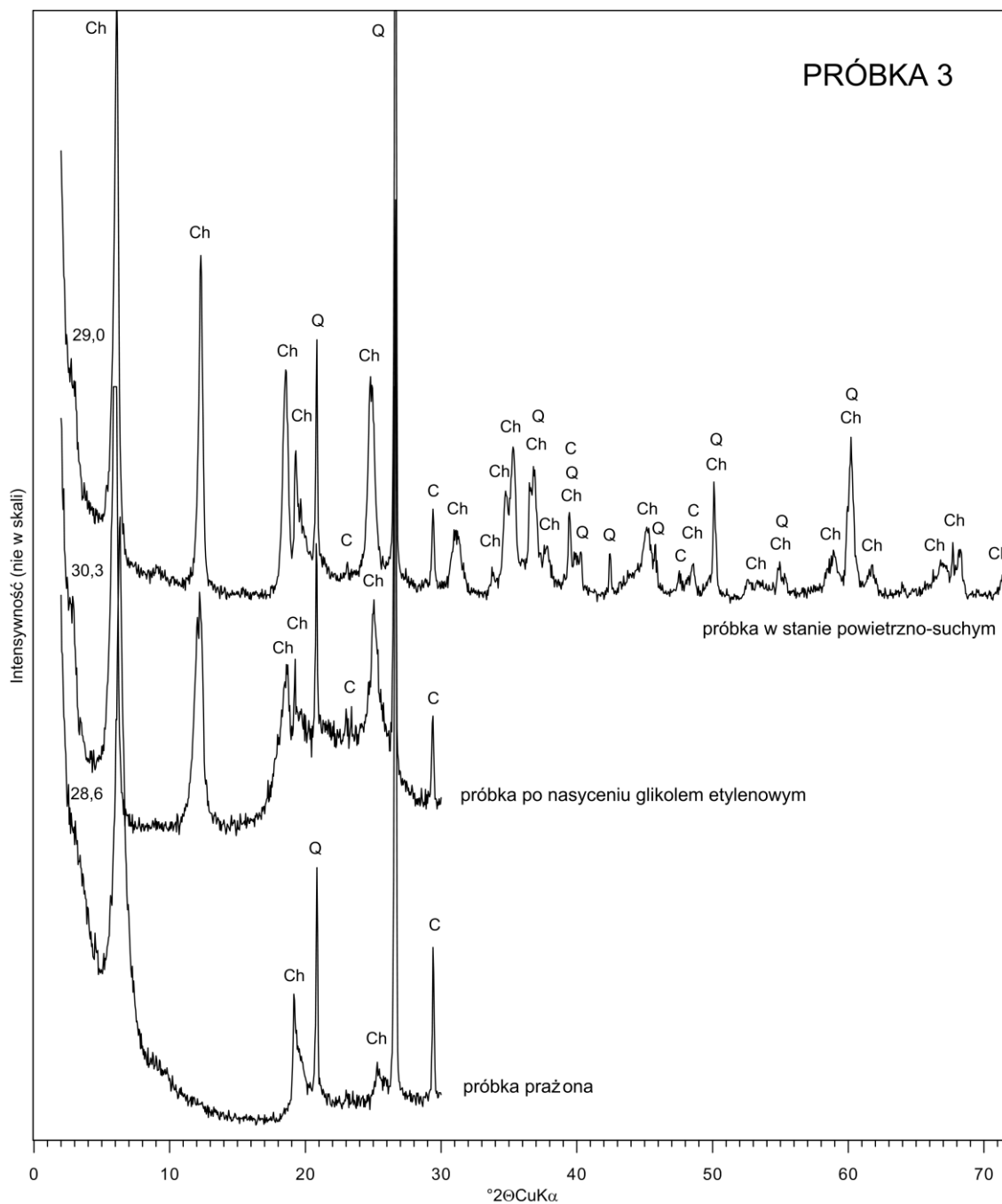


Fig. 5.8.8. Dyfraktogram rentgenowski skały chlorytowej – próbka 3. C – kalcyt, Ch – chloryt, Q – kwarc. Wartości liczbowe oznaczają odległości międzypłaszczyznowe d_{hkl} w [Å].

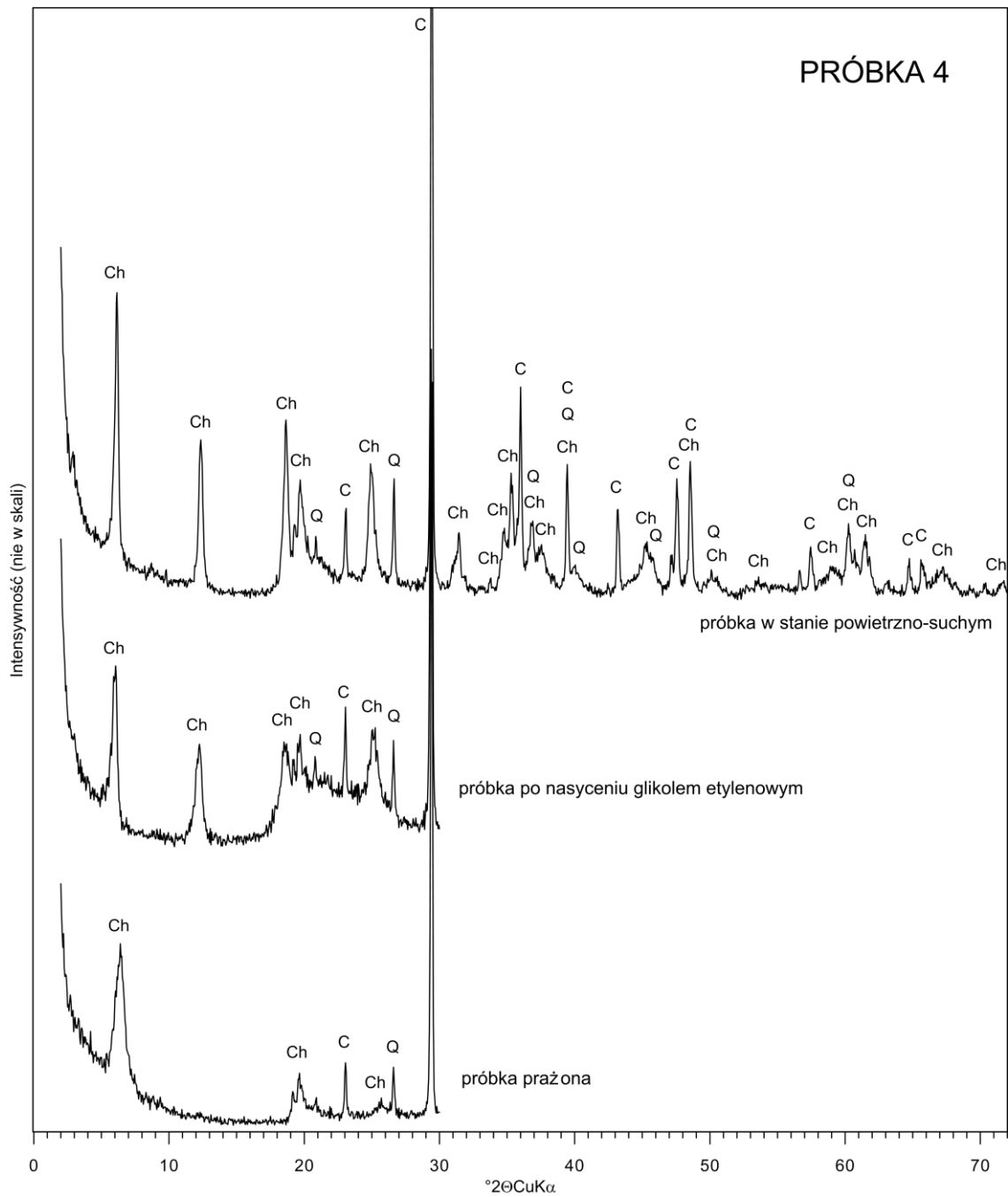


Fig. 5.8.9. Dyfraktogram rentgenowski skały chlorytowej – próbka 4. C – kalcyt, Ch – chloryt, Q – kwarc.

Na dyfraktogramie rentgenowskim próbki nr 3 (Fig. 5.8.8) również ujawnia się niskokątowy refleks, występujący we wszystkich trzech rodzajach preparatów. W próbce w stanie powietrzno – suchym osiąga on wartość $d_{hkl} = 29 \text{ \AA}$, po nasyceniu glikolem etylenowym ulega niewielkiemu przesunięciu w stronę wyższej wartości $d_{hkl} = 30,3 \text{ \AA}$, natomiast w preparacie prażonym zmniejsza się jego wartość do około $28,5 \text{ \AA}$. Zauważa się również niewielkie zmiany w linii podstawowej 001 pochodzącej od chlorytów. Ulega ona niewielkiemu przesunięciu z wartości $d_{hkl} = 14,5 \text{ \AA}$ do $14,7 \text{ \AA}$ i lekkiemu poszerzeniu w preparacie nasyconym glikolem etylenowym, a po prażeniu przemieszcza się w stronę niższych wartości (14 \AA). Powyższe zmiany mogą być efektem obecności w badanej próbce niewielkiej ilości minerałów z grupy smektytu. Wnioskuje się zatem, że próbka nr 3 zawiera w swoim składzie, podobnie jak próbka 1 i 2, minerały mieszanopakietowe chloryt/chloryt oraz dodatkowo minerał mieszanopakietowy chloryt/smektyt, w którym zdecydowanie dominują pakiety chlorytowe nad pakietami smektytowymi.

Na dyfraktogramie rentgenowskim próbki nr 4 (Fig. 5.8.9) nie występuje refleks niskokątowy obecny na dyfraktogramach pozostałych próbek. Zauważa się jednak, podobnie jak w próbce 3, niewielkie przesunięcia linii podstawowej 001 pochodzącej od chlorytów w poszczególnych preparatach. W wyniku nasycenia próbki glikolem etylenowym następuje przesunięcie piku z wartości $d_{hkl} = 14,4 \text{ \AA}$ do $14,7 \text{ \AA}$. Wskutek prażenia preparatu refleks ten ulega przemieszczeniu w stronę niższych wartości, na około $13,8 \text{ \AA}$. Na podstawie powyższych obserwacji przypuszcza się, że próbka 4 nie zawiera w swoim składzie minerałów mieszanopakietowych chloryt/chloryt, natomiast występuje w niej minerał mieszanopakietowy chloryt/smektyt, który podobnie jak w przypadku próbki 3 charakteryzuje się większym udziałem pakietów chlorytowych.

Kwarc występuje w skale w formie różnej wielkości anedralnych blastów. Wykazuje on faliste wygaszanie światła (Fig. 5.8.11 i 5.8.13), jest często mocno spękany, tworząc niekiedy mozaikę kwarcową. Odkształcenia w blastach kwarcu świadczą o tektonicznym zaangażowaniu badanej skały. Spotyka się również, choć rzadko, kwarcie o zaokrąglonych konturach z niewielkimi zatokami korozyjnymi. Są one zapewne zmienione za sprawą działania roztworów hydrotermalnych krążących w skale. W blastach kwarcu obecne są drobne żyłki węglanów i chlorytów oraz wrostki apatyту, rutylu i cyrkonu. Obecność kwarcu w skale została oznaczona podczas badań dyfraktometrycznych. Na dyfraktogramach rentgenowskich wszystkich próbek skały chlorytowej (Fig. 5.8.6 – 5.8.9) zaznaczają się piki typowe dla kwarcu – β .

Apatyt występuje w formie drobnych, heksagonalnych słupków lub pręcików wykształconych euhedralnie oraz niekiedy subhedralnie (Fig. 5.8.4). Wielkość ich osobników osiąga maksymalnie 1 mm. Spotyka się je najczęściej w obrębie chlorytów oraz jako wrostki w kwarcu (Fig. 5.8.10, 5.8.12, 5.8.14 – 5.8.15).

Błaszki **mik** spotyka się w skale sporadycznie. Występują one jedynie jako wrostki w innych minerałach np. w kwarcu oraz apatycie (Fig. 5.8.10).

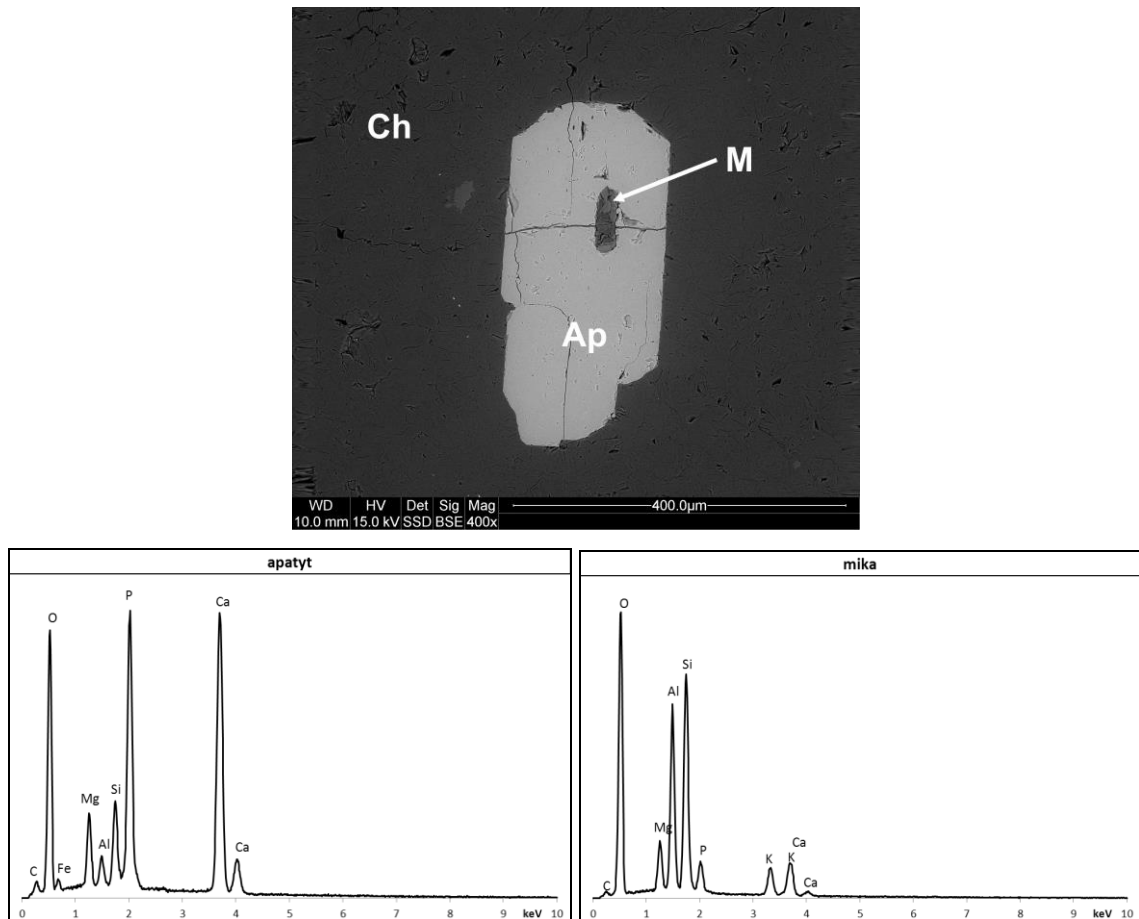


Fig. 5.8.10. Obraz BSE przedstawiający apatyt (Ap) z wrostkiem miki (M) tkwiący w masie chlorytowej (Ch) oraz widma EDS apatytu i miki.

Węglany występują w skale w dwóch postaciach:

- jako pojedyncze, romboedryczne blasty z charakterystyczną romboedryczną łupliwością, w większości są odkształcone i powyginane,
- w formie drobnych żyłek i kulistych nagromadzeń w masie chlorytowej oraz kwarcu (Fig. 5.8.11).

Obecność węglanów zaznacza się również na dyfraktogramach rentgenowskich próbek 2 – 4 (Fig. 5.8.7 – 5.8.9), ujawniając refleksy charakterystyczne dla kalcytu.

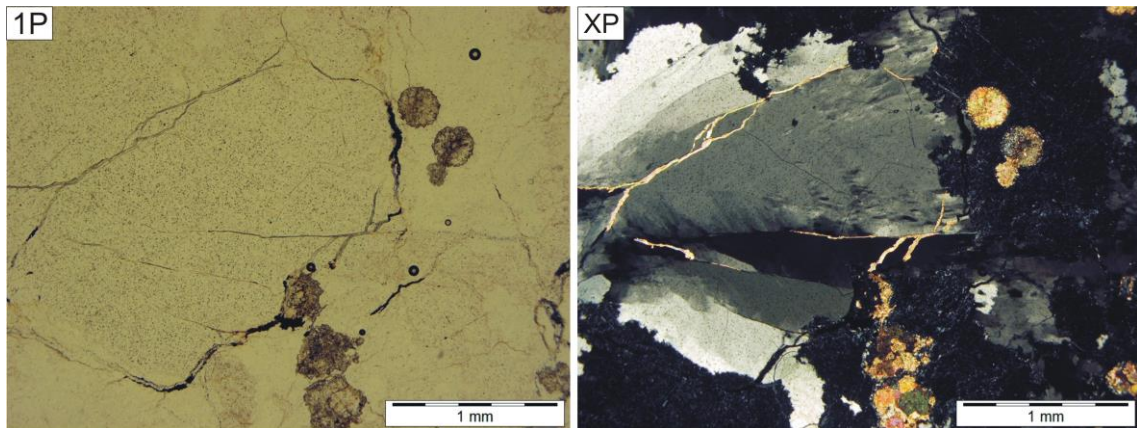


Fig. 5.8.11. Kwarc wygaszający faliście z żyłkami kalcytu w towarzystwie kulistych nagromadzeń kalcytu tkwiących w masie chlorytowej. Mikroskop polaryzacyjny.

Cyrkon tworzy kryształy o pokroju krótkosłupkowym oraz pręcikowym. Odmiany pręcikowe są często pokruszone. Występuje przeważnie w masie chlorytowej oraz w kwarcu (Fig. 5.8.12 – 5.8.13). **Tytanit** przybiera najczęściej formę euhedralnych kryształów (Fig. 5.8.13). Występuje w postaci pojedynczych kryształów, zazwyczaj w kwarcu i masie chlorytowej. **Rutyl** ma kształt drobnych, nieregularnych kryształów, występujących najczęściej w skupieniach, co jest wyraźnie widoczne na figurze 5.8.14. **Monacyt** oraz **cheralit** (por. Linthout, 2007) zostały rozpoznane jedynie przy obserwacjach mikroskopii skaningowej (Fig. 5.8.15). Dodatkowo w skale spotyka się **tlenki i/lub wodorotlenki Fe**, które wypełniają najczęściej szczeliny spękań w budujących skalę minerałach. Niekiedy tylko tworzą one pojedyncze, większe kryształy (Fig. 5.8.14).

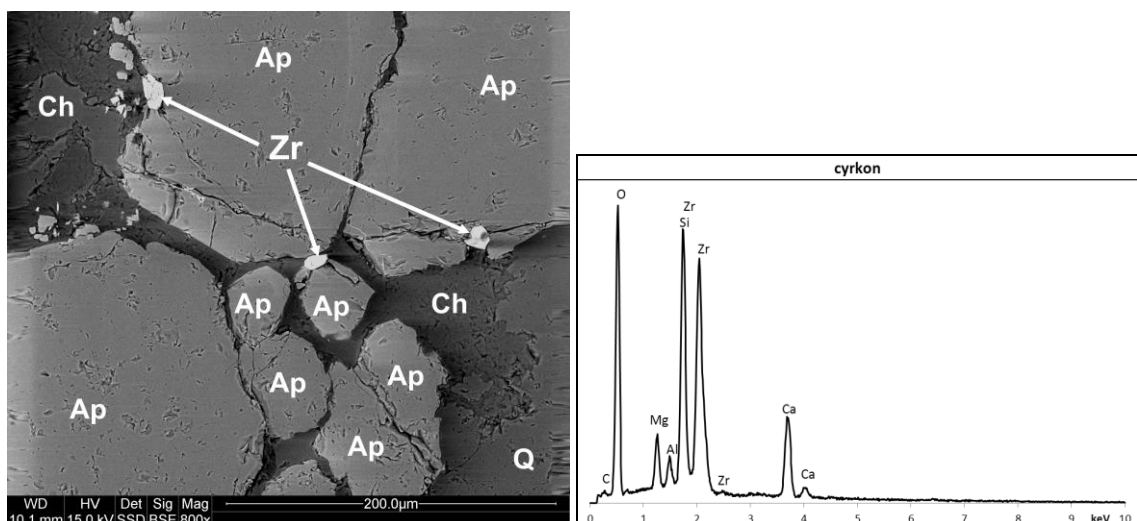


Fig. 5.8.12. Obraz BSE przedstawiający apatyty (Ap) i cyrkon (Zr) w masie chlorytowej (Ch) w towarzystwie kwarcu (Q) oraz widmo EDS cyrkonu.

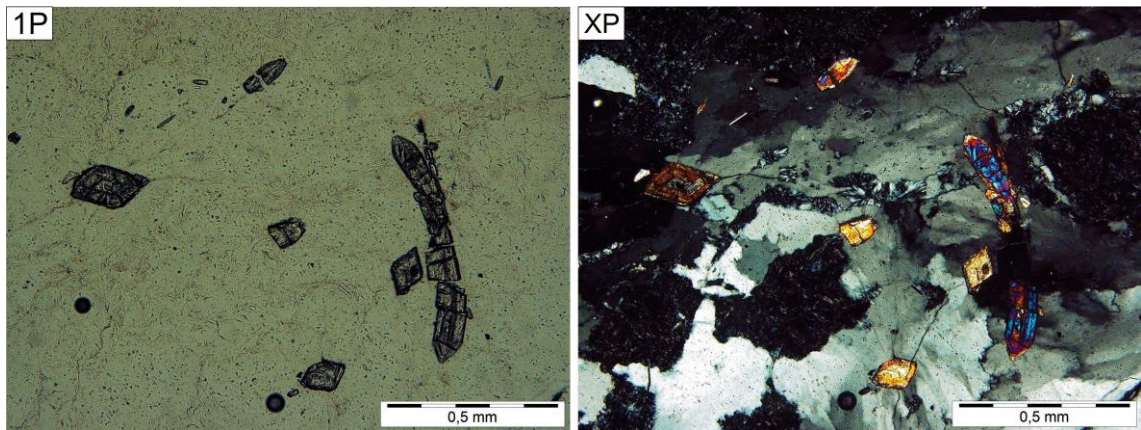


Fig. 5.8.13. Kryształy tytanitu i cyrkonu tkwiące w mozaikowo wygaszającym kwarcu. Mikroskop polaryzacyjny.

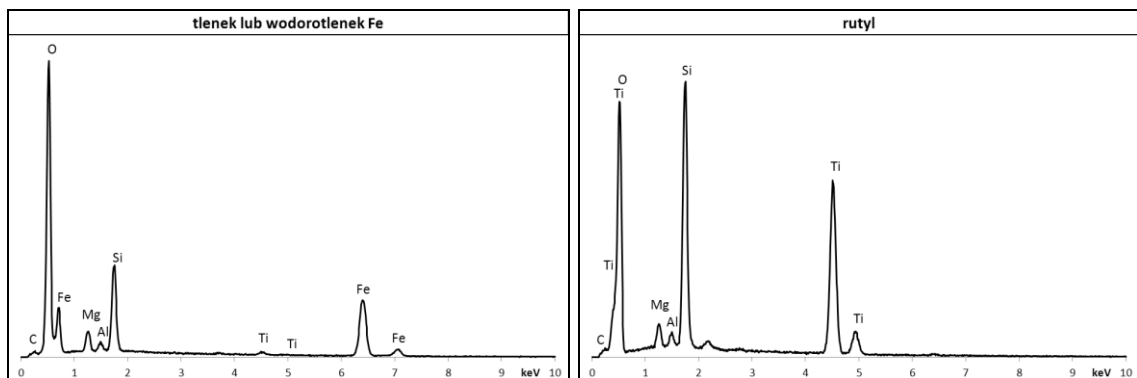
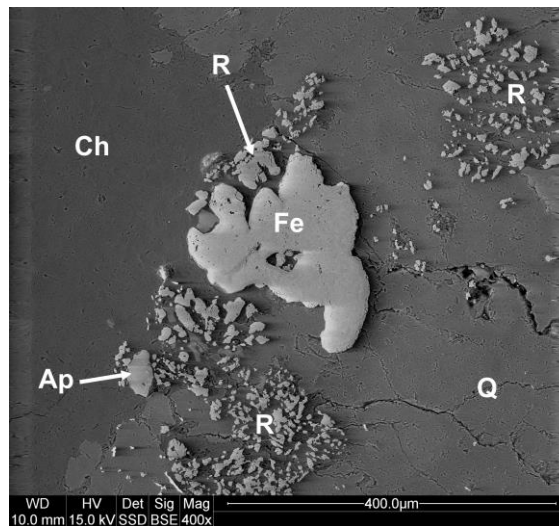


Fig. 5.8.14. Obrazy BSE przedstawiające tlenek lub wodorotlenek Fe (Fe), rutyl (R) i apatyt (Ap) tkwiące w masie chlorytowej (Ch) i kwarcu (Q) oraz widma EDS tlenku lub wodorotlenku Fe i rutylu.

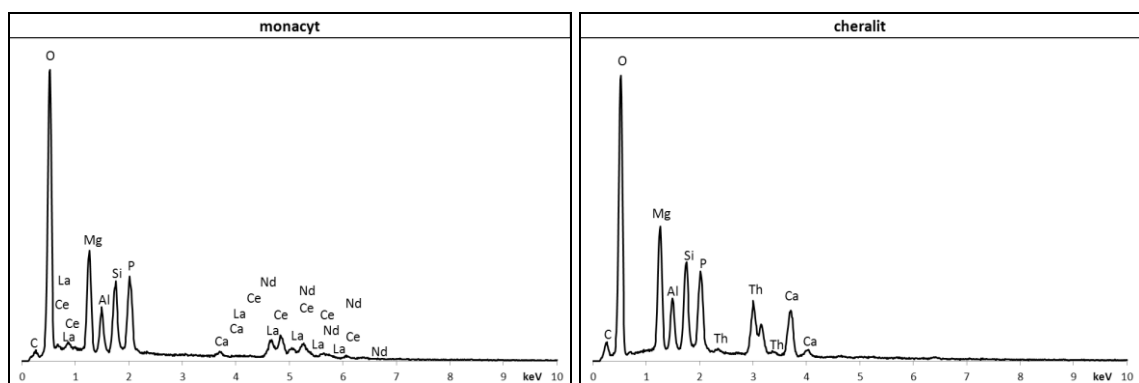
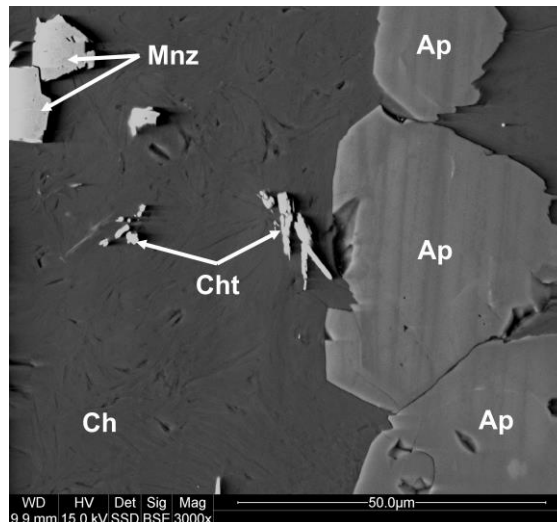


Fig. 5.8.15. Obrazy BSE przedstawiające apatyt (Ap) monacyt (Mnz) i cheralit (Cht) tkwiące w masie chlorytowej (Ch) oraz widma EDS monacytu i cheralitu.

5.9. Badania frakcji kruszonych marmurów

Badania te wykonano w aspekcie wykorzystania marmurów sławniowickich do produkcji tzw. konglomeratów (Fig. 5.9.1). W tym celu materiał kruszony skleja się cementem portlandzkim z dodatkiem żywicy lub też żywicą poliestrową. Konglomeraty takie wykonała dla firmy „MARMUR” Sławniowice Sp. z o.o. włoska firma BRETON, która jest również producentem między innymi linii technologicznych do produkcji tych konglomeratów. W Polsce takich wyrobów nie produkuje się. Najbliższy zakład produkcji konglomeratów znajduje się na terenie Republiki Czeskiej, a dokładnie w okolicy Hradec Kralove. Firma „MARMUR” Sławniowice Sp. z o.o. planuje znaleźć współproducenta konglomeratów z kruszonych marmurów sławniowickich oraz wprowadzić je na rynek (Lewicki, 2011).



Fig. 5.9.1. Konglomeraty wykonane z kruszonego marmuru ze Sławniowic.

Dla rozpoznania składu frakcji kruszonych marmurów sławniowickich wykonano zestawione poniżej badania. Analizami objęte zostało 8 frakcji kruszonych marmurów ze Sławniowic w dwóch odmianach barwnych: szaroniebieskiej i złocistej. Badania miały na celu ocenę jakościową materiału i polegały przede wszystkim na badaniach planimetrycznych. W każdej z badanych frakcji wyróżniono okruchy marmurów białych, szarych, złotych, złotych z domieszkami i łupków krystalicznych oraz oznaczono ich udział procentowy.

Charakterystyka frakcji kruszonych marmurów szaroniebieskich

Frakcja 0 – 1,5 mm

Najdrobniejsza frakcja kruszonych marmurów szaroniebieskich składa się niemal wyłącznie z okruchów marmuru barwy białej, którego ilość w badanym materiale osiąga 92,7% obj. Szara odmiana tych skał stanowi zaledwie 4,2% obj. Sporadycznie we frakcji tej występują okruchy marmurów złotych, złotych z domieszkami oraz łupków krystalicznych – 3,1% obj. (Tab. 5.9.1; Fig. 5.9.2 – 5.9.3).

Omawiana frakcja 0 – 1,5 mm została dodatkowo poddana badaniom dyfraktometrii rentgenowskiej (Fig. 5.9.4). Wykazały one, że pod względem mineralogicznym zbudowana jest w przewadze z kalcytu ($d_{hkl} = 3,86; 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,92; 1,87; 1,60 \text{ \AA}$). Podrzędnie występuje dolomit ($d_{hkl} = 2,88 \text{ \AA}$) oraz kwarc ($d_{hkl} = 4,25; 3,34; 2,28 \text{ \AA}$).

Tab. 5.9.1. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 0 – 1,5 mm.

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur biały	92,7
marmur szary	4,2
marmur złoty	1,3
marmur złoty z domieszkami	1,1
łupek krystaliczny	0,7
SUMA	100

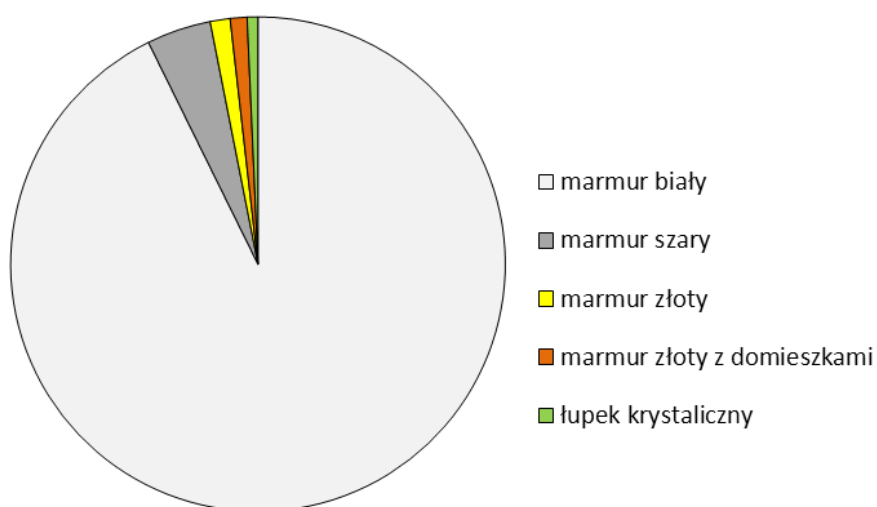


Fig. 5.9.2. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 0 – 1,5 mm.

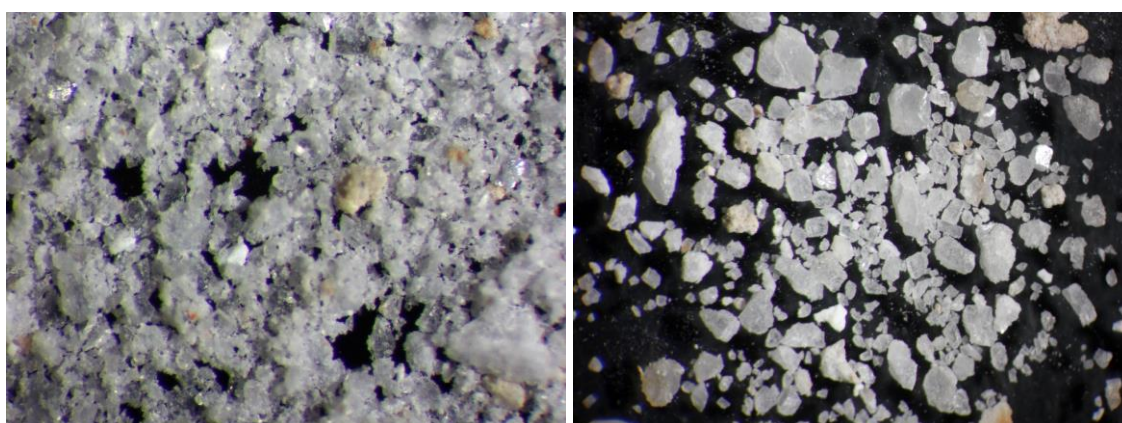


Fig. 5.9.3. Marmur szaroniebieski kruszony o frakcji 0 – 1,5 mm. Powiększenie 40x. Po lewej: Pojedyncze ziarna marmuru złotego leżące wśród okruchów marmuru białego i szarego. Po prawej: Wydzielone grubsze, ostrokrawędziste okruchy kalcytowego marmuru białego. Mikroskop cyfrowy.

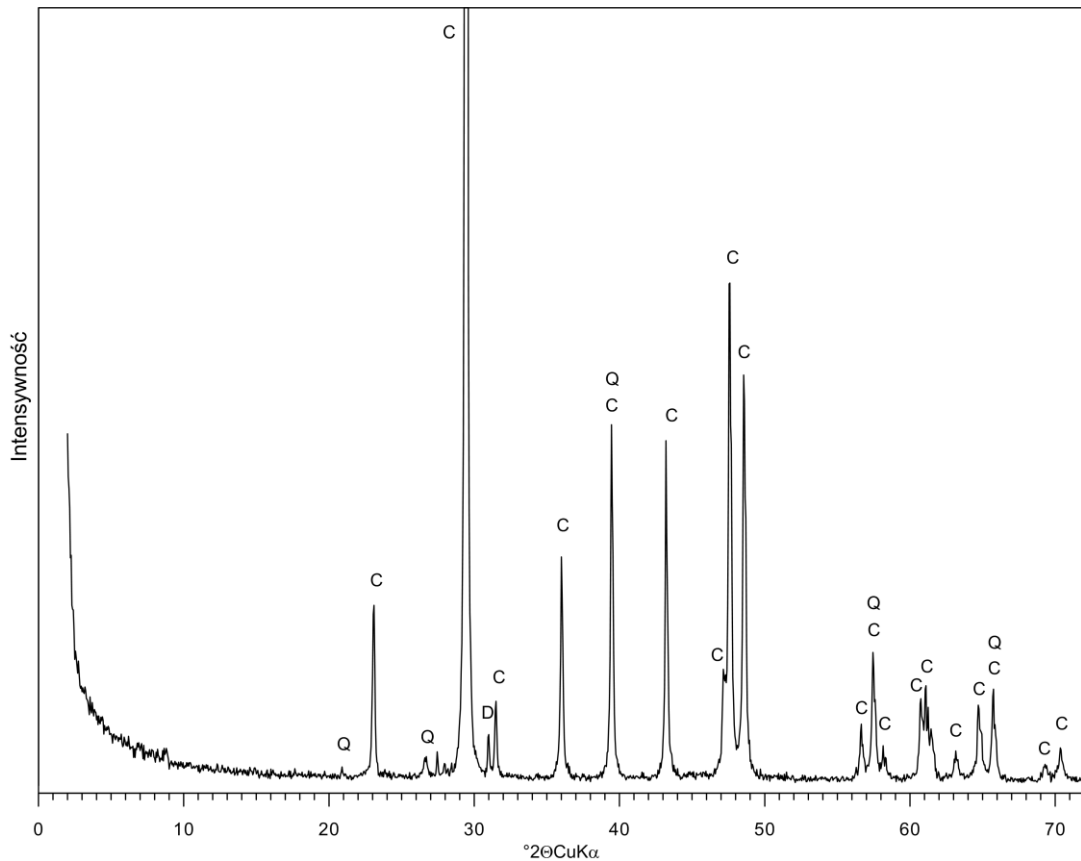


Fig. 5.9.4. Dyfraktogram rentgenowski kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 0 – 1,5 mm.
C – kalcyt, D – dolomit, Q – kwarc.

Frakcja 1,5 – 2,5 mm

Frakcja 1,5 – 2,5 mm kruszonych marmurów szaroniebieskich zbudowana jest w 87,3% obj. z okruchów marmuru białego. Zawartość marmuru szarego dochodzi do 10,5% obj. W niektórych okruchach tej skały spotyka się nagromadzenia tlenków i/lub wodorotlenków żelaza. W porównaniu z frakcją drobniejszą nie zmienia się znacząco udział pozostałych rodzajów okruchów i wynosi 2,2 % obj. (Tab. 5.9.2; Fig. 5.9.5 – 5.9.6).

Tab. 5.9.2. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 1,5 – 2,5 mm.

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur biały	87,3
marmur szary	10,5
marmur złoty	1,1
marmur złoty z domieszkami	0,9
łupek krystaliczny	0,2
SUMA	100

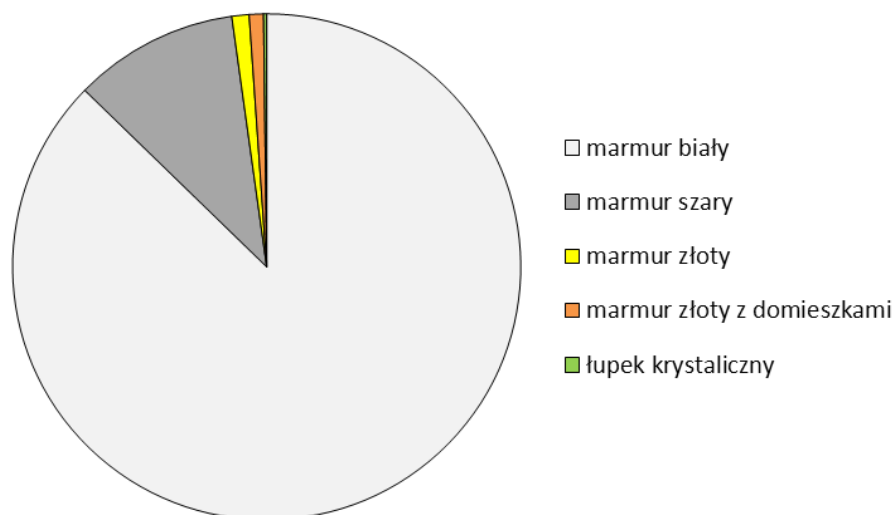


Fig. 5.9.5. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 1,5 – 2,5 mm.

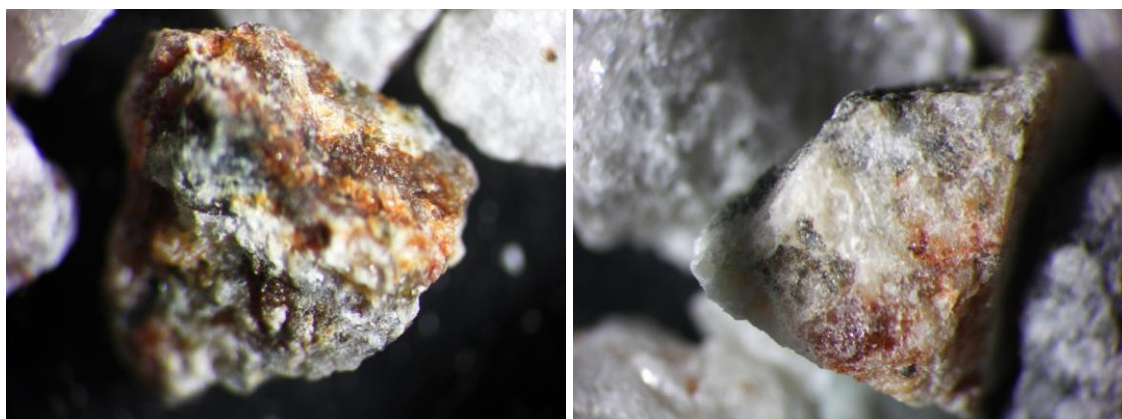


Fig. 5.9.6. Marmur szaroniebieski kruszony o frakcji 1,5 – 2,5 mm. Powiększenie 40x. Po lewej: Okruch zwiertzałego łupka krystalicznego. Po prawej: Koncentracja wtórnych tlenków i/lub wodorotlenków żelaza w zwiertzałym okruczu marmuru szarego.

Frakcja 2,5 – 6 mm

Frakcja 2,5 – 6 mm kruszonych marmurów szaroniebieskich, podobnie jak dwie poprzednie frakcje składa się głównie z okruców marmuru białego, którego ilość osiąga 83,7% obj. Zawartość marmuru szarego dochodzi do 12,3% obj., natomiast marmurów złotych, złotych z domieszkami oraz łupków krystalicznych, tak jak i w dwóch drobniejszych frakcjach jest ok. 4 % obj. Niektóre okrucy marmuru szarego zawierają drobne, złotawe wrostki siarczków oraz czerwono – brązowe wrostki prawdopodobnie syderytu (Tab. 5.9.3; Fig. 5.9.7 – 5.9.8).

Tab. 5.9.3. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 2,5 – 6 mm.

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur biały	83,7
marmur szary	12,3
marmur złoty	1,0
marmur złoty z domieszkami	2,6
łupek krystaliczny	0,4
SUMA	100

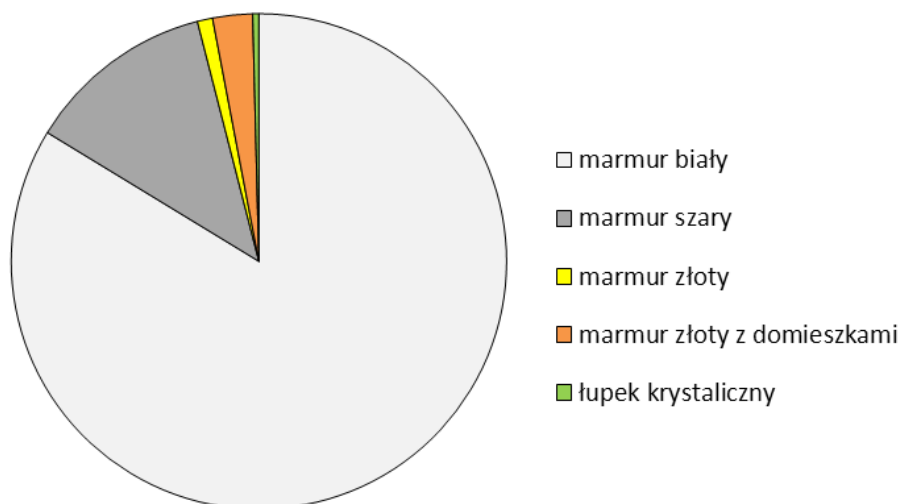


Fig. 5.9.7. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 2,5 – 6 mm.

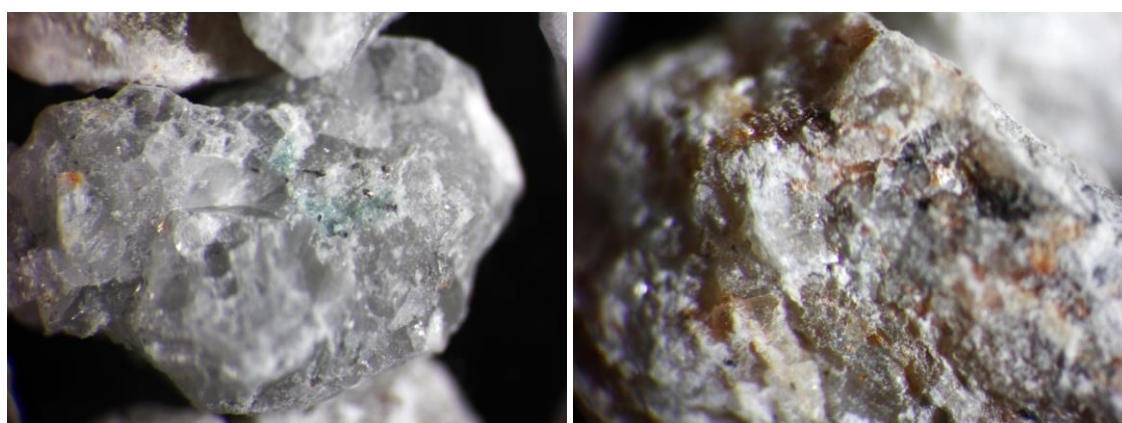


Fig. 5.9.8. Marmur szaroniebieski kruszony o frakcji 2,5 – 6 mm. Powiększenie 40x. Po lewej: Okruszek czystego szarego marmuru. Widoczne kalcytowe blasty o różnej wielkości oraz drobne złotawe wrostki siarczka. Po prawej: Brązowo – czerwone wrostki prawdopodobnie syderytu w marmurze szarym.

Frakcja 6 – 16 mm

Frakcja 6 – 16 mm jest najgrubszą z badanych frakcji kruszonych marmurów szaroniebieskich. Podobnie jak wszystkie drobniejsze frakcje tej odmiany barwnej marmurów, zbudowana jest w przewadze z marmurów białych, których ilościowo jest 80,3% obj. Drugim składnikiem budującym frakcję 6 – 16 mm są okruchy marmurów szarych o zawartości 15,2% obj. Pozostałych składników jest sumarycznie 4,5% obj. (Tab. 5.9.4; Fig. 5.9.9 – 5.9.10).

Tab. 5.9.4. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcja 6 – 16 mm

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur biały	80,3
marmur szary	15,2
marmur złoty	2,3
marmur złoty z domieszkami	1,2
łupek krystaliczny	1,0
SUMA	100

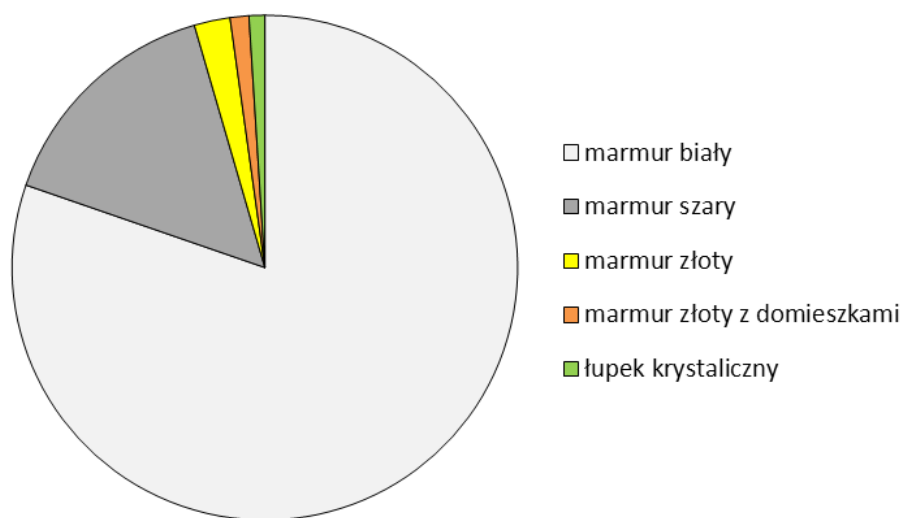


Fig. 5.9.9. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru szaroniebieskiego frakcji 6 – 16 mm.

Sumaryczna ilość białych i szarych okruchów marmurów w przebadanych frakcjach marmuru szaroniebieskiego waha się w podobnych granicach ok. 95 – 98 % obj. Białych okruchów marmuru jest najwięcej we frakcji najdrobniejszej, w której jednocześnie jest najmniej okruchów szarych. Spadek ilości okruchów białych, a tym samym wzrost ilości okruchów szarych następuje wraz ze wzrostem grubości frakcji.

Dwie najgrubsze frakcje zawierają również największą ilość okruchów marmurów złotych oraz łupków krystalicznych. Najczystszy barwnie są zatem dwie najdrobniejsze frakcje.

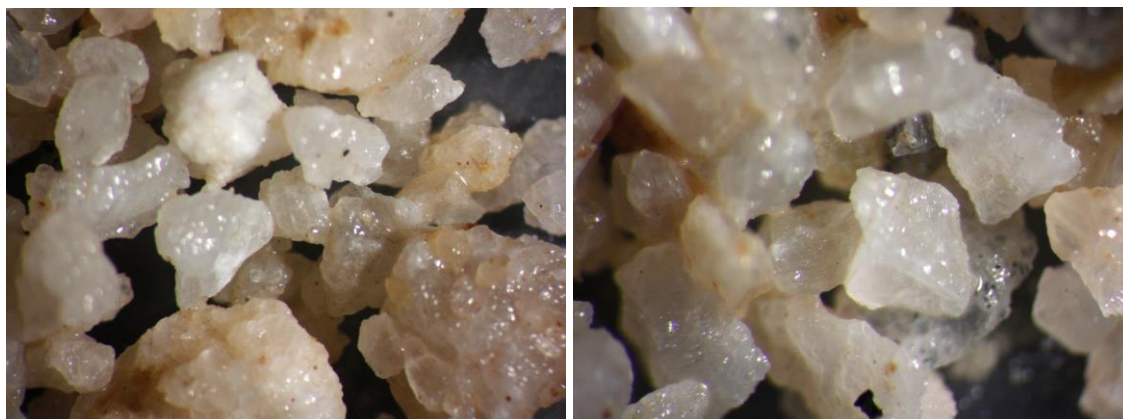


Fig. 5.9.10. Marmur szaroniebieski kruszony o frakcji 6 – 16 mm. Powiększenie 10x. Po lewej: Większe okruchy marmuru złotego w najgrubszej frakcji kruszonego marmuru szaroniebieskiego. Po prawej: Ostrokrawędzisty kruszony marmur biały z niewielką domieszką okruchów marmuru złotego.

Charakterystyka frakcji kruszonych marmurów złocistych

Frakcja 0 – 1,5 mm

Jest to najdrobniejsza frakcja kruszonych marmurów złocistych, składająca się w 87,3% obj. z okruchów marmurów złotych, w tym 20% obj. stanowią okruchy marmurów złotych z domieszkami innych odmian skalnych. Zawartość okruchów marmuru białego i szarego oscyluje łącznie w granicach ok. 12% obj. Badana frakcja zawiera również bardzo niewielkie ilości okruchów łupków krystalicznych, których ilościowo jest 0,4% obj. (Tab. 5.9.5; Fig. 5.9.11 – 5.9.12).

Tab. 5.9.5. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 0 – 1,5 mm.

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur złoty	67,3
marmur złoty z domieszkami	20,0
marmur biały	10,3
marmur szary	2,0
łupek krystaliczny	0,4
SUMA	100

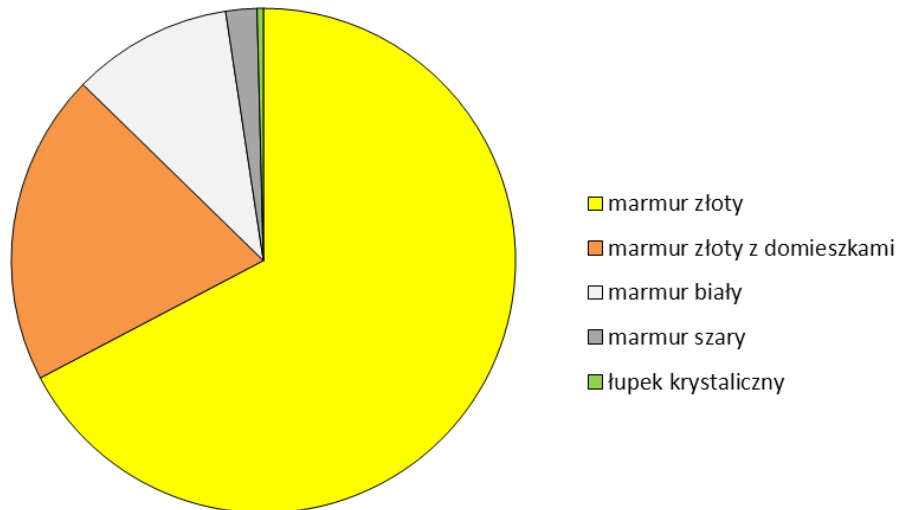


Fig. 5.9.11. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 0 – 1,5 mm.



Fig. 5.9.12. Marmur złocisty kruszony o frakcji 0 – 1,5 mm. Po lewej: Drobne okruchy marmuru złocistego. Powiększenie 40x. Po prawej: Najgrubsze ziarna wydzielone z badanej frakcji z widocznym sporym udziałem okruchów marmuru białego i szarego. Powiększenie 80x.

Frakcja 0 – 1,5 mm kruszonego marmuru złocistego została również poddana badaniom dyfraktometrii rentgenowskiej (Fig. 5.9.13). Analiza wykazała, że w ich składzie mineralnym w przewadze występuje dolomit, który daje ostre piki o wartościach $d_{hkl} = 4,03; 3,70; 2,88; 2,67; 2,54; 2,40; 2,19; 2,01; 1,80; 1,78 \text{ \AA}$ oraz kalcyt z diagnostycznymi liniami $d_{hkl} = 3,86; 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,87; 1,60; 1,43 \text{ \AA}$. Dodatkowo ujawniają się tutaj słabe refleksy pochodzące od kwarcu – β przybierające wartości $d_{hkl} = 3,34; 2,28; 1,80; 1,60; 1,54; 1,38 \text{ \AA}$.

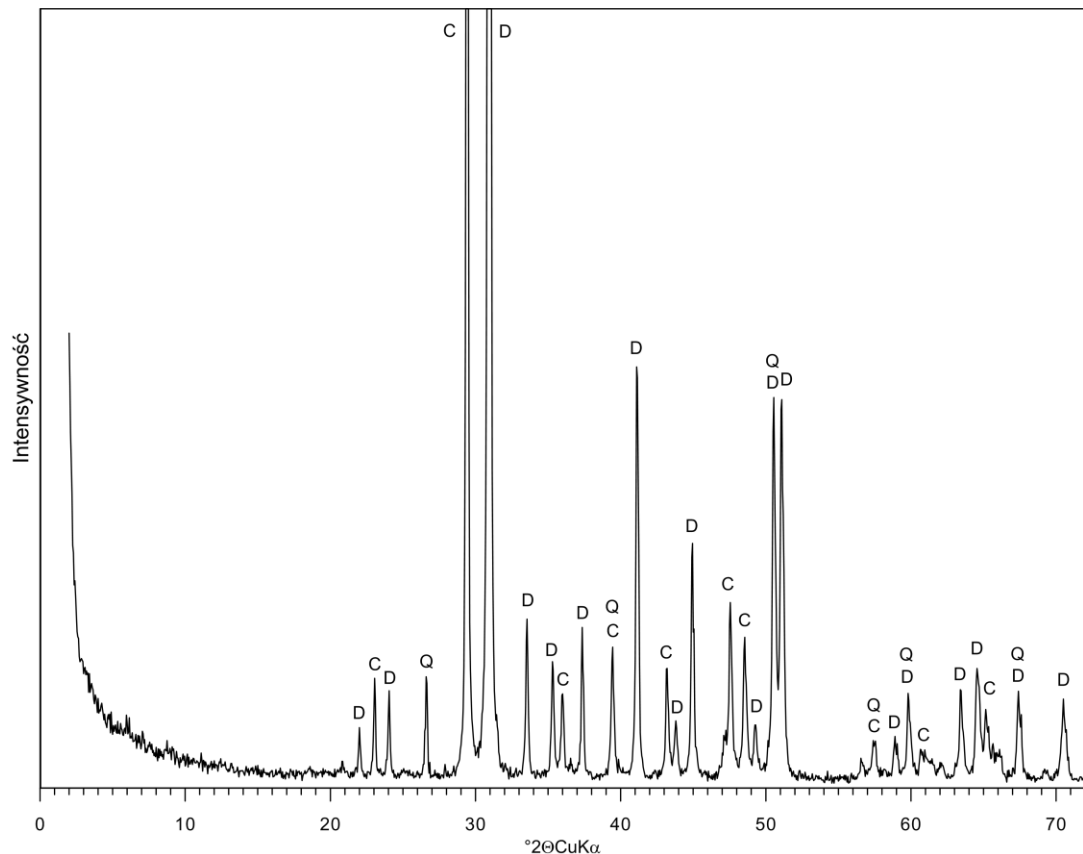


Fig. 5.9.13. Dyfraktogram rentgenowski kruszonego marmuru żółtego frakcji 0 – 1,5 mm.

C – kalcyt, D – dolomit, Q – kwarc.

Frakcja 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany)

Frakcja 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany) składa się z okruchów marmurów złotych w ilości 80,8% obj., w tym 14,8% obj. stanowią okruchy marmurów złotych z domieszkami innych rodzajów skał i minerałów. Domieszkami są najczęściej biotyt, prawdopodobnie magnetyt oraz inne minerały akcesoryczne trudne do rozpoznania podczas obserwacji mikroskopowych. Zauważa się w niej spadek zawartości okruchów marmurów złotych w porównaniu z frakcją najdrobniejszą. Zwiększa się natomiast ilościowy udział okruchów marmuru białego i szarego, którego sumaryczna ilość wynosi 18,6% obj. W badanej frakcji, podobnie jak we frakcji najdrobniejszej, zaznacza się bardzo niewielki udział okruchów łupków krystalicznych, których ilościowo jest 0,6% obj. (Tab. 5.9.6; Fig. 5.9.14 – 5.9.15).

Tab. 5.9.6. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany)

Odmiany skał	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur złoty	66,0
marmur złoty z domieszkami	14,8
marmur biały	11,2
marmur szary	7,4
łupek krystaliczny	0,6
SUMA	100

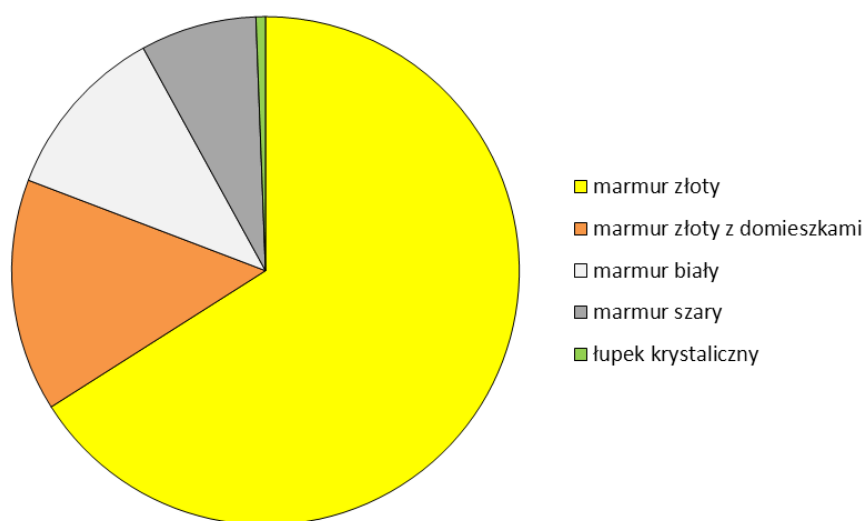


Fig. 5.9.14. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany).

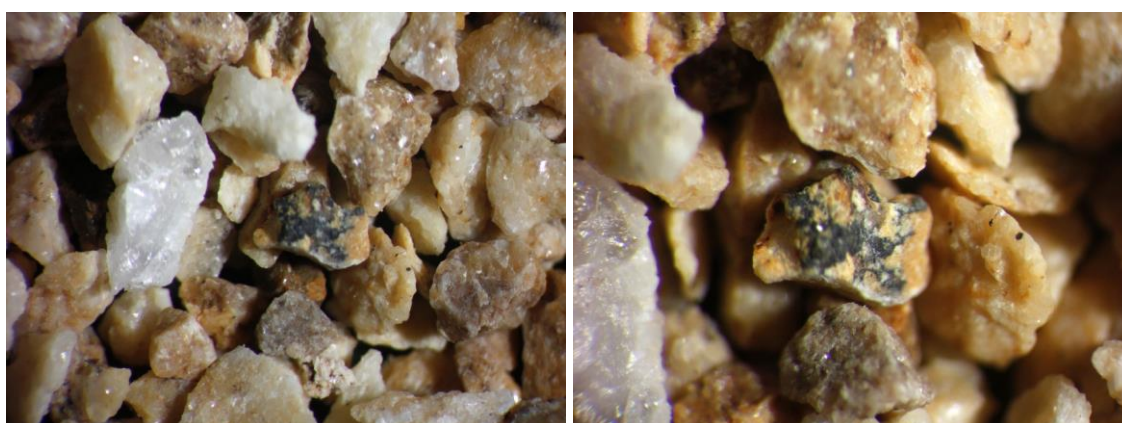


Fig. 5.9.15. Marmur złocisty kruszony o frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany). Po lewej: Okruchy marmuru złotego z domieszką marmuru białego, biotytu i innych minerałów akcesorycznych. Powiększenie 10x. Po prawej: Ciemny okruh marmuru złotego ze śladowymi domieszkami prawdopodobnie magnetytu. Powiększenie 20x.

Frakcja 1,5 – 2,5 mm (kamień nieplukany)

Frakcja 1,5 – 2,5 mm (kamień nieplukany) składa się w 86% obj. z okruchów marmurów złotych, w tym 17,4% obj. stanowią okruchy marmurów złotych z domieszkami. Okruchów marmuru białego i szarego jest w niej 13,7% obj., natomiast zawartość łupków krystalicznych oscyluje w granicy 0,3% obj. (Tab. 5.9.7; Fig. 5.9.16 – 5.9.17).

Tab. 5.9.7. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień nieplukany)

Odmiany marmurów	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur złoty	68,6
marmur złoty z domieszkami	17,4
marmur biały	9,2
marmur szary	4,5
łupek krystaliczny	0,3
SUMA	100

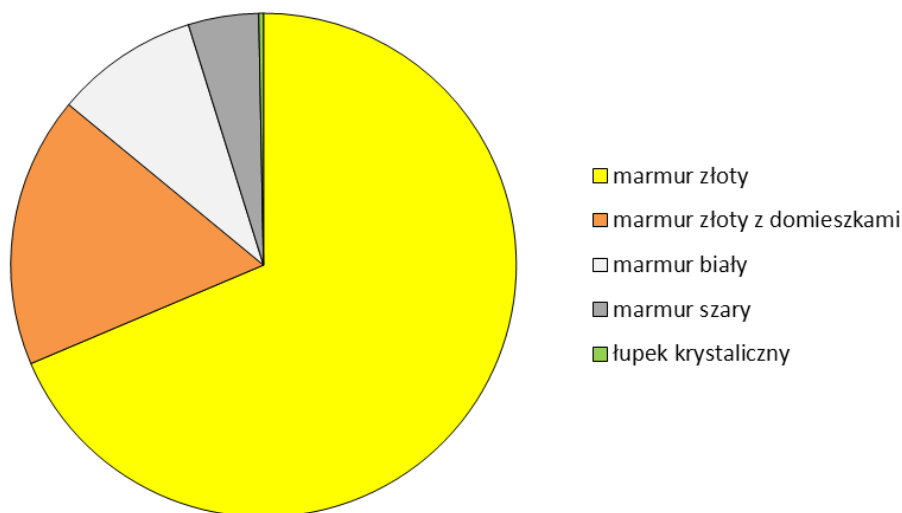


Fig. 5.9.16. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień nieplukany).

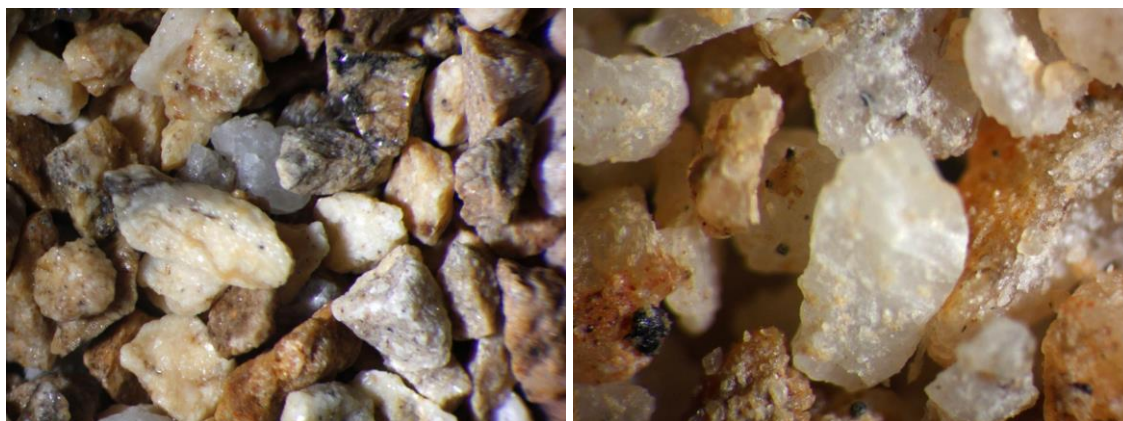


Fig. 5.9.17. Marmur żłocisty kruszony o frakcji 1,5 – 2,5 mm (kamień płukany). Po lewej: Ogólny obraz badanej frakcji z widocznymi okruchami marmuru żłociego i znaczną ilością okruchów innych odmian marmuru. Powiększenie 10x. Po prawej: Okruchy marmuru żłociego współwystępujące z okruchami marmuru białego. Powiększenie 20x.

Frakcja 2,5 – 6 mm

Frakcja 2,5 – 6 mm jest najgrubszą badaną frakcją kruszonych marmurów żłocistych. Budują ją w przewadze, okruchy marmurów żłocich, których ilość w porównaniu z innymi frakcjami tej odmiany barwnej marmurów jest największa i wynosi 93,9% obj. Wśród okruchów marmurów żłocich 13,9% obj. stanowią okruchy marmurów żłocich z domieszkami, którymi są najczęściej blaszki biotyту, kalcyту i prawdopodobnie syderytu. W badanej frakcji zauważa się spadek zawartości okruchów marmurów białych i szarych, w porównaniu z innymi frakcjami marmuru żłocistego. Ich ilość wynosi tutaj 5,8% obj. Zawartość łupków krystalicznych w badanej frakcji nie przekracza 0,3% obj. (Tab. 5.9.8; Fig. 5.9.18 – 5.9.19).

Tab. 5.9.8. Wyniki analizy planimetrycznej kruszonego marmuru żłocistego frakcji 2,5 – 6 mm.

Odmiany marmurów	Zawartość okruchów (% obj.)
marmur żłoty	80,0
marmur żłoty z domieszkami	13,9
marmur biały	4,8
marmur szary	1,0
łupek krystaliczny	0,3
SUMA	100

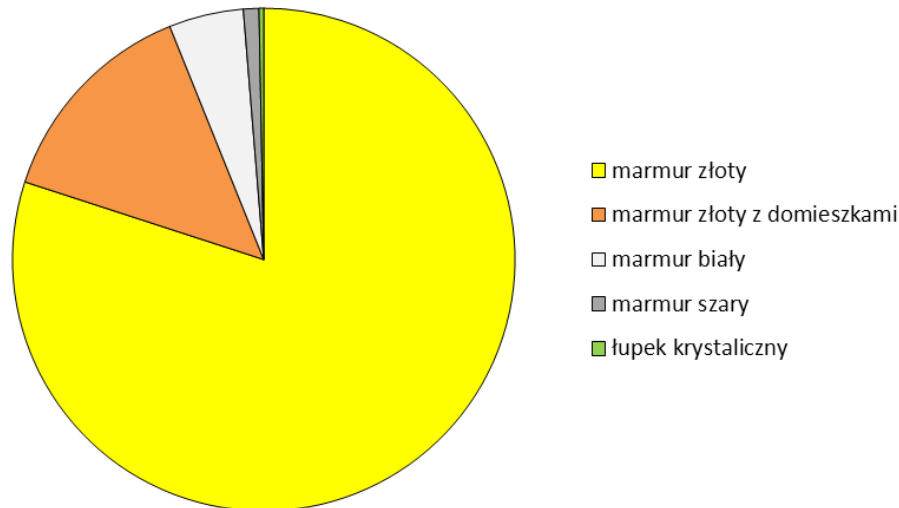


Fig. 5.9.18. Wykres kołowy wyników analizy planimetrycznej kruszonego marmuru złocistego frakcji 2,5 – 6 mm.

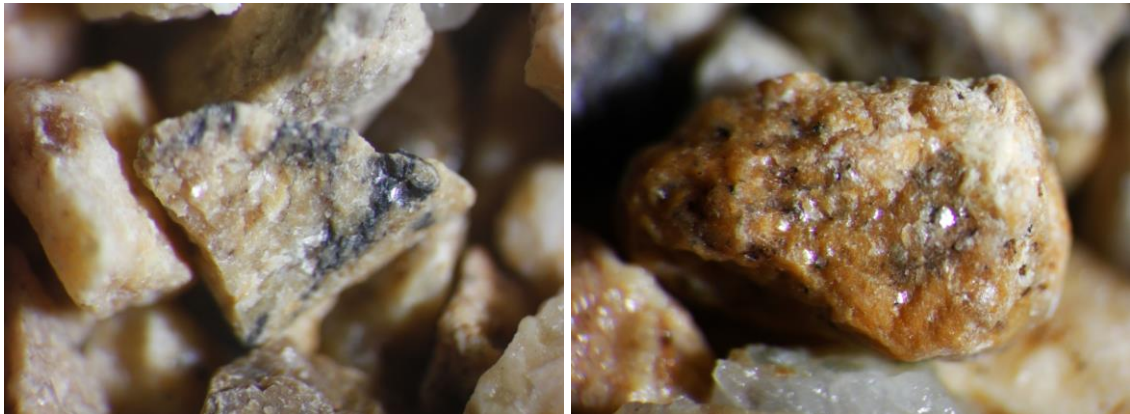


Fig. 5.9.19. Marmur złocisty kruszony o frakcji 2,5 – 6 mm. Powiększenie 5x. Po lewej: Wtrącenia biotytu i prawdopodobnie syderytu w okruchach marmuru złotego. Po prawej: Okruch marmuru złotego z wtrąceniami jaśniejszego kalcytu.

Ilość okruchów marmurów barwy złotej, zarówno tych czystych, jak i z domieszkami, mieści się we frakcjach kruszonego marmuru złocistego w przedziale ok. 80 – 94 % obj., przy czym największą ich zawartość odnotowano w najgrubszej frakcji. Frakcja ta zawiera także najmniejsze ilości okruchów marmurów białych i szarych oraz łupków krystalicznych. Wśród przebadanych frakcji kruszonych marmurów złocistych najczystsza barwnie okazała się być zatem frakcja najgrubsza, w przeciwieństwie do frakcji kruszonych marmurów szaroniebieskich, w których frakcja najdrobniejsza była najczystsza.

Podsumowując można stwierdzić, że wszystkie badane frakcje kruszonych marmurów sławniowickich są bardzo dekoracyjne i mogą być wykorzystywane

zarówno do produkcji grysów, jak też ozdobnego lastriko oraz komponentów skalno – plastikowych zwanych komercyjnie „konglomeratami”.

6. PODSUMOWANIE I Dyskusja Wyników

6.1. Skała skaleniowo – kwarcowa

Jednym z przebadanych utworów skalnych występujących w złożu sławniowickim jest skała skaleniowo – kwarcowa. Stanowiła ona przedmiot szczegółowych badań Lewickiej (2010). Przedstawione przez nią opracowanie tej skały zawiera wyczerpującą analizę mikroskopową, rentgenograficzną oraz chemiczną. W niniejszej rozprawie doktorskiej przedstawiono zatem jedynie poglądowe badania mineralogiczno – petrograficzne, które potwierdziły obserwacje Lewickiej (2010), wskazujące że skała ta składa się głównie z mikroklinu, pertytu, kwarcu, podrzędnie z plagioklazów typu albit – oligoklaz, biotyту i muskowitu oraz minerałów akcesorycznych, wśród których rozpoznano apatyt, rutyl oraz tlenki i wodorotlenki żelaza. Dodatkowo zidentyfikowano również ortoklaz, natomiast nie napotkano w badanych próbkach cyrkonu i tytanitu. Z minerałów ilastych rozpoznano smektyt, illit oraz kaolinit zgodnie z badaniami Lewickiej (2010).

Z obserwacji terenowych na uwagę zasługuje fakt stwierdzenia występowania okruchów skały skaleniowo – kwarcowej w marmurach sławniowickich. Stąd przypuszcza się, że sama skała skaleniowo – kwarcowa nie jest wieku młodopaleozoicznego (por. Lewicka, 2010). Jej utworzenie się nie jest związane z granitowym masywem Strzelin – Žulova (por. Bereš i in., 1966). Uważa się, że jest to najstarszy utwór skalny badanego złoża i przypisuje się mu wiek prekambryjski. Występuje on na tym terenie w formie ostańca skalnego, a nie jak stwierdziła m. in. Lewicka (2010) w postaci żyły. Oznacza to, że w głębszych partiach złoża ilość tej skały może być znacznie większa, co ma duże znaczenie ze względów genetycznych badanych utworów oraz ich praktycznego wykorzystania.

6.2. Pierwotna sedymentacja marmurów sławniowickich

Pierwotne struktury sedymentacyjne tworzą się zasadniczo w czasie powstawania osadu lub później, lecz jeszcze przed ostateczną ich konsolidacją. Powstają one w wyniku procesów depozycji lub erozji, nierzadko ze sobą współdziałających (Gradziński i in., 1976). W osadach formacji starszych, do jakich należą między innymi badane marmury ze Sławniowic, procesy diagenetyczne i epigenetyczne powodują

częściowe zatarcie, a nierzadko zupełną transformację pierwotnych struktur sedymentacyjnych oraz składników mineralnych (Łydka, 1985).

W marmurach sławniowickich ujawniają się jednak niektóre cechy sedymentacji pierwotnej. Dotyczy to obecnej w skale drobnej laminacji. Jej ślady pochodzą z okresu sedymentacji, w wielu przypadkach zostały jednak częściowo zatarte przez procesy diagenety i metamorfizmu. W obrębie pierwotnej laminacji skały, pod wpływem kompaktacji, nastąpił wówczas rozwój struktur o cechach zbliżonych do struktur stylolitowych. Tworzenie się takich form powoduje najczęściej przemianę pierwotnych struktur sedymentacyjnych i powstawanie nowych struktur diagenetycznych (Flügel, 2010). Prawdopodobną przyczyną powstawania form stylolitopodobnych mógł być nacisk wywołany ciężarem nadkładu. Niewykluczone, że na zjawisko to wpłynęły także fałdowania osadów wapiennych, z których powstały marmury oraz późniejsze procesy metamorficzne, jakim osady te niewątpliwie podlegały.

Szczegółowe badania mineralogiczne materiału z drobnych lamin wykazały, że wypełnione są one przez minerały z grupy chlorytów i mik oraz węglany i podrzędnie minerały akcesoryczne takie jak: rutyl, tytanit, apatyt, cyrkon, monacyt, tlenki i wodorotlenki Fe – Mn oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?).

Chloryty w laminach mają charakter wtórny. Pierwotnie laminy wypełnione były prawdopodobnie przez minerały ilaste i podrzędnie przez miki. Ich transformacja w chloryty mogła być wynikiem współdziałania zarówno roztworów porowych krążących w osadzie jak i pod wpływem podwyższonej temperatury i ciśnienia, jakim były poddawane omawiane skały.

Ze względu na występowanie w marmurach złocistych częściowo schlorytyzowanych blaszek mik udało się stwierdzić, że minerałem ulegającym chlorytyzacji jest biotyt (por. Bereś i in., 1966). Proces chlorytyzacji mik nastąpił prawdopodobnie na skutek metamorfizmu związanego z ciśnieniem i temperaturą w strefie płytszej (facja zieleńcowa?) i częściowo wskutek działania gorących hydrotermalnych roztworów (300 – 500°C; por. Borkowska i Smulikowski, 1973). Transformacja biotytu w chloryt może także przebiegać wskutek procesu wietrzenia. W wyniku wietrzenia biotytu następuje wyzwolenie z niego żelaza, które ulega utlenieniu. Następnie wytrąca się w postaci tlenków i wodorotlenków żelaza. Przy diaforezie z kolei w temperaturze poniżej 300°C oraz na skutek działania gorących hydrotermalnych roztworów ma miejsce ługowanie tytanu z biotytu, z którego powstaje później m. in. rutyl (Borkowska i Smulikowski, 1973). Należy zatem przypuszczać, że

obecność tlenków i wodorotlenków Fe oraz rutylu jest wynikiem wtórnego procesu chloryzacji mik. Na występowanie w badanych laminach węglanów również wpłynęły zapewne krążące w tych skałach fluidy, z których wykrystalizował obecny tu kalcyt. Uważa się, że monacyt i apatyt rozpoznane w laminach są także wtórnego pochodzenia, prawdopodobnie metamorficzno – metasomatycznego.

Analizując pierwotną sedymentację marmurów sławniowickich należy w tym miejscu wspomnieć o opisanych w poprzednim podrozdziale występujących w nich okruchach skały skaleniowo – kwarcowej. Na podstawie przeprowadzonych badań i obserwacji uważa się, że sedymentacja wapieni sławniowickich przeplatana była krótkimi epizodami osadzania się materiału ilastego, tworzącymi drobną, opisaną powyżej laminację. Dodatkowo w wyniku rozmywania ostańcowej formy skały skaleniowo – kwarcowej występującej w pobliżu zbiornika sedymentacyjnego, w którym powstawały wapienie, fragmenty tej skały podlegały redepozycji w tym samym zbiorniku, tworząc pojedyncze okruchy lub zespoły okruchów zamkniętych w obrębie wapieni.

6.3. Metamorfizm regionalny prekambryjskiej serii paragnejsovej

Serie skalne złoża marmurów w Sławniowicach zawdzięczają swoją dzisiejszą postać oddziaływaniu wielu procesów m. in. sedymentacyjnych, metamorfizmu, metasomatycznych, wietrzeniowych oraz zjawisk tektonicznych, które zmieniały te skały w czasie kolejnych etapów ich ewolucji geologicznej. Jednym z najważniejszych procesów zaznaczających się na badanym obszarze jest między innymi metamorfizm regionalny. W celu określenia prawdopodobnych warunków facjalnych metamorfizmu regionalnego sławniowickiej serii paragnejsovej posłużono się, występującymi w badanych marmurach szaroniebieskich oraz łupkach krystalicznych, paragenezami mineralnymi.

Szczegółowa analiza mineralogiczna marmurów szaroniebieskich wykazała, że oprócz głównego składnika jakim jest oczywiście kalcyt, występuje także: biotyt, muskowit, chloryty, illit, plagioklasy, skalenie potasowe (mikroclin), kwarc, amfibole (tremolit), pirokseny, kordieryt, rutyl, tytanit, apatyt, cyrkon oraz minerały nieprzezroczyste: grafit, piryty, pirotyn, chalkopiryty, sfaleryt, tlenki i wodorotlenki Fe oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?). Należy tu jednak podkreślić, że obecne w badanych skałach chloryty mają charakter wtórny, powstały z przeobrażenia m.in. biotyty oraz

kordierytu. Chlorytyzacja biotyту, jak również pinityzacja kordierytu świadczą o zmianach, które niesie za sobą metamorfizm regresywny (por. Heflik, 1993).

Jedną z tez niniejszej rozprawy doktorskiej zakłada, że marmury sławniowickie podlegały metamorfizmowi regionalnemu w warunkach facji zieleńcowej. Według Kozłowskiego i in. (1986) prekambryjski kompleks paragenezy był natomiast metamorfizowany w warunkach facji almandynowo – amfibolitowej. Należy tutaj zatem rozważyć, czy występujące w marmurach szaroniebieskich paragenezy mineralne są typowe dla facji zieleńcowej, czy też może wskazują na fację o wyższym stopniu metamorfizmu. W przedstawionych poniżej rozważaniach oparto się na podziale facji metamorficznych zaproponowanych przez Miyashiro (1994).

Dla zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej wapieni według Miyashiro (1994) typowa jest następująca parageneza mineralna: kalcyt + kwarc + albit + mikroklin + muskowit + chloryt. W niektórych marmurach występuje również dolomit, który jednak w obecności kwarcu przestaje być trwały i przechodzi w tremolit. Górną granicę facji zieleńcowej wyznacza zanik chlorytu oraz pojawienie się staurolitu i kordierytu (Miyashiro, 1994). Zmetamorfizowane w facji amfibolitowej skały węglanowe charakteryzują natomiast następujące zespoły minerałów (Miyashiro, 1994):

- 1) grossular + diopsyd + kalcyt (możliwy również plagioklaz i kwarc),
- 2) grossular + diopsyd + wollastonit (+ kalcyt lub kwarc),
- 3) diopsyd + plagioklaz (andezyn lub bogatszy w Ca) + mikroklin + kwarc.

Porównując zespół minerałów występujących w badanych marmurach szaroniebieskich z przedstawionymi powyżej zespołami paragenetycznymi minerałów typowymi dla skał węglanowych zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej i amfibolitowej według Miyashiro (1994) należy zwrócić uwagę na dwa stwierdzenia. Po pierwsze, obecność w marmurach szaroniebieskich chlorytów i tremolitu wskazuje na warunki facji zieleńcowej. Po drugie, występowanie w tych skałach piroksenu oraz kordierytu sugeruje, że mogły być to jednak warunki facji amfibolitowej.

Na podstawie posiadanych obecnie danych nie można zatem jednoznacznie przyporządkować marmurów sławniowickich do odpowiedniej facji metamorficznej. Należy przy tym mieć na uwadze, że omawiane marmury wraz z przewarstwiającymi je łupkami krystalicznymi należą do jednego prekambryjskiego kompleksu metamorficznego.

Według Miyashiro (1994) dla metapelitów zmetamorfizowanych w warunkach facji zieleńcowej typowy jest zespół minerałów chloryt + muskowit + kwarc (zona

chlorytowa) lub biotyt + chloryt + muskowitz + kwarc (zona biotytowa). W wielu przypadkach metapelity te zawierają również albit, turmalin, grafit, tlenki żelaza (hematyt lub magnetyt), minerały Ti (sfen, rutyl lub ilmenit) oraz węglany (kalcyt lub dolomit). Dla metapelitów metamorfizowanych w warunkach facji amfibolitowej typowa jest parageneza mineralna:

- 1) andaluzyt (lub cyanit lub sillimanit) + biotyt + muskowitz + plagioklaz (andezyn lub bogatszy w Ca) + kwarc (możliwy również kordieryt),
- 2) staurolit + granat + biotyt + muskowitz + plagioklaz (andezyn lub bogatszy w Ca) + kwarc (możliwy również cyanit),
- 3) sillimanit + granat + biotyt + muskowitz + kwarc (możliwy również staurolit),
- 4) biotyt + muskowitz + plagioklaz (andezyn lub bogatszy w Ca) + kwarc + skałek alkaliczny.

Często występują tu także minerały bogate w Ti, takie jak ilmenit, sfen oraz rutyl.

Występujące w Sławniowicach łupki krystaliczne wykazują przejścia do paragnejsów. Składają się z mik (biotyt i muskowitz), kwarcu, skaleni, wśród których rozpoznano plagioklaz (andezyn) oraz niewielkie ilości skaleni potasowych. Biotyt często ulega przeobrażeniu w chloryt. Dodatkowo w badanych skałach występują granaty, minerały ilaste (smektyt i kaolinit), minerały akcesoryczne takie jak: apatyt, rutyl, ilmenit, cyrkon, ksenotym, monacyt, piryt, bizmutferyt, tlenki i/lub wodorotlenki Fe (goethyt, hematyt) oraz tlenek Mn – Ba (hollandyt?). W łupkach pobranych blisko kontaktu z marmurem spotyka się również kalcyt.

Analizując przedstawiony powyżej skład mineralny sławniowickich łupków krystalicznych w aspekcie ich przyporządkowania do odpowiedniej facji metamorficznej zauważa się, podobnie jak w przypadku analizy marmurów szaroniebieskich, kilka wątpliwości. Obecność w badanych łupkach chlorytu, powstałego kosztem biotyту wskazywałaby na warunki facji zieleńcowej. Brak jest jednak albitu, natomiast rozpoznano plagioklaz typu andezyn, co z kolei sugeruje warunki facji amfibolitowej. Za facją amfibolitową przemawia również występowanie w tych skałach granatów.

Na podstawie przeprowadzonych rozważań uważa się, że prekambryjski kompleks paragnejsowy, do którego zalicza się marmury sławniowickie oraz łupki krystaliczne z przejściami do paragnejsów, ulegał metamorfizmowi w warunkach facji amfibolitowej. Przypuszcza się, że prekambryjska seria skalna poddana została działaniu takiej temperatury i ciśnienia, które spowodowały przeobrażenie pierwotnych

wapieni z wkładami skał ilastych w marmury przeławiczone łupkami krystalicznymi zawierającymi asocjacje mineralne typowe dla facji amfibolitowej. W badanych skałach występują jednak minerały typowe również dla facji zieleńcowej. Uważa się, że po metamorfizmie w warunkach facji amfibolitowej, w wyniku obniżenia warunków P–T nastąpił w rejonie Sławniowic metamorfizm regresywny w warunkach facji zieleńcowej przeobrażając m. in. biotyt w chloryt oraz kordieryt w pinit.

Jak wykazały analizy mineralogiczne, marmury sławniowickie oraz łupki krystaliczne z przejściami do paragnejsów zawierają w swoim składzie minerały akcesoryczne, takie jak np. cyrkon, monacyt, ksenotym, apatyt oraz granat, które także są dobrymi wskaźnikami procesów metamorficznych (warunków P–T). Pozwalają one odtworzyć historię procesów metamorfizmu (Finger i in., 1998; Spear i Pyle, 2002; Wing i in., 2003; Majka i in., 2006; Janots i in., 2008; Spear, 2010). Stąd wskazanymi jest wykonanie bardziej szczegółowych badań wyżej wymienionych minerałów oraz przeprowadzenie analizy geochronologicznej w celu dokładnego określenia wieku i warunków metamorfizmu sławniowickiego kompleksu paragnejsowego.

6.4. Zjawiska tektoniczne

W złożu marmurów w Sławniowicach stwierdzono występowanie przejawów zjawisk tektonicznych, wśród których rozpoznano niewielkie strefy brekcji tektonicznych oraz towarzyszącą im mineralizację żyłową.

Brekcje tektoniczne rozwinęły się w obrębie marmurów zdolomityzowanych i stanowią prawdopodobnie najmłodszy utwór skalny badanego złoża. Zbudowane są w przewadze z marmurów złocistych oraz podrzędnie ze skały chlorytowej. Ostrokrawędziste fragmenty skał spojone są w nich okrucową matrix oraz węglanowo – krzemionkowo – żelazistym cementem. Z przeprowadzonych badań tych brekcji wynika, że spoiwo typu cement tworzyło się dwuetapowo: przypuszczalnie najpierw powstało spoiwo krzemionkowe, a w dalszej kolejności spoiwo węglanowo – żelaziste. Świadczyć o tym mogą drobne żyłki oraz wrostki spoiwa węglanowego w kwarcu stanowiącym spoiwo krzemionkowe. Diagnostyczne dla powyższej obserwacji jest również występowanie obwódek żelazistych wokół kalcytu budującego spoiwo węglanowe oraz impregnacja skały tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Tlenki te szczególnie dobrze widoczne są w strefach wzrostu oraz w płaszczyznach łupliwości kalcytu. To współwystępowanie dowodzi, że spoiwo węglanowe i żelaziste tworzyło się

prawie jednocześnie. Na powstanie spoiwa węglanowo – krzemionkowo – żelazistego wpływ miały zapewne gorące roztwory pomagmowe pochodzące z pobliskiego masywu granitowego Žulovej.

Poszczególne fazy tworzenia się brekcji tektonicznych ze Sławniowic można przedstawić następująco:

- w wyniku dużego zaangażowania tektonicznego badanego obszaru nastąpiło silne spękanie i pokruszenie marmurów złocistych na różnej wielkości ostrokrawędziste fragmenty wraz z występującymi w nich gniazdami, żyłami i soczewami skały chlorytowej,
- kruszeniu skał towarzyszyło również ich roztarcie na bardzo drobnoklastyczny materiał stanowiący następnie spoiwo typu matrix tworzącej się brekcji,
- wśród utworzonych niewielkich stref uskokowych krążyły roztwory wzbogacone w krzemionkę, z których wykryły się kryształy kwarcu, wchodzące w skład spoiwa spajającego okruchy marmurów i skały chlorytowej,
- brekcje tektoniczne podlegały jednak działaniu wtórnych naprężeń, które spowodowały powstanie drobnych pęknięć oraz odkształceń dynamicznych w spoiwie krzemionkowym objawiających się m. in. kataklazą i falistym wygaszaniem światła w kwarcu,
- następnie we wspomniane powyżej brekcje ponownie wnikały roztwory, z których tym razem wytrącał się kalcyt stanowiący spoiwo węglanowe. Podczas przerw w krystalizacji węglanów miała miejsce agregacja tlenków i wodorotlenków żelaza, po której ponownie następowała kolejna faza wzrostu węglanów. Na taki charakter precypitacji minerałów wpływ miała zapewne zmiana warunków fizyko – chemicznych fluidu minerałotwórczego krążącego w skałach.

Mineralizacja żyłowa spotykana w złożu marmurów w Sławniowicach przejawia się natomiast występowaniem żył węglanowych, krzemionkowych oraz żelazistych.

Mineralizacja węglanowa reprezentowana jest przez kilka generacji żył węglanowych różniących się czasem powstania. Niektóre z nich wypełnione są przez blasty kalcytu, co wskazuje, że utworzone w pęknięciach już zmetamorfizowanej skały żyły uległy także metamorfizmowi, a zatem powstały w fazie przedmetamorficznej. W przewodzie występują jednak żyły młodszych generacji, wypełnione kalcytem krystalicznym o wykształceniu najczęściej euhedralnym lub subhedralnym. Oznacza to, że tak powstałe żyły nie ulegały już metamorfizmowi, czyli powstały w fazie

postmetamorficznej. Mineralizacja węglanowa jest zapewne związana z fluidami pomagmowymi bogatymi w Ca^{2+} i CO_2^{2-} . Nie można także wykluczyć, że część Ca i CO_2 wiąże się z ługowaniem tych składników ze skał otaczających (por. White, 1974). Zauważa się również, że mineralizacja węglanowa przebiegała w omawianym złożu wieloetapowo, z czego pierwsze jej przejawy pochodzą jeszcze z fazy przedmetamorficznej. Roztwory, z których precypitowały węglany miały zatem zapewne różne pochodzenie. Na obecnym etapie badań nie można jednoznacznie ich określić. Przypuszcza się jedynie, że duży wpływ na powstanie opisanej powyżej mineralizacji węglanowej miały w fazie przedmetamorficznej agresywne fluidy bogate w CO_2 ługując składniki ze skał otaczających. W fazie postmetamorficznej gorące roztwory pomagmowe mogły pochodzić z pobliskiego masywu granitowego Žulovej.

Mineralizacja krzemionkowa reprezentowana jest natomiast przez dwie grupy żył: żyły kwarcowe oraz chalcedonowo – opalowe. Obie fazy mineralizacji krzemionkowej uznano za postmetamorficzne, ze względu na występowanie w skupieniach krzemionkowych blastów, a nie kryształów. Próbuując ustalić kolejność ich powstawania należy wziąć pod uwagę fakt, że opal ma charakter uwodniony, a zatem jest nietrwały i dąży to stanu krystalicznego. W związku z tym, można raczej wykluczyć, że faza tej mineralizacji (chalcedonowo – opalowej) jest starsza. Najprawdopodobniej starsza jest faza mineralizacji kwarcowej. Żyłom krzemionkowym towarzyszą żyły węglanowe młodszych generacji, co wskazuje, że postmetamorficzna mineralizacja węglanowa była przerywana krystalizacją żył krzemionkowych. Uważa się, że mineralizacja krzemionkowa, podobnie jak postmetamorficzna mineralizacja węglanowa powstała wskutek pomagmowego oddziaływania hydrotermalnych roztworów pochodzących z masywu granitowego Žulovej. Epizodycznie następowała zmiana ich warunków fizyko – chemicznych powodując wzrost aktywności krzemionki, a następnie jej precypitację (por. Gawęda i Wiszniewska, 2005).

Mineralizacja Fe bądź Mn – Fe pojawia się we wszystkich fazach powstawania mineralizacji żyłowej – zarówno węglanowej, jak i krzemionkowej. Uważa się, że poszczególne żyły żelaziste mają taką samą genezę jak generacje żył węglanowych i krzemionkowych, z którymi one współwystępują.

Należy wspomnieć, że niektóre z żył węglanowych i krzemionkowych tworzą formy charakterystyczne dla krasu hydrotermalnego, co potwierdza dodatkowo ich związek z gorącymi fluidami pomagmowymi.

Z powyższych danych wynika, że badane brekcje tektoniczne wraz z towarzyszącą im mineralizacją żyłową należą do produktów dynamometamorfizmu.

6.5. Dolomityzacja

Z danych literaturowych wynika (Bereś i in., 1966; Dumicz, 1969; Janeczek i in., 1991), że roztwory hydrotermalne pochodzące z pobliskiego masywu granitowego Źulovej były również przyczyną procesu dolomityzacji marmurów szaroniebieskich. Proces ten został rozpoznany w okolicy strefy uskokowej występującej w północno – wschodniej części złoża. Wspomniany uskoki mógł być zatem jedną z głównych dróg migracji tych fluidów, a kationy Ca ługowane z marmurów w procesie dolomityzacji, mogły być czynnikiem wtórnej mineralizacji węglanowej opisanej w poprzednim podrozdziale. Zdaniem autorki niniejszej pracy nie można także wykluczyć możliwości dolomityzacji badanego kompleksu węglanowego w procesie dia- i postdiagenetycznym. Rozwiązanie tego problemu wymaga jednak dalszych szczegółowych badań.

W celu porównania wyników analiz składu chemicznego marmurów złocistych z typowym składem chemicznym wapieni i dolomitów podanych przez Kabatę – Pendas i Pendas (1999) sporządzono zestawienie tabelaryczne tych wyników (Tab. 6.5.1). Zauważa się tutaj, że zawartość większości pierwiastków w sławniowickich marmurach złocistych jest mniejsza niż w przeciętnym wapieniu i dolomicie. Duże różnice zauważa się szczególnie w zawartości P, Al, Fe, Na, Li, K, S, Sr, Ba i Zr, których jest od kilkudziesięciu do kilkuset razy mniej niż przeciętnie. Mniejszą zawartością charakteryzuje się również Zn, Pb, Ag i Ti. Marmury złociste wzbogacone są natomiast w Mo oraz nieznacznie w Hg.

Z porównania zawartości poszczególnych pierwiastków w marmurze zdolomityzowanym (złocistym) z marmurem niezdolomityzowanym (szaroniebieskim) wynika, że roztwory dolomityzujące, oprócz jonów magnezu, niosły najprawdopodobniej jony P, Mn, Sn, Mo, Be, V, Ti, U. Zawartość tych pierwiastków jest bowiem znacznie większa niż w marmurze złocistym. Pomimo tego, ilość fosforu jest w nich nieporównywalnie mniejsza niż w przeciętnych wapieniu i dolomicie. Marmury złociste w porównaniu z marmurem szaroniebieskim charakteryzują się natomiast mniejszą zawartością K, Zn i S, co zauważa się również przy ich porównaniu

z typowymi zawartościami tych pierwiastków w wapieniach i dolomitach według Kabaty – Pendias i Pendiasa (1999).

Tab. 6.5.1. Tabela porównawcza zawartości pierwiastków głównych, podrzędnych i śladowych w marmurach złocistych i marmurze szaroniebieskim w porównaniu z typowymi zawartościami tych pierwiastków w wapieniach i dolomitach podanych przez Kabatę – Pendias i Pendiasa (1999)*.

[ppm]	Marmury złociste			Marmur szaroniebieski	*Wapień i dolomity
	1	2	3		
Na	131,32	195,33	39,03	44,90	2000
Li	1,22	1,95	0,39	1,57	5 – 20
K	53,50	199,23	19,52	1 955,55	2 000 – 5 000
Ca	194 549,68	199 428,79	183 267,09	214 638,87	217 000 – 325 000
Mg	14 104,85	9 766,35	21 078,64	2 469,69	9 000 – 82 000
S	48,64	39,07	39,03	942,97	12 000
B	22,62	36,92	12,69	32,56	20 – 30
Zn	4,13	4,69	6,25	17,51	10 – 25
P	384,24	1 322,36	113,20	1,80	2 000 000
Al	516,04	426,20	536,33	161,43	4 000 – 13 000
Fe	782,82	633,64	315,59	650,43	3 000 – 9 000
Mn	458,16	575,63	582,98	31,66	200 – 1 000
Sr	23,83	28,32	25,37	34,80	450 - 600
Ba	12,16	2,34	2,09	12,57	50 - 200
Sn	0,21	3,11	1,48	0,004	0,5
Tl	0,21	0,02	0,03	0,06	0,01 – 0,14
As	1,00	0,31	2,42	0,90	1 – 2,4
Se	0,24	0,04	0,04	0,45	0,03 – 0,1
Mo	13,62	8,40	8,69	0,02	0,14 – 0,4
Cr	2,92	2,93	4,06	4,71	5 – 16
W	1,26	0,53	0,68	0,45	0,4 – 0,6
Cd	0,17	0,01	0,04	0,03	0,035
Pb	1,82	0,29	0,44	0,10	3 – 10
Co	0,80	0,61	2,22	0,05	0,1 – 3
Ni	5,89	38,09	13,45	3,14	7 – 20
Be	0,06	3,42	0,09	0,004	0,2 – 2
V	14,59	9,94	12,35	0,16	10 - 45
Cu	7,78	0,60	2,11	0,34	2 – 10
Ag	0,005	0,004	0,004	0,002	0,1 – 0,15
Ti	96,79	51,18	116,91	0,47	300 – 1 000
Zr	0,23	3,11	0,06	0,02	20
Hg	0,09	0,07	0,07	0,02	0,04 – 0,05
U	4,40	1,35	0,23	0,05	2,2 – 2,5
Rb	8,51	0,09	7,49	0,58	3 – 50

6.6. Skala chlorytowa

Jednym z utworów skalnych analizowanych w Sławniowicach jest skala chlorytowa. Zbudowana jest ona głównie z chlorytów magnezowych szeregu pennin – klinochlor – szeridanit o typowej grubości pakietu wynoszącej około 14 Å. Dodatkowo rozpoznane zostały minerały mieszanopakietowe powstałe z interstatyfikacji dwóch rodzajów chlorytów (chloryt/chloryt) oraz minerał mieszanopakietowy chloryt/smektyt, w którym zdecydowanie dominują pakiety chlorytowe nad pakietami smektytowymi. Oprócz chlorytów w badanej skale występuje także kwarc, apatyt, węglany, miki oraz minerały akcesoryczne: tytanit, rutyl, cyrkon, monacyt, cheralit, tlenki i/lub wodorotlenki Fe.

Skład mineralny omawianej skały jest bardzo zbliżony do utworów ilastych o charakterze chlorytowym opisanych przez Lewicką (2010). Rozpoznano tu jednak więcej rodzajów chlorytów i minerałów akcesorycznych oraz miki i minerały mieszanopakietowe zbudowane z pakietów dwóch różnych chlorytów. Nie natrafiono natomiast na zidentyfikowany przez Lewicką (2010) prehnit.

Uważa się, że badane skały chlorytowe mogły powstać z pierwotnych nagromadzeń materiału detrytycznego występującego w obrębie marmurów, który wraz z nimi uległ metamorfizmowi, zmieniając się w skałę chlorytową. Następnie poddany został wtórnej mineralizacji spowodowanej oddziaływaniem roztworów krążących w złożu. Wskutek tego wykrystalizowały wtórne minerały, nieobecne pierwotnie w tych skałach, prawdopodobnie takie jak: apatyt, tytanit, rutyl. Cyrkon, monacyt oraz cheralit mogą być tu zarówno pochodzenie wtórnego, jak i detrytycznego.

6.7. Frakcje marmurów kruszonych

Skład poszczególnych frakcji, zarówno marmuru szaroniebieskiego, jak i marmuru złocistego jest zmienny w granicach od kilku do kilkunastu procent. Powoduje to, że frakcje tych dwóch odmian marmurów kruszonych różnią się odcieniami barw. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest oczywiście różna zawartość domieszek innego barwnie kruszywa. Zmienność składu w obrębie poszczególnych odmian marmurów jest prawdopodobnie skutkiem niestarannego wyboru materiału przeznaczonego do kruszenia. Proponuje się zatem dokładniejszą selekcję odmian tych marmurów jeszcze na etapie poprzedzającym kruszenie skał. Pozwoli to na otrzymanie frakcji niemal

jednolitych barwnie. Dzięki temu będzie istniała możliwość produkcji konglomeratów o ustalonych z góry proporcjach mieszanego kruszywa marmuru szaroniebieskiego i żółtego, a tym samym wytwarzania całej gamy barwnych odmian konglomeratów od barwy prawie białej, przez szarą do miodowo – żółtej.

7. WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań mineralogiczno – petrograficznych skał złoża marmurów w Sławniowicach można wyciągnąć następujące wnioski:

- 1) Skała skaleniowo – kwarcowa jest najstarszym utworem badanego złoża, o czym świadczą występujące w obrębie marmurów sławniowickich jej okruchy.
- 2) Sedymentacja wapieni sławniowickich była przeplatana osadzaniem się minerałów ilastych i podrzędnie mik w formie cienkich warstewek oraz okruchów skały skaleniowo – kwarcowej występującej w sąsiedztwie wodnego zbiornika, w którym tworzyły się wapienie.
- 3) Marmury sławniowickie wraz z towarzyszącymi im łupkami krystalicznymi, które stanowią przejście do paragnejsów uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach facji amfibolitowej oraz metamorfizmowi regresywnemu (diaftorezie).
- 4) Występujące w złożu marmurów w Sławniowicach przejawy zjawisk tektonicznych reprezentowane są przez brekcje tektoniczne oraz mineralizację żyłową. Analiza tych utworów wykazała, że badane skały w fazie przedmetamorficznej były prawdopodobnie pod wpływem agresywnych fluidów bogatych w CO₂ powodujących mineralizację węglanowo – żelazistą. Natomiast w fazie postmetamorficznej gorące roztwory hydrotermalne pochodzące z pobliskiego masywu granitowego Żulovej spowodowały mineralizację krzemionkową, węglanową oraz żelazistą.
- 5) Procesy wietrzenia stwierdzono we wszystkich rodzajach występujących w złożu sławniowickim skał. Zidentyfikowano przejawy wietrzenia biologicznego, fizycznego, chemicznego oraz liczne formy krasowe.
- 6) W wyniku procesu dolomityzacji złociste marmury sławniowickie, zostały wzbogacone w takie pierwiastki jak: Mg, P, Sn, Mo, Be, Ti, Mn, V, U oraz zubożone w Ca, K, Zn i S. Proces dolomityzacji spowodował również powstanie w nich mikroporów.
- 7) Skała chlorytowa powstała prawdopodobnie w wyniku metamorfizmu i wtórnej mineralizacji pierwotnych nagromadzeń materiału detrytycznego występujących w obrębie marmurów sławniowickich.

- 8) Dokładniejsza selekcja barwna marmurów sławniowickich przeznaczonych do kruszenia pozwoli uzyskać frakcje marmurów kruszonych o niemal jednolitej barwie, a tym samym umożliwi produkcję całej gamy barwnych odmian konglomeratów o ściśle określonych proporcjach mieszanego kruszywa szaroniebieskiego i żółtego.

Literatura

- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997.** *Kinematic data on major Variscan strike – slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif.* Geol. Magazine, 133, s. 727 – 739.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002.** *Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif.* Geological Society, London, Special Publications, 201, s. 237 – 277.
- Balchanowski S., Ulatowski S., 2000.** *Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej w kat. C1+C2 złoża marmurów "Sławniowice" w miejscowości Sławniowice.* Nr 2500/2000, CAG PIG, Warszawa.
- Baraniecki L., Berezowska B., Morawski T., 1970.** *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000.* Arkusz Kijów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bederke E., 1935.** *Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge.* Geol. Rundschau, Bd 26, 1935.
- Bereś B., Dumicz M., Kozłowski S., 1966.** *Wapień krystaliczny (marmury) ze Sławniowic na Dolnym Śląsku.* Biuletyn Instytutu Geologicznego, Nr 201, T. 11, Warszawa, s. 121 – 147.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973.** *Minerały skałotwórcze.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 1 – 477.
- Brindley G. W., Ali S. Z., 1950.** *X-ray study of thermal transformations in some magnesium chlorite minerals.* Acta Crystallographica, 3, s. 25 – 30.
- Brindley G. W., Chang T – S., 1974.** *Development of long basal spacings in chlorite by thermal treatment.* American Mineralogist, 59, s. 152 – 158.
- Cháb J., Mixa P., Vaneček M., Žáček V., 1994.** *Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian Massif, Central Europe).* Věst. Čes. Geol. Úst., 69, s. 17 – 26.
- Cháb J., Žáček V., 1994.** *Geology of the Žulova pluton mantle (Bohemian Massif, Central Europe).* Věst. Čes. Geol. Úst., 69, s. 1 – 12.
- Duda P., 2011.** *Preliminary results of mineral composition of marble from Sławniowice regarding regional metamorphism [abstract].* Mineralia Slovaca 43/2/2011 –

Geovestnik – Herlandia 2011. 12th International Conference of Young Geologists. Kamienica, Poland; 28 – 30 April 2011, s. 175.

Duda P., 2012. *Brekcje tektoniczne ze Sławniowic na Dolnym Śląsku – badania mineralogiczno – petrograficzne.* [W:] Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii tom III pod red. Jana Drzymały i Wojciecha Ciężkowskiego. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, s. 47 – 56.

Duda P., Pawlikowski M., 2010a. *Badania mineralogiczne postmetamorficznej mineralizacji żyłkowej marmurów sławniowickich.* [W:] Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii pod red. Jana Drzymały i Wojciecha Ciężkowskiego. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, s. 261 – 269.

Duda P., Pawlikowski M., 2010b. *Mineralogical and petrographical study of the feldspar – quartz rock from Sławniowice (Lower Silesia) as potential raw materials for ceramic production.* [W:] 1st Students' international geological conference: 16 – 19 April 2010, Kraków, Poland: abstract / ed. Grzegorz Haczewski, Kraków: Polish Geological Society, s. 14.

Duda P., Pawlikowski M., 2011. *Charakterystyka mineralogiczna oraz badania strukturalne wapieni krystalicznych ze Sławniowic wykazujących niektóre cechy sedymentacji pierwotnej.* [W:] Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii tom II pod red. Jana Drzymały i Wojciecha Ciężkowskiego. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, s. 223 – 232.

Dumicz M., 1961. *Budowa geologiczna metamorfiku Sudetów Wschodnich w okolicy Sławniowic.* Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, Seria B, nr 6, Nauki o Ziemi III, s. 67 – 85.

Dumicz M., 1969. *Wycieczka 38. Sławniowice – Jarnoltów – Burgrabice – Gieralcice.* [W:] Grocholski W. (red.), Przewodnik geologiczny po Sudetach. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 453 – 467.

Dumicz M., Majerowicz A., 1969. *Góry Opawskie i ich przedgórze.* [W:] Grocholski W. (red.), Przewodnik geologiczny po Sudetach. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 444 – 446.

- Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.), 1979.** *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Ossolineum, Wrocław, s. 1 – 510.
- Finger F., Broska I., Roberts M. P., Schermaier A., 1998.** *Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps*. *American Mineralogist*, 83, s. 248 – 258.
- Flügel E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation, and application*. Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, s. 1 – 984.
- Gawel A., Muszyński M., 1996.** *Tablice do identyfikacji minerałów metodą rentgenograficzną*. Skrypt AGH, Wydawnictwo AGH, Kraków, s. 1 – 184.
- Gawęda A., Wiszniewska J., 2005.** *Poligeniczna mineralizacja żyłowa w skałach krystalicznych suwalskiego masywu anortozytowego (NE Polska)*. *Przegląd Geologiczny*, vol. 53, nr 4, s. 327 – 332.
- Godlewski A., Wierchowicz J., 2004.** *Złoto okruchowe i inne minerały ciężkie w osadach potoku Maruszka k. Burgrabie (Sudety Wschodnie)*. *Przegląd Geologiczny*, vol. 52, nr 3, s. 216 – 222.
- Górniak K., 2008.** *Skały ilaste*. W: Manecki A., Muszyński M. (red.), *Przewodnik do petrografii*. AGH Uczelniane Wydawnictwa Naukowo – Dydaktyczne, Kraków, s. 246 – 290.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976.** *Sedymentologia*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 1 – 613.
- Grochocka J., 2011.** *Spękania w kwarcytach wschodniej osłony masywu granitoidowego Żulowej (rejon Burgrabie, Sudety Wschodnie)*. [W:] *Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii tom II* pod red. Jana Drzymały i Wojciecha Ciężkowskiego. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, s. 103 – 111.
- Heflik W., 1993.** *Metamorfizm w świetle niektórych zagadnień fizykochemicznych*. Wydawnictwa AGH, Kraków, s. 1 – 187.
- Heflik W., Lenk T., 1998.** *Badania petrograficzne utworów jury górnej napotkanych w otworze wiertniczym Dębica 10K w rejonie Tarnowa*. *Geologia*, T. 24, Z. 3, s. 175 – 186.

- Hladil J., 1986.** *Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups.* *Facies*, 15, s. 1 – 34.
- Janeczek J., Kozłowski K., Żaba J. (red.), 1991.** *Zbieramy minerały i skały. Przewodnik po Dolnym Śląsku.* Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 1 – 322.
- Janots E., Engi M., Berger A., Allaz J., Schwarz J. – O., Spandler, C., 2008.** *Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite – monazite – xenotime phase relations from 250 to 610°C.* *Journal of Metamorphic Geology*, 26, s. 509 – 526.
- Kabata – Pendias A., Pendias H., 1993.** *Biogeochemia pierwiastków śladowych.* Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 1 – 385.
- Kalińska M., Puziewicz J., 1996.** *Petrologia kwarcytów z Burgrabie k. Nysy (północna część Masywu Jesenika).* *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, Z. 8, s. 57 – 58.
- Kalińska M., Puziewicz J., 1997.** *Serie metamorficzne okolic Burgrabie i Gieracie k. Nysy.* *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, Z. 9, s. 21 – 24.
- Kettnera R., 1952.** *Stavba devonu v okoli Vrbna ve Slezsku.* Slesky Studijní Úst. Opava.
- Kopp H. F., 1939.** *Der deutsche Marmor.* Eduard Pohls Verlag. München.
- Kozłowski K., Żaba J., Fediuk F., 1986.** *Petrologia skał metamorficznych.* Skrypty Uniwersytetu Śląskiego Nr 383, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 1 – 390.
- Kozłowski S., 1954.** *Aktualne problemy eksploatacji marmurów na Dolnym Śląsku.* *Mat. budowl.*, 1.
- Kozłowski S., Moroz – Kopczyńska M., 1957.** *Dokumentacja geologiczna złoża marmuru w Sławniowicach.* *Archiw. Przeds. Geol.* Kraków.
- Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000.** *Chronological constraints on the pre – Variscan evolution of the north – eastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic.* [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. m Tanner D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt.* *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 175 – 197.

- Lewicka E., 2010.** *Ocena kopaliny skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic (Sudety Wschodnie) jako potencjalnego surowca ceramicznego.* Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, s. 1 – 107.
- Lewicka E., Ociepa Z., Wyszomirski P., 2007.** *Możliwości wzbogacenia kopaliny skaleniowo – kwarcowej ze Sławniowic koło Nysy w świetle dotychczasowych badań.* Gospodarka Surowcami Mineralnymi, Tom 23, Zeszyt 3, s. 5 – 19.
- Lewicka E., Wyszomirski P., 2005.** *Czy istnieją możliwości powiększenia bazy zasobowej surowców skaleniowych dla przemysłu ceramicznego w Polsce?* Gospodarka Surowcami Mineralnymi 21, Zeszyt Specjalny 1, s. 135 – 148.
- Lewicka E., Wyszomirski P., 2008.** *Formy wiązania tlenków barwiących w surowcu skaleniowo-kwarcowym ze Sławniowic (Dolny Śląsk).* Materiały Ceramiczne, 60, 4, s. 153 – 156.
- Lewicki B., 2011.** *Zyskują na rewitalizacjach. Polskie wapienie i marmury.* Nowy Kamieniarz, 55, s. 38 – 40.
- Linthout K., 2007.** *Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{ThSiO}_4$, discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$.* The Canadian Mineralogist, vol. 45, s. 503 – 508.
- Łydka K., 1985.** *Petrologia skał osadowych.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 1 – 286.
- Majerowicz A., 1961.** *Staurolit z łupków metamorficznych okolic Glucholazów.* Archiwum Mineralogiczne, T. 23, s. 135 – 153.
- Majerowicz A., Sawicki L., 1958.** *Wschodnio – sudeckie serie metamorficzne w okolicy Glucholazów.* Biuletyn Instytutu Geologicznego 127, s. 37 – 89.
- Majka J., Budzyń B., Czerny J., Manecki M., 2006.** *REE accessory minerals as regional metamorphic processes indicators: an example from Wedel Jarlsberg Land, Svalbard.* Geolines, 20, s. 88 – 89.
- Mazur S., Aleksandrowski P., 2001.** *The Tepla(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze – Iżera massif, western Sudetes, central European Variscides.* Int J Earth Sciences (Geol Rundsch) 90, s. 341 – 360.

- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc – Dzedzic T., 2006.** *The Variscan Orogen in Poland*. Geological Quarterly, 50 (1), s. 89 – 118.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010.** *Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów*. Przegląd Geologiczny, vol. 58, nr 2, s. 133 – 145.
- Mazur S., Kalińska, 1997.** *Wprowadzenia w geologię Sudetów Wschodnich na tle budowy wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego*. Polskie Towarzystwo Geologiczne – Prace Specjalne, Z. 9, s. 29 – 38.
- Migaszewski Z., 1990.** *Obecne poglądy na temat genezy dolomitów*. Przegląd Geologiczny, 3, s. 111 – 117.
- Miyashiro A., 1994.** *Metamorphic petrology*. Oxford University Press, New York, s. 1 – 404.
- Nesse W. D., 2009.** *Introduction to optical mineralogy*. Oxford University Press, New York, s. 1 – 348.
- Oberc J., 1957.** *Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich*. Acta Geologica Polonica, Vol. 7, No. 1, s. 1 – 27.
- Olejniczak K., Puziewicz J., 1999.** *Petrology of quartzites and amphibolites of Polish part of the Žulová pluton mantle (eastern part of the Fore-Sudetic Block)*. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, v. 14, s. 105 – 107.
- Olejniczak K., Puziewicz J., 2000.** *Metamorphic and sedimentary mineral assemblages in quartzites of the eastern part of the Žulová pluton cover (Fore – Sudetic Block)*. Mineralogia Polonica, vol. 31, nr 2, s. 3 – 15.
- Passchier C. W., Trouw R. A. J., 2005.** *Microtectonics*. Springer – Verlag Berlin Heidelberg, s. 1 – 366.
- Patočka F., Valenta J., 1996.** *Geochemistry of the late Denovian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseníky Mts. (Moravo – Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republik): paleotectonic implications*. Geolines, 4, s. 42 – 54.

- Pentlakowa Z., Wojno T. J., 1952.** *O niektórych marmurach dolnośląskich.* Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 80, Warszawa, s. 65 – 101.
- Piestrzyński A., 1992.** *Wybrane materiały do ćwiczeń z petrografii rud.* Skrypty Uczelniane AGH nr 1306, Wydawnictwa AGH, Kraków, s. 1 – 393.
- Polański A., 1988.** *Podstawy geochemii.* Wydawnictwa Geologiczne, Wyd. I, Warszawa, s. 1 – 634.
- Pouba Z., 1962.** *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000.* M – 33 – XVIII, Jeseník. Ústř. Úst. Geol. Praha.
- Pulina M., 1999.** *Kras: formy i procesy.* Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, s. 1 – 374.
- Pulina M., Andrejczuk W., 2000.** *Kras i jaskinie.* Wielka Encyklopedia Geografii Świata, Tom XVII. Wydawnictwo Kurpisz, Poznań, s. 1 – 357.
- Roemer E., 1870.** *Geologie von Oberschlesien.* Wrocław.
- Sas – Korczyńska Elżbieta, 1976.** *Dokumentacja geologiczna z zasobami w kat. C1+ C2 złoża marmurów „Sławniowice”, miejscowość Sławniowice, gm. Glucholazy, woj. opolskie.* Nr 12031a CUG, CAG PIG, Warszawa.
- Sawicki L., 1970.** *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000.* Arkusz Podlesie. Wyd. Geol. Warszawa.
- Schulmann K., Gayer R., 2000.** *A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif.* J. Geol. Soc. London, 157, s. 401 – 416.
- Severin K. P., 2004.** *Energy dispersive spectrometry of common rock forming minerals.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, s. 1 – 225.
- Słomka T., Bartuś T., Mastej W., Łodziński M., Mayer W., Stefaniuk M., Doktor M., Koźma J., Cwojdzinski S., Stachowiak A., 2009a.** *Koncepcja projektu: „Geostrada Sudecka – studium geologiczno – krajobrazowe z inwentaryzacją obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej”.* Geoturystyka 4 (19), s. 3 – 18.
- Słomka T., Doktor M., Bartuś T., Mastej W., Łodziński M., 2009b.** *Atrakcje geoturystyczne Geostrady Wschodniosudeckiej.* Geoturystyka 4 (19), s. 61 – 72.

- Souček J., 1978.** *Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz series, the Hrubý Jeseník Mountains, Czechoslovakia.* Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Vol. 25, Issue 3, s. 195 – 217.
- Spear F. S., 2010.** *Monazite–allanite phase relations in metapelites.* Chemical Geology, 279, s. 55 – 62.
- Spear F. S., Pyle J. M., 2002.** *Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks.* [In:] M. J. Kohn, J. Rakovan, J. M. Hughes (eds.), Phosphates – Geochemical, Geobiological and Materials Importance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48, Mineralogical Society of America, Washington, D. C., s. 293 – 335.
- Štípská P, Schulman K., 1995.** *Inverted metamorphic zonation in a basement-derived nappe sequence, eastern margin of the Bohemian Massif.* Geol. J., 30, s. 385 – 413.
- Stoch L., 1974.** *Minerały ilaste.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 1 – 503.
- Stupnicka E., 1997.** *Geologia regionalna Polski.* Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 1 – 348.
- Suess F. E., 1912.** *Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes.* Denkschriften der österreichischen Akad. Wissensch., Math. – Nat., 78, s. 541 – 631.
- Szapliński A., 1989.** *Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej w kat. C1 złoża marmuru "Sławniowice", miejscowość Sławniowice, gm. Głucholazy, woj. Opole.* Nr 12031b CUG, CAG PIG, Warszawa.
- Szeleğ E., 2002.** *Na-mejonit (grupa skapolitu) z żyły pegmatytowej ze Sławniowic (Wschodnie Sudety, Polska).* Mineralogia Polonica, Vol. 33, No 1, s. 17 – 23.
- Środoń J., Gawel A., 1988.** *Identyfikacja rentgenograficzna mieszanopaketowych krzemianów warstwowych.* W: Bolewski A., Żabiński W. (red.), Metody badań minerałów i skał. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 290 – 307.
- Teisseyre H., 1956.** *Kalenoidy Sudeckie i ich waryscyjska przebudowa.* Przegląd Geologiczny, Z. 3, s. 97 – 104.

- Teisseyre H., 1957.** *Sudety. A. Część pierwsza. Opis ogólny.* [W:] Książkiewicz M., (red.), *Geologia Regionalna Polski, III, Sudety, 1 – Utwory przedtrzciorzędowe.* PWN, Kraków, s. 9 – 23.
- Thust W., 1927.** *Tektonische Untersuchungen an der Grenze von Ost und West Sudeten.* Breslau.
- Thust W., 1928.** *Besichtigung der Gross – Kunzedorfer Marmorwerke durch die Geologische Vereinigung Oberschlesiens.* Tätigk. Geol. Verein. Oberschles.
- Tolkanowicz E., 2001.** *Marmury polskie.* Świat Kamienia, 4.
- van Breemen, O., Aftalion M., Bowes D.R., Dudek A., Misař Z., Povondra P., Vrana S., 1982.** *Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.* Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., 73, s. 89 – 108.
- Walendowski H., 2008.** *Sławniowice. Minimonografie polskich kamieni budowlanych.* Nowy Kamieniarz, 36 (7), s. 82.
- White D. E., 1974.** *Diverse origin of hydrothermal ore fluids.* Economic Geology, 69: 954 – 973.
- Wing B., Ferry J. M., Harrison T. M., 2003.** *Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology.* Contributions to Mineralogy Petrology, 145, s. 228 – 250.
- Wojciechowski A., 1997.** *Przejawy złota pierwotnego w amfibolitach okolic Burgrabice k. Głucholazów.* W: Muszer A. (red), *Metale szlachetne w NE części Masywu Czeskiego i w obszarach przyległych. Geneza, występowanie, perspektywy.* Konferencja Naukowa, Jarnołtówek 19 – 21 czerwiec 1997 r., Wrocław, s. 68.
- Zhan W., Guggenheim S., 1995.** *The dehydroxylation of chlorite and the formation of topotactic product phases.* Clays and clay minerals, Vol. 43, No 5, s. 622 – 629.
- Złonkiewicz Z., 2005.** *Zjawiska geologiczne w Rezerwacie Przyrody Nieożywionej „Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego”.* W: Grysa K. (red.), *V Kielecki Festiwal Nauki 16 – 26 września 2004. Prezentacje Festiwalowe,* KTN, Kielce, s. 55 – 57.

Żaba J., Ciesielczuk J., Malik K., Strzyżewska – Konieczna S., 2005. *Budowa oraz ewolucja strukturalna utworów dewońsko-karbońskich Gór Opawskich (strefa morawsko-śląska)*. [W:] Jureczka J., Buła Z., Żaba J. (red.). Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim. Mat. LXXVI Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k/Rybnika 14 – 16.09.2005. Państwowy Instytut Geologiczny, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa, s. 116 – 127.

Żelaźniewicz, A., 2003. *Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990 – 2003*. [W:] Ciężkowski, A., Wojewoda, J. & Żelaźniewicz, A. (red.), Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. WIND, Wrocław, s. 7 – 16.

Żelaźniewicz A., Nowak I., Achramowicz S., Czaplinski W., 2003. *Północna część bloku karkonosko – izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii*. [W:] Ciężkowski A., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.), Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu. WIND, Wrocław, s. 17 – 32.

Żelaźniewicz A., Nowak I., Bachliński R., Larionov A. N., Sergeev S. A., 2005. *Cadomian versus younger deformations in the basement of the Moravo – Silesian Variscides, East Sudetes, SW Poland: U – Pb SHRIM and Rb – Sr age data*. Geologica Sudetica, 37, s. 35 – 51.

Žáček V., 1996. *Retrograded eclogite from the Staré Město Belt, NE margin of the Bohemian Massif*. J. Czech Geol. Soc., 41, s. 167 – 175.

Źródła internetowe

- www.marmur-slawniowice.pl