

Alfred MAJEROWICZ*

PETROGRAFIA I GENEZA SKAŁ RODINGITOWYCH W SERPENTYNITACH OFIOLITOWEGO ZESPOŁU ŚLĘŻY

SPIS TREŚCI

Wstęp	110
Krótką charakterystyką petrograficzną skał bazytowych i ultrabazytowych grupy górskiej Ślęży	111
Ważniejsze wystąpienia rodingitów notowane w literaturze i problemy ich genezy	113
Występowanie i charakterystyka petrograficzna rodingitu ze Świątnik	115
Badania składników mineralnych	116
Interpretacja analiz ilościowych i zagadnienie genezy skały	118
Rodingity i skały do nich podobne ze Wzgórz Nasławickich	123
Zakończenie	124
Literatura	126
Petrography and genesis of rodingites in serpentinites of the Ślęża ophiolitic group – summary	128

Streszczenie

W pracy przedstawiono analizę petrologiczną enklawy rodingitowej znalezionej w małym łomie koło wsi Świątniki w zserpentynizowanych perydotytach masywu Gogołów–Jordanów. Perydotyty te stanowią dolny ultramaficzny człon ofiolitowego zespołu grupy górskiej Ślęży.

Skała zbudowana jest z grossularu, diallagu, szeridanitu i wezuwianu. Porównanie jej składu normatywnego oraz parametrów ACF z takimiż skałami opisanymi w literaturze wykazało jej podobieństwo do rodingitów z Pakistanu, Szkocji i Nowej Zelandii. Na podstawie cech strukturalnych oraz występowania geologicznego, autor uznał ją za zbudowaną

i zrodingityzowaną dawkę gabra Ślęży, stanowiącego wyższy maficzny człon zespołu ofiolitowego. Serpentynizacja ultramafitów i rodingityzacja enklaw mogła odbywać się równocześnie w niezbyt wysokiej temperaturze przy podchodzeniu zespołu w wyższe partie skorupy. Wapń potrzebny do rodingityzacji mógł pochodzić, zgodnie z poglądami wielu badaczy, z zserpentynizowanych perydotytów.

Zostały również krótko scharakteryzowane skały rodingitowe i skały do nich podobne, na które natrafiono w otworach wiertniczych.

WSTĘP

Duże wystąpienie serpentynitów, określane jako masyw Gogołów–Jordanów, wchodzi w skład grupy górskiej Ślęży usytuowanej na przedpolu środkowej części Sudetów, na północ od przebiegającej prawie równoleżnikowo krawędzi gnejsowego bloku sowiogórskiego (fig. 1). Grupa ta, silnie kontrastująca pod względem morfologicznym z przyległymi terenami, zbudowana jest oprócz serpenty-

nitów z gabra, amfibolitów i granitu, a także występujących w najbliższym sąsiedztwie i bardzo skąpo odsłoniętych łupków metamorficznych, niekiedy zbliżonych składem do gnejsów.

Najmłodszą z tych skał jest magmowy granitoid należący do masywu Strzegom–Sobótka, którego wiek radiogeniczny został określony na 266 milionów lat. Kontaktuje on intruzyjnie z wymie-

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Zakład Mineralogii i Petrografii, 50-205 Wrocław, ul. Cybulskiego 30.

nionymi skałami grupy Ślęży (Majerowicz 1963), a w głębszym podłożu także z gnejsami sowiogórskimi (Maciejewski 1975).

Rozpatrując w tradycyjny i klasyczny sposób rozwój wymienionych serii skalnych trudno bliżej określić wiek łupków oraz bazytów i ultrabazytów. Oberc (1960, 1966a i b) włącza je – podobnie jak znaczną większość skał otaczających masyw granitoidowy – do prekambryjskiego, starokrystalicznego fundamentu sfałdowanego w późnym proterozoiku. Inni autorzy, a w szczególności Teisseyre (1968a i b), nie wykluczają ich wieku staropaleozoicznego. Również autor niniejszej pracy we wstępnych okresach swoich badań (1973) rozważył możliwość ich przynależności do utworów starszego paleozoiku. Nie wnikając w szczegóły kontrowersyjnych, już w dużym stopniu nieaktual-

nych, poglądów, wymagających dla porównań przedstawienia budowy geologicznej większych partii Sudetów, jak też bloku przedsudeckiego, oraz pozostawiając otwarty problem cykli tektonicznych, z którymi mogą być związane wystąpienia bazytów i ultrabazytów (zwłaszcza w świetle tektoniki globalnej), należy nadmienić, że w grupie Ślęży amfibolity uważane były za starsze od serpentynitów, te zaś za konsolidacyjnie starsze od gabra, które w postaci apofiz miało penetrować oba rodzaje skał.

Jak wykazały ostatnie badania autora (1979b, 1980), stosunki geologiczne między tymi odmianami skał są bardziej złożone, a w świetle współczesnych poglądów całość można traktować jako typowy zespół ofiolitowy. Podobnie jak analogiczne zespoły obserwowane na świecie (Coleman 1977)

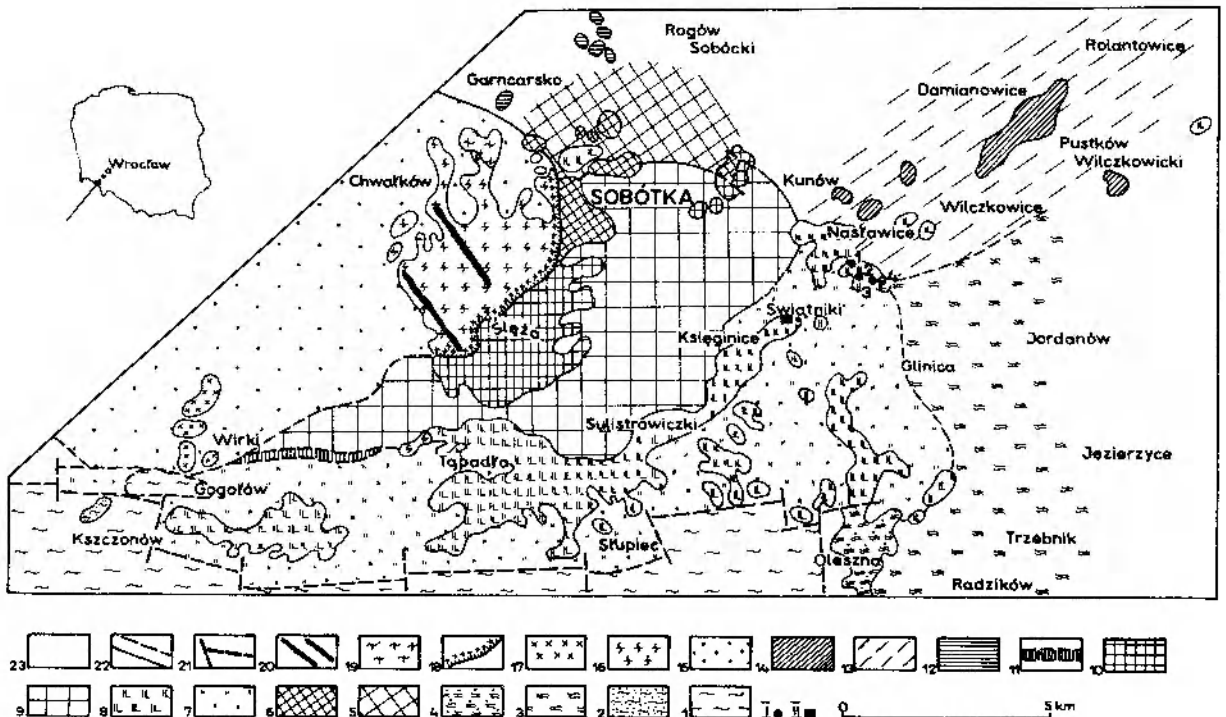


Fig. 1

Szkieletowa mapa geologiczna grupy górskiej Ślęży (zestawiona według L. Finckha, O. Tietzego, Z. Gajewskiego oraz prac autora)

1 – gnejsy bloku sowiogórskiego (w podłożu); 2 – gnejsy bloku sowiogórskiego; 3 – gnejsy wschodniego obrzeżenia grupy Ślęży (w podłożu); 4 – gnejsy wschodniego obrzeżenia grupy Ślęży; 5 – amfibolity (w podłożu); 6 – amfibolity; 7 – serpentynity (w podłożu); 8 – serpentynity; 9 – gabbro (w podłożu); 10 – gabbro; 11 – skały amfibolowo-piroksenowe (w podłożu); 12 – skały metamorficzne północno-wschodniej odłogi granitoidu; 13 – zmetamorfizowane łupki krzemionkowe i fylity z Pustkowa Wilczkowickiego (w podłożu); 14 – zmetamorfizowane łupki krzemionkowe i fylity z Pustkowa Wilczkowickiego; 15 – granitoidy nie rozdzielone (w podłożu); 16 – granitoidy biotytowe (granodioryt strzeblowski); 17 – leukogranity biotytowo-muskowitowe (granit wierzbicki); 18 – leukogranity strefy przykontaktowej z bazytami i ultrabazytami grupy Ślęży; 19 – metagranit alaskitowy (tzw. skała ze Strzeblowa); 20 – przypuszczalnie lub stwierdzone uskoki; 21 – żyły kwarcowe; 22 – granice wydzielen przypuszczalne i stwierdzone; 23 – młodsze luźne utwory pokrywające (trzecio- i czwartorzęd); I – otwory wiertnicze; II – odsłonięcie z wystąpieniem rodingitu

Geological sketch-map of the Ślęża mountain group (after Finckh, Tietze, Gajewski, Majerowicz)

1 – Sowie Góry gneisses (basement); 2 – Sowie Góry gneisses; 3 – gneisses of eastern margin of the Ślęża group (basement); 4 – gneisses of eastern margin of the Ślęża group; 5 – amphibolites (basement); 6 – amphibolites; 7 – serpentinites (basement); 8 – serpentinites; 9 – gabbro (basement); 10 – gabbro; 11 – amphibole-pyroxene rocks (basement); 12 – metamorphic rocks of NE envelope of granite; 13 – siliceous slates and phyllites of Pustków Wilczkowicki (basement); 14 – siliceous slates and phyllites of Pustków Wilczkowicki; 15 – undivided granites; 16 – biotite granodiorite (Strzeblów granodiorite); 17 – biotite-muscovite leucogranite (Wierzbno granite); 18 – leucogranites at contact zone with mafites and ultramafites of Ślęża group; 19 – alskite metagranite (so called feldspar of Strzeblów); 20 – inferred or observed faults; 21 – quartz veins; 22 – lithological boundaries recognised and inferred; 23 – cover deposits (Tertiary and Quaternary); I – boreholes, II – outcrops of the rodingite

jest on, licząc „stratygraficznie” od dołu, zbudowany z członu metamorficznych perydotytów reprezentowanych przez główną masę serpentynitów masywu Gogołów–Jordanów, członu ultramaficznych kumulatów, które obserwować można na przełęczy Tąpadła oraz w materiałach z wierceń w zachodniej części masywu, członu kumulatów maficznych, czyli gabra Ślęzy, oraz kompleksu dajek w postaci naprzemianlegle zróżnicowanych amfibolitów. Te ostatnie kontaktują tektonicznie z głębokomorskimi utworami wykształconymi obecnie w postaci fyllitów i łupków krzemionkowych z radiolarami w okolicy Pustkowa Wilczkowskiego. W tym zespole ofiolitowym brak jest w odsłonięciach najwyższego jego członu, czyli słabo zmetamorfizowanych law poduszkowych, które w tej partii terenu mogły ulec zerodowaniu. Bliższe naświetlenie złożonych zagadnień współwystępowania tych skał podane zostało w poprzednich pracach autora i nie będzie wchodzić w zakres niniejszego opracowania. Należy tylko wspomnieć, że zwykle w ultrabazytach zespołów ofiolitowych występują skały rodingitowe, stanowiące niekiedy integralną ich część (Coleman 1977).

Krótką charakterystyka petrograficzna bazytów i ultrabazytów grupy Ślęzy została podana w celu wykazania analogii występowania skał rodingitowych masywu Gogołów–Jordanów do wystąpień takich skał opisanych w wielu miejscach na świecie. Generalizując bowiem całe zagadnienie, można na podstawie tych opisów wywnioskować, że rodingity powstają niemal wyłącznie wskutek metasomatozy z dajek czy enklaw gabrowych, diabazowych lub innych, niekiedy kwaśniejszych skał (także pochodzenia osadowego), występujących w zserpentynizowanych ultrabazytach lub kontak-

tujących z nimi. W skład rodingitów wchodzi głównie grossular lub hydrogrossular, diopsyd często z wezuwianem i chlorytem, a w wielu przypadkach także inne bogate w wapń minerały. Proporcje ilościowe głównych minerałów mogą być dość mocno zróżnicowane. Dyskusje na temat genezy skał rodingitowych dotyczą głównie źródeł potrzebnych do ich powstawania pierwiastków, przede wszystkim wapnia, oraz warunków, w jakich następowały przemiany metasomatyczne.

W pracy opisany został głównie typowy rodingit ze Świątnik (Majerowicz 1979, 1980) oraz zostały podane wstępne wyniki badań wybranych materiałów pochodzących z wierceń we wschodniej części masywu, gdzie napotkano skały rodingitowe lub skały do nich zbliżone zarówno składem chemicznym i mineralnym, jak też niektórymi cechami strukturalnymi.

Pomimo że wymieniona skała była już omawiana w sygnałnym komunikacie w *Przeglądzie Geologicznym* (Majerowicz 1979a) oraz w krótkim opracowaniu w czasopiśmie rumuńskim (*Idem* 1980), wydaje się autorowi celowe zamieszczenie rozszerzonego i uzupełnionego materiałami z wierceń opracowania wystąpień tych rzadkich skał w specjalistycznym czasopiśmie polskim.

Autor składa serdeczne podziękowania współpracownikom i kolegom z Zakładu Mineralogii i Petrografii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego: Januszowi Janeczkowi za wykonanie i interpretację analiz rentgenograficznych, Czesławowi Augustowi za analizy dyfraktograficzne oraz Henrykowi Siagle za analizy chemiczne i badania spektralne w podczerwieni. Również serdeczne podziękowania składa autor Dyrekcji Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu za udostępnienie próbek skalnych z wierceń.

Pracę wykonano w ramach Międzyresortowego Problemu I. 16 „Geodynamika obszaru Polski”.

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ BAZYTOWYCH I ULTRABAZYTOWYCH GRUPY GÓRSKIEJ ŚLĘŻY

Amfibolity i gabro, a także wybrane próby serpentynitów, zostały scharakteryzowane pod względem petrograficznym przez autora tej pracy (Majerowicz 1963), natomiast większe partie serpentynitów grupy Ślęzy były przedmiotem opracowań kilku innych autorów. Spangenberg (1943, 1949; Spangenberg, Müller 1949) zajmował się nimi w związku z wystąpieniem niewielkiego, okresowo eksploatowanego, złoża chromitu w Tąpadłach oraz złoża magnezytu w Sobótce. Maciejewski (1963) opracował metodami petrograficznymi serpentynity Wzgórz Kielczyńskich, które

także były później przedmiotem badań Niemczyńskich (1966). Szumilas (1963) dostarczył krótkich opisów petrograficznych tych skał z wielu miejsc masywu. Również charakterystyka petrograficzna serpentynitów z niektórych partii masywu, jak też skał im towarzyszących, zawarta jest w pracy Gajewskiego (1970), która głównie jest poświęcona odkrytemu przez niego złożu magnezytu w Wirach.

Każdy z wymienionych autorów wprowadza podział skał serpentynitowych w zależności od zawartości zachowanych miejscami pierwotnych

składników ultrabazytu oraz wtórnych minerałów powstałych w procesie serpentynizacji, jak również w procesach późniejszych. Uogólniając wyniki ich badań jako główne minerały opisane w serpentynitach należy wymienić: antygoryt, chryzotyl, oliwin, diallag, tremolit, chloryty, talk, spinel chromowy, tlenki żelaza i węglany (kalcyt, dolomit, magnezyt, breuneryt). Integrując również podziały skał przez nich podane można wymienić następujące odmiany: perydotyt diallagowy, czyli wehrlit, perydotyt tremolitowy, dunit, serpentynit antygorytowy, serpentynit węglanowy, serpentynit chryzotylowy oraz łupek węglanowo-talkowy (listwenit). Do tego należy jeszcze dodać odmiany zsylikowane, powstałe prawdopodobnie w procesach hipergenicnych.

Jak z tego podziału wynika, proces serpentynizacji był niejednakowy w różnych partiach masywu i miejscami skały są typowymi serpentynitami, miejscami zaś zachowały oliwin i piroksen, a także powstały z nich wtórnie tremolit, co pozwala w wielu miejscach określić ich przybliżony pierwotny charakter. Według Szumlasa (1963) najsilniej przeobrażone w procesie serpentynizacji skały występują w bardziej zewnętrznych partiach masywu oraz we wschodniej jego części.

Z wystąpień tych skał z zachowanymi częściowo pierwotnymi składnikami ich składu chemicznego, jak również z cech strukturalnych i teksturalnych odmian zserpentynizowanych można wnioskować, że w przeważającej części pierwotnymi ultrabazytami w masywie były perydotyty diallagowe, czyli wehrlity, co podkreślają wszyscy wymienieni badacze. Finckh (1928), a także polscy autorzy Teisseyre, Smulikowski, Oberc (1957) wymieniają jeszcze jako pierwotną skałę piroksenit o składzie websterytu. Występowanie pierwotnych piroksenitów, być może o takim składzie, zostało ostatnio w pewnym stopniu potwierdzone badaniami petrograficznymi wykonanymi przez autora (1981b), jak również jego dyplomantów.

Zmienność skał serpentynitowych, a także sam proces ich serpentynizacji, stanowią szeroko dyskutowane zagadnienia petrologiczne, które nie mogą być tutaj wyczerpująco rozpatrywane, ponieważ związane są z całością procesów tworzenia się zespołu ofiolitowego. Można tylko nadmienić, że zdaniem Gawła (1957) serpentynity rejonu Ślęży powstały przez przeobrażenie skał ultrazasadowych pod wpływem intruzji magmy gabrowej, która dostarczyła przede wszystkim pary wodnej potrzebnej do tych przeobrażeń.

Powstanie żył magnezytowych wymienił autorzy wiąże częściowo z późniejszą intruzją warwycyjskiego granitoidu.

Do szczególnie interesujących zjawisk w masywie należy występowanie nefrytu w jego najbardziej wschodniej części, koło Jordanowa. Towarzyszy mu zleukokratyzowana strefa z całym szeregiem minerałów, powstałych częściowo w wyniku metamorfizmu regionalnego, a głównie w wyniku metasomatozy wapniowej związanej z procesami pomagmowymi intruzji gabrowej. Zagadnieniem tym zajmował się Gawł (1957) i Maciejewski (1966), a Heflik (1967) szczegółowo zbadał współczesnymi metodami składniki mineralne tej strefy, podając ich genezę oraz kolejność powstawania.

Jeśli chodzi o gabro Ślęży, to jest to skała niezbyt zróżnicowana w swoim dużym wystąpieniu. Wykazuje zieloną barwę, na ogół gruboziarnistą strukturę i masywną teksturę, chociaż w niektórych nielicznych partiach tekstura ta przybiera charakter gnejsowy. Megaskopowo widoczne są ciemnozielone słupkowate diallagi i zawile poprzerastane ze sobą szare lub bladezielonawe skupienia skaleniowe. Obraz mikroskopowy ujawnia cechy skały metamorficznej ze znamionami kataklazy. Diallagi niekiedy dynamicznie wygięte i zuskokowane zachowały się tylko w reliktach, a w większości są zuralityzowane. Aktynolitowa hornblenda nie tylko tworzy krystalograficznie zgodne pseudomorfozy po pierwotnym piroksenie, ale często występuje w postaci drobnych, pręcikowatych, nieprawidłowo zakończonych kryształów tworzących zawile przerosty z sąsiadującymi plagioklazami. Te ostatnie (o miejscami zachowanym pierwotnym składzie labradoru 50–54% An) są w zmiennym, lecz na ogół znacznym stopniu zsaussurytyzowane i wypełnione drobnym agregatem ziarenek zoizytu, a także epidotu. Minerale te występują także miejscami poza plagioklazami w postaci automorficznych kryształków o budowie pasowej od bogatego w żelazo pistacytu do klinoizytowej obwódki. Tak zmienną skałę można określić jako metagabro (Majerowicz 1963).

Towarzyszące tej skale od północy i północnego wschodu amfibolity ze względu na ich pozycję geologiczną oraz cechy petrograficzne można określić jako ortoamfibolity. Wyróżniono w nich kilka odmian (Majerowicz *op. cit.*), których naprzemianległe występowanie, charakterystyczne dla ofiolitowego członu dajek, widoczne jest najlepiej na południowym stoku Góry Wierzyca w odsłonięciu przy drodze na Ślężę. Ogólnie

można je określić jako amfibolity afanitowe, amfibolity porfiroblastyczne i amfibolity mikrogabrowe. Oprócz cech strukturalnych różnią się one składem plagioklazów i hornblendy, a ich

skomplikowane kontakty z zalegającym poniżej gabrem są także typowe dla kompleksów ofiolitowych (Coleman 1977).

WAZNIEJSZE WYSTĄPIENIA RODINGITÓW NOTOWANE W LITERATURZE I PROBLEMY ICH GENEZY

Wystąpienia skał rodingitowych zostały zanotowane w kilkudziesięciu miejscach na świecie, zwykle w analogicznych sytuacjach geologicznych i określonych zespołach skalnych. Autorowi nie były dostępne wszystkie aktualne prace źródłowe zajmujące się tym zagadnieniem, lecz przedstawione niżej najważniejsze dane z kilku petrograficznych publikacji w dostateczny sposób relacjonują wyniki badań i poglądy różnych autorów i są źródłem danych liczbowych.

Z ważniejszych publikacji należy przede wszystkim wymienić pracę Marshalla (1911 *fide* Milles 1950), który pierwszy nadał skałom grossularowo-piroksenowym z wezuwianem z nad rzeki Roding w Australii nazwę rodingitów. Skały te zostały później bardziej szczegółowo opisane przez Grange'a (1927), który wykazał, że zawierają one oprócz granatu i wezuwianu także diopsyd, zoizyt i prehnit.

Należy też wymienić wcześniejszą pracę Murgociego (*fide* Milles 1950), który opisał w 1900 roku skały wapienno-krzemianowe masywu Paringu w Karpatach rumuńskich zawierające grossular, wezuwian, fassait, klinozoizyt, latryt, klinochlor, apatyt, ilmenit, rutyl i tytanit. Sugerował on, że są to wtórnie zmienione, pierwotnie zsaussurytyzowane gabra.

Opisane przez Grahama (1917 *fide* Milles 1950) diopsydowe i wezuwianowo-diopsydowe dajki przecinające serpentynity w Black Lake Thetford (Quebeck) występują głównie w tych odmianach serpentynitów, które przed serpentynizacją były bogate w pirokseny, będące głównym źródłem składników potrzebnych do utworzenia rodingitu.

Występujące na Uralu i opisane przez Archinowa i Marenkova (*fide* Milles 1950) dajki granatowo-piroksenowe, granatowo-wezuwianowe oraz granatowo-chlorytowe powstały, ich zdaniem, przez granatyzację pierwotnych mikrodiorytów w procesie serpentynizacji piroksenitów, w których występują.

Benson (1919), Grange (1927), a także Turner (1933) wykazali, że rodingity występujące w serpentynitach w Nowej Zelandii powstały w wyniku granatyzacji pierwotnych skał gabrowych,

a roztworów metasomatyzyjących dostarczyły otaczające skały ultrazasadowe w czasie procesu ich serpentynizacji.

Hutton (1943) wykazał, że granat z nowozelandzkich rodingitów jest hydrogrossulariem.

Milles (1950) w swoim obszernym opracowaniu opisał dajki rodingitowe o grubości do kilkudziesięciu centymetrów zbudowane z diopsydu, hydrogrossularu, wezuwianu i chlorytu z zachowanymi miejscami strukturami ofiolitowymi oraz relikdami granatyzowanych plagioklazów. Zdaniem jego plagioklasy granatyzowane były w pierwszej kolejności, a dopiero po nich wyparta została przez granatowe tło część piroksenów. Procesy te zachodziły pod wpływem gorących, pomagmowych roztworów, które powodowały serpentynizację otaczających skał ultrazasadowych i dostarczały przede wszystkim wapnia z rozkładanych piroksenów.

Opisane w pracy Bloxama (1954) rodingity z okolic Girvan (Szkocja) występują w dość trudnej do bliższego sprecyzowania pozycji geologicznej, lecz prawdopodobnie tworzą dajki w zserpentynizowanych harzburgitach, a także pojawiają się częściowo na kontakcie tych skał z zsaussurytyzowanym gabrem. Skała zbudowana z bardzo drobnoziarnistej masy granatowej zawiera schlorityzowane pirokseny, a miejscami także duże ilości prenitu, pektolitu, kalcytu i zoizytu. Zachowała ona ślady struktur pierwotnego gabra. Część granatów należy prawdopodobnie do hydrogrossularów. Ponieważ rodingity te występują w zserpentynizowanych (pierwotnych) harzburgitach, a więc skałach bardzo ubogich w wapń, autor ten uważa, że doprowadzenie tego pierwiastka nastąpiło nie z roztworów serpentynizowanych ultrabazytów, lecz z innego źródła.

Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne Bilgramiego i Howiego (1960) dajki rodingitowej oraz skał ją otaczających z Hindubagh w Pakistanie pozwoliły stwierdzić, że powstanie tej skały z pierwotnej dajki dolerytowej nastąpiło przez doprowadzenie wapnia, wody, a także dwutlenku węgla oraz odprowadzenie alkaliów w procesie serpentynizacji otaczających ją pery-

dotytów. W opracowaniu tym zostały szczegółowo określone takie minerały, jak: hydrogrossular, prehnit, chloryt, diopsyd, hornblenda, tytanit oraz wypełniający wtórne żyłki ksonotlit.

Jak wynika z pracy Müllera (1962), w serpentynitach Piz-Lunghin-Maloja (Engadin) występują obok mało zmienionych enklaw skał osadowych ofikalcyty oraz podobne w formie do żył enklawy skał wapienno-krzemianowych, które można określić jako rodingity. Mogą one osiągać grubość do 1 metra, a długość do 30 metrów. Są one oddzielone od serpentynitów szorstką powierzchnią i wkomponowane w duże strefy tektonicznych przesunięć skał otaczających. Wśród skał wapienno-krzemianowych autor wyróżnia skały diopsydowe z niewielką ilością granatu, których powstanie związane jest z występowaniem enklaw kalcytowych i kwarcytów, oraz rodingity o zmiennym składzie, w których występuje grossular z diopsydem i wezuwianem oraz chlorytem. Wyróżnia także skały wezuwianowe z chlorytem. Skałami wyjściowymi dla wymienionych odmian były diabazy, a rodingity powstały dwuetapowo. W zewnętrznej części enklaw rodingitu obserwuje się wzbogacenie w wezuwian. Wapń, potrzebny do utworzenia rodingitów, pochodził, zdaniem tego autora, nie z serpentynitów, lecz bogatych pierwotnie w ten składnik enklaw skał osadowych.

O'Brien i Rodgers (1973) opisują występowanie różnej wielkości ksenolitów, zmienionego przez saussyrytyzację i albityzację, eukrytowego gabra w soczewkowatym, ponad 0,5 km długim, ciele serpentynitowym koło Wairere w Nowej Zelandii. W brzeźnych strefach tych ksenolitów utworzyły się rodingity oraz wkładki i żyły z ksonotlitem. Składniki gabra wykazują cechy dynamicznego zaangażowania i kataklazy. Rodingity zbudowane są z diopsydu i granatu. Zawierają także chloryt i drobne ilości apatytu. Pocięte są żyłkami zbudowanymi z penninu i prehnitu. Skała wykazuje budowę strefową i około 30 cm od kontaktu przechodzi w zsaussyrytyzowane gabro. Granat nie jest jednolity i część jego należy do hydrogrossularu – hibschytu, część natomiast należy do andradydu lub uwarowitu. Na podstawie obserwacji terenowych, jak również badań mineralogiczno-petrograficznych autorzy przyjmują, że rodingit powstał wskutek metasomatycznej wymiany składników między zserpentynizowanym ultrabazytem i gabrem, przy silnej tektonicznej kompresji i temperaturze zawartej w granicach 430–470°.

Temu samemu wystąpieniu poświęcona jest następna obszerna praca Leacha i Rodgersa (1978),

w której opisują oni szczegółowo metasomatyczne przemiany w wydzielonych przez nich strefach reakcyjnych. Zdaniem ich w gabrze następował wzrost zawartości Ca i H₂O, niewielki wzrost MgO, straty natomiast Si i Al, a przede wszystkim w alkaliach. W strefach perydotytowych następowało wzbogacenie w Si i strata Ca w czasie serpentynizacji. Reakcje metasomatyczne zachodziły w zakresie temperatur od 260° do 350° C, przy ciśnieniu 2–3 kb i stałej objętości. Kataklaza i zbrekcjowanie wskazują na więcej niż jeden epizod metasomatyczny.

Coleman (1977) w swojej pracy o ofiolitach w specjalnym rozdziale poświęconym rodingitom wykazuje na odpowiednich diagramach procesy metasomatyczne, jakie zachodzą między serpentynizowanym ultrabazytem a bardziej kwaśnymi skałami z nim sąsiadującymi. Zdaniem jego wapń obficie występujący w rodingicie usuwany jest z ultrabazytów w czasie ich serpentynizacji, a obecność rodingitów w strefach tektonicznie zaangażowanych może być diagnostyczna dla pierwotnej natury ultrabazytu i dowodzi, że jego tektoniczne przemieszczenia zachodzą w stosunkowo niskiej temperaturze.

Capedri, Garuti i Rossi (1978) poświęcają rodingitom z Pindos (NW Grecja) obszerną rozprawę, w której stwierdzają, że skały te powstały w 2 sukcesywnych stadiach dających 2 typy rodingitów różniących się strukturą i składem mineralnym. Pierwszy z nich, bardziej rozpowszechniony, powstał w głębi oceanicznej skorupy równocześnie z procesem serpentynizacji. Ten typ wykazuje zachowanie struktury gabra przechodzącego stopniowo w skałę całkowicie zrodingityzowaną. Skały te nie są zdeformowane.

Drugi typ lub ściślej drugie stadium dokonało się w czasie przemieszczenia oceanicznej skorupy („emplacement”) na kontynent. Wykształciły się wtedy kataklastyczne rodingity zawierające hydrogrossular, ksonotlit, prehnit, węglany, epidot i nieznaczne zeolity. Rodingity, które przeszły drugie stadium, zawierają jeszcze dodatkowo wezuwian, pumpellyit, pektolit, a z węglanów aragonit. Powstały one przy wyższych ciśnieniach.

W pracy Honoreza i Kirsta (1975) opisane są rodingity pochodzące z materiałów uzyskanych poprzez dragowanie strefy rozłamowej w środkowoatlantyckim grzbiecie. Ich próby zostały pobrane razem ze zserpentynizowanymi ultramafitami, zmetamorfizowanymi lub świeżymi bazaltami i gabroidami. Autorzy twierdzą, że oba te procesy, tj. proces serpentynizacji ultramafitów i rodingityzacja gabroidów, odbywały się równo-

częśnie i obie zmienione skały były przemieszczane razem. Proces metasomatozy rozpoczął się w momencie, gdy ultramaficzny materiał rozpoczął swoje podchodzenie z górnego płaszczka, lecz nie osiągnął jeszcze górnej skorupy oceanicznej. Intruzja gabroidowych stopów mogła mieć miejsce powyżej górnego płaszczka, gdzie tworzy się magma bazaltowa. Zmetasomatyzowanie gabroidów musiało nastąpić przed ostatecznym osiągnięciem ich obecnej pozycji, ponieważ żadna ze skał

bazaltowych, które je pokryły, nie wykazuje procesu rodingityzacji. Bazalty są świeże lub zmetamorfizowane w facji zeolitowej lub zieleńcowej i przeszły – zgodnie z współczesnymi poglądami – tylko procesy metamorficzne oceanicznego dna. Rodingity i serpentyny zostały subakwaticznie wywindowane z niższej partii oceanicznej skorupy do ich obecnej pozycji. Nie był to, zdaniem autorów, proces jednofazowy.

WYSTĘPOWANIE I CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA RODINGITU ZE ŚWIĄTNIK

Enklawa skały rodingitowej występuje w niewielkim, ok. $4,5 \times 15 \times 5$ m, całkowicie zarośniętym drzewami łomiku usytuowanym około 300 m na S od ostatnich zabudowań wsi Świątniki (Majerowicz 1979a), leżącej u podnóża łukowato skręcającego ku NE pasma wzgórz serpentynitowych należących do wschodniej części masywu Gogołów–Jordanów. W łomiku tym wśród osypisk glin zboczowych z gruzem skalnym odsłaniają się na ścianie południowo-wschodniej i częściowo południowej żeberka skalne, zbudowane z typowych dla tej części masywu, afanitowych, ciemnoszarych, prawie czarnych serpentynitów w różnym stopniu zwietrzałych. Enklawa odporniejsza od serpentynitów na procesy wietrzenia została naturalnie wypreparowana i tkwiła w środkowej części odkrywki ok. 2 m ponad jej dnem. Odkłuta i wydobyta ze skały macierzystej przedstawia dość nieprawidłowe, klinowato wydłużone ciało o wymiarach ok. $120 \times 60 \times 50$ cm, które zgodnie z wydłużeniem tkwiło w położeniu ok. 250/45, a więc prawie równoleżnikowym z dość stromym upadem ku zachodowi. Autorowi znane były z wcześniejszych okresów badań terenowych jeszcze dwie znacznie mniejsze enklawy podobnej skały, które obecnie są prawdopodobnie zasypane, a odsłonięcie ich wymagać będzie prac ziemnych. Skała budująca enklawę cechuje się bardzo dużą zwięzłością i rozpada się na nieprawidłowe fragmenty wzdłuż powierzchni naturalnych spękań, pokrytych nalotami uwodnionych związków żelaza.

W celu umożliwienia obserwacji zmienności strukturalnej i mineralnej powierzchni przełamu środkowej części enklawy została podzielona na sektory oznaczone literami od A do M zgodnie z naturalnymi spękaniami lub pęknięciami powstałymi przy odbijaniu jej fragmentów. Podział ten przedstawiony jest na figurze 2.

Przekrój enklawy przedstawia głównie skałę o zabarwieniu szarozielonawym, drobno- i średnioziarnistej strukturze i na ogół bezkierunkowej

teksturze. Tylko miejscami widoczne jest smużyste ułożenie ciemniejszych od tła składników. W niektórych miejscach widoczne są afanitowe żółtaworóżowe partie o kształcie okrągławym lub soczewkowatym. Na większości przełamu enklawy w szarozielonym tle obserwuje się ciemnozielone słupkowate lub częściej nieprawidłowo wykształcone składniki o zróżnicowanej wielkości nie przekraczającej na ogół 1 cm ϕ . Widoczne są też minerały blaszkowe dochodzące do 5 mm ϕ . Nie obserwuje się wyraźniejszej zmienności skały od brzegu ku centralnym partiom enklawy. Tylko miejscami widoczna jest bardziej drobnoziarnista struktura, przechodząca stopniowo w strukturę zróżnicowaną pod względem wielkości ziarn, charakterystyczną dla większości enklawy. Szczególnie widoczne jest to w sektorze E, a także częściowo w sektorze A, B i H. Płytki cienkie

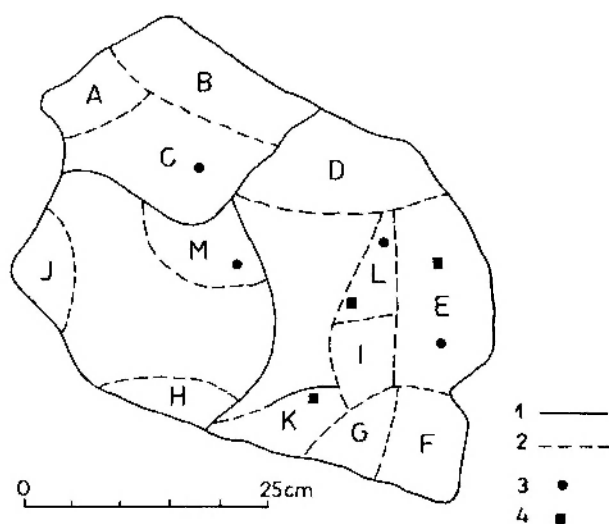


Fig. 2

Przekrój enklawy podzielony na sektory

1 – spękania naturalne; 2 – spękania sztuczne powstałe przy rozbijaniu; 3 – miejsca prób pobranych do analiz mikrometrycznych; 4 – miejsca prób pobranych do analiz chemicznych

Cross-section of the enclave divided into the following sectors:

1 – natural joints; 2 – artificial fractures originated during crushing the rock; 3 – points of sampling for micrometrical analyses; 4 – points of sampling for chemical analyses

w liczbie 30 sztuk zostały wykonane z sektorów B, C, E, H, M, przekroju przedstawionego na figurze 2 oraz z wielu innych fragmentów enklawy.

Pod mikroskopem ujawnia się wyraźniej zmienność strukturalna skały i widoczna jest struktura częściowo granoblastyczna, częściowo lepidoblastyczna, w wielu miejscach diablastyczna, a także poikiloblastyczna. Na ogół w większości płytek cienkich duże partie zajmuje izotropowe optycznie tło zbudowane z granatu, którego pojedyncze kryształki zdają się nie przekraczać 0,2 mmφ (przeciętnie ok. 0,12 mm) (pl. I, 1). Można je odróżnić tylko dzięki występowaniu wokół nich bardzo wąskich otoczek (ok. 0,01 mm grubości) zbudowanych z drobnych łuseczek chlorytowych. Łuseczki te nie zawsze otaczają pojedyncze ziarenka granatów, lecz rozrzucone są także w całym granatowym tle tworząc miejscami większe wydłużone lub bezładne skupienia. Większe agregaty tego chlorytu występują także między dużymi osobnikami trzeciego składnika, piroksenu, wypełniając w nich kataklastyczne spękania lub też penetrując zatokowo brzegi kryształów. Drobniejsze kryształki piroksenów są miejscami wyraźnie wypierane przez chloryt. W niektórych płytkach cienkich duże blaszki chlorytu z drobniejszymi łuseczkami tworzą dość wyraźne pseudomofozy po piroksenie. Chloryt jest bezbarwny i niepleochroiczny. Zachowane duże osobniki piroksenu widoczne megaskopowo jako ciemnozielone kryształy wykazują przeważnie gęstą jednokierunkową diallagową łupliwość. Miejscami wzdłuż szczelin tej łupliwości, podobnie jak we wspomnianych wyżej spękaniach, występują drobne agregaty chlorytowe (pl. I, 2). Duża część piroksenów wykazuje mniej lub bardziej intensywne wygięcia płaszczyzn łupliwości, a miejscami wyraźne ich zuskokowania i rozsunęcia wypełnione również chlorytem (pl. I, 3 i 6). Dobrze zachowane osobniki są na ogół bezbarwne, wtórnie zmienione, wykazują budowę drobnoagregatową i przybierają barwę ciemnoszarą. Optycznie nie można bliżej określić, na czym te zmiany polegają. Niektóre drobniejsze kryształy piroksenów lub fragmenty większych ziarn wykazują barwy bładozielonkawe tracąc właściwe barwy interferencyjne. Prawdopodobnie przechodzą one w drobnołuseczkowy agregat chlorytowy.

Duża część piroksenów jest także bardzo wyraźnie wypierana przez granatowe tło (pl. I, 4), które wciskając się zatokowo w większe osobniki pozostawia w sobie ich wyspowate resztki o jednakowej orientacji optycznej z osobnikiem głównym. Z niektórych diallagów pozostały amebo-

wato porozgałęziane relikty większych osobników. Wezuwian, jak się wydaje, może być najmłodszym blastycznie minerałem w tej skale. Oprócz drobnych kryształków występujących przeważnie w chlorytowym tle tworzy on też miejscami większe osobniki o pokroju mniej lub bardziej wydłużonych słupków, a miejscami w postaci drobnych skupień ksenomorficznych kryształów zajmujących duże przestrzenie między diallagami i chlorytem. Najbardziej charakterystyczne jest występowanie żyłek wezuwianowych przecinających blaszki chlorytu i granatowe tło (pl. I, 5). Żyłki te zbudowane są z dość dużych pojedynczych kryształów, a miejscami nabrzmiwiają i przechodzą w skupienia zbudowane ze słupkowatych osobników prawie idioblastycznych.

BADANIA SKŁADNIKÓW MINERALNYCH

W celu dokładniejszego określenia minerałów budujących skałę poddano niektóre z nich dodatkowym badaniom laboratoryjnym. Rentgenograficzne badania wyseparowanych pod lupą binokularną ziarn granatów wykazały, że jest to grossular o parametrze komórki elementarnej $a = 11,82 \text{ \AA}$. Pewne dodatkowe refleksy wywołane były zanieczyszczeniami chlorytowymi.

Jak wspomniano w powyższej literaturze, w skałach wapienno-krzemianowych powstałych poprzez metasomatozę, a w szczególności w takich asocjacjach, jakie reprezentują rodingity, mogą występować hydrogranaty. Wykazali to w swoich opracowaniach między innymi Hutton, Milles, Bilgram i Howie oraz O'Brien i Rodgers (1973). Przeprowadzone badania spektrofotometryczne w podczerwieni granatu z rodingitu ze Świątnik wykazały krzywą (fig. 3) charakterystyczną dla grossularu, na której szczególnie charakterystyczne jest ostre maksimum w pasmie 615 cm^{-1} . Nie obserwuje się pasm absorpcji w przedziale $3600\text{--}3700 \text{ cm}^{-1}$, jakie wyraźnie występują w hydrogranatach zbadanych przez Żabińskiego (1966), co świadczy o braku grup OH.

Analiza dyfraktometryczna wyseparowanego pod lupą binokularną białego lub bładozielonkawego chlorytu pozwoliła obliczyć przybliżoną formułę krystalograficzną. Parametry komórki elementarnej (przybliżone, obliczone na podstawie refleksu 060 i refleksów 001) mają następujące wartości: $a = 5,34 \text{ \AA}$, $b = 9,24 \text{ \AA}$, $d_{001} = 14,18 \text{ \AA}$.

Opierając się na wartości d_{001} (liczonej jako średnia kilku refleksów 001) oraz na rozkładzie intensywności refleksów podstawowych można za-

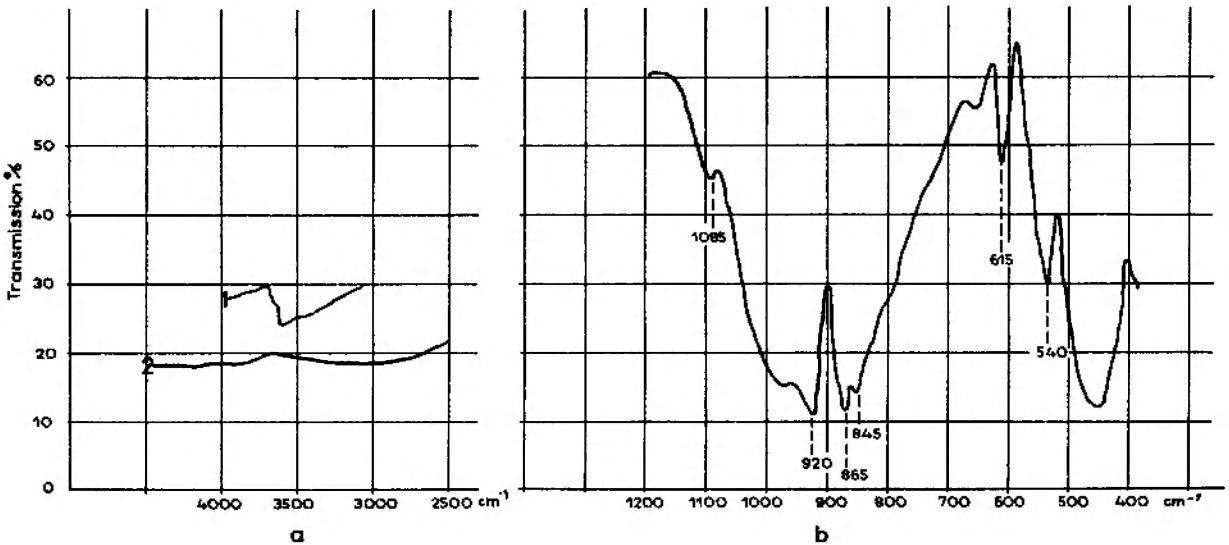


Fig. 3

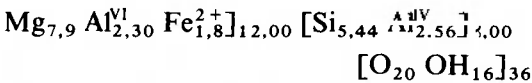
Diagramy spektrofotometryczne w podczerwieni

a: 1 - hydrogrossular (hibschit) z Nikorcminda analizowany przez Żabińskiego (1966), 2 - grossular ze Świątnik; b - grossular ze Świątnik

IR-absorption spectra

a: 1 - hydrogrossulare (hibschite) from Nikorcminda (Żabiński 1966, 2 - grossulare from Świątniki; b - grossulare from Świątniki

proponować następującą, przybliżoną formułę krystalochemiczną chlorytu:



Chloryt o stosunku Fe całkowitego do Fe + Mg = 0,186 oraz Si = 5,44 należy, według klasyfikacji Heya, do grupy szeridanitu. Potwierdza to obliczona gęstość rentgenowska = 2,76, a z własności optycznych normalne barwy interferencyjne oraz dwójłomność wynosząca 0,0091.

Przynależność do grupy szeridanitu potwierdzają również badania derywatograficzne, a krzywa DTG (fig. 4) wykazuje 2 maksima andotermiczne w temp. 620° (przy ubytku masy 2%) i 875° i jedno endotermiczne w temp. 910° C. Wyniki te wykazują duże podobieństwo do szeridanitu występującego w rodingitach wschodniego Kazachstanu, opisanego przez Iwanową i jej zespół (1974).

Próba separacji czystego wezuwianu okazała się bardzo trudna, a uzyskany materiał zawierał duże domieszki diopsydu i chlorytu. Obliczone na podstawie badań dyfraktometrycznych parametry komórki elementarnej wezuwianu przedstawiają następujące wartości: $a = 15,587 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $c = 11,836 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $V = 2876 \text{ \AA}^3$. Parametry te zostały obliczone za pomocą refleksów, dla których nie zachodziła możliwość koincydencji z refleksami diopsydowymi i chlorytowymi. Mają one

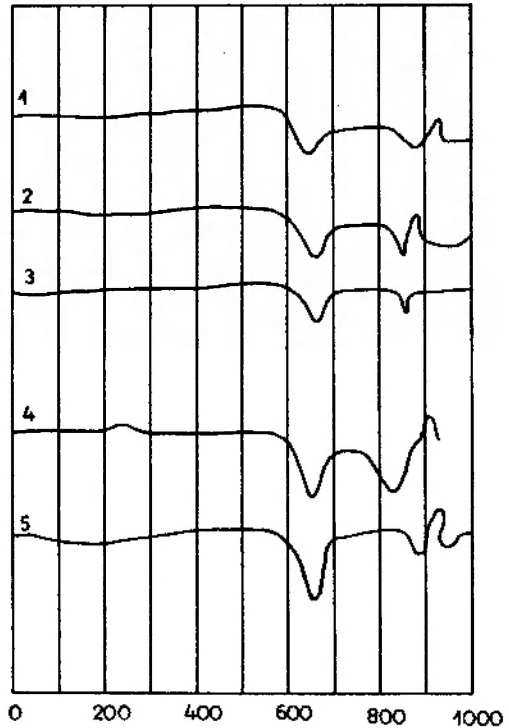


Fig. 4

Derywatogramy szeridanitu

1 - z rodingitu ze Świątnik; 2,3 - zaczerpnięte z pracy Iwanowej (1974); 4 - z rodingitu z masywu Szajtantas (wschodni Kazachstan); 5 - grochowit z serpentynitów Braszowice-Grochowa

Thermal curves of sheridanite

1 - Świątniki rodingite; 2,3 - taken from Ivanov's (1974); 4 - rodingites from Shaitantas massif (eastern Kazachstan); 5 - grochovite from Braszowice-Grochowa serpentinite

następujące wartości: $d_{004} = 2,959 \text{ \AA}$, $d_{440} = 2,755 \text{ \AA}$, $d_{600} = 2,599 \text{ \AA}$.

Obok tych refleksów wezuwianowych (a także częściowo chlorytowych) wystąpiły refleksy o wartości d : 3,24 (29), 2,99 (77), 2, 56 (10), 2, 522 (19), 2,310 (15), 1,837 (23), 1,523 (6), 1,445 (13), 1,328 (9), które można identyfikować z diopsydem.

Badania optyczne piroksenu wykazały, że ma on cechy diallagu, w którym dominuje system łupliwości według 100 (fig. 5), a typowa dla piroksenów słupowa łupliwość dwukierunkowa jest prawie niewidoczna. Dwójłomność = 0,031, kąt $Z/\gamma = 38-39^\circ$, kąt $2V\gamma = 54^\circ$, $r > v$.

Badania rentgenograficzne przeprowadzone zostały na aparacie DRON 2,0 produkcji radzieckiej, a badania derywatograficzne na aparacie MOM produkcji węgierskiej. Badania spektrofotometryczne w podczerwieni w zakresie $400-700 \text{ cm}^{-1}$ wykonane zostały na aparacie Specord 72 IR produkcji NRD, a w zakresie $700-4500 \text{ cm}^{-1}$ na aparacie Spectronom 2000 MOM produkcji węgierskiej.

INTERPRETACJA ANALIZ ILOŚCIOWYCH I ZAGADNIENIE GENEZY SKAŁY

W celu ilościowego przedstawienia składników mineralnych skały rodingitowej wykonane zostały 4 analizy mikrometryczne z różnych części enklawy (oznaczonych na fig. 2 symbolami literowymi) i zestawione w tabeli 1.

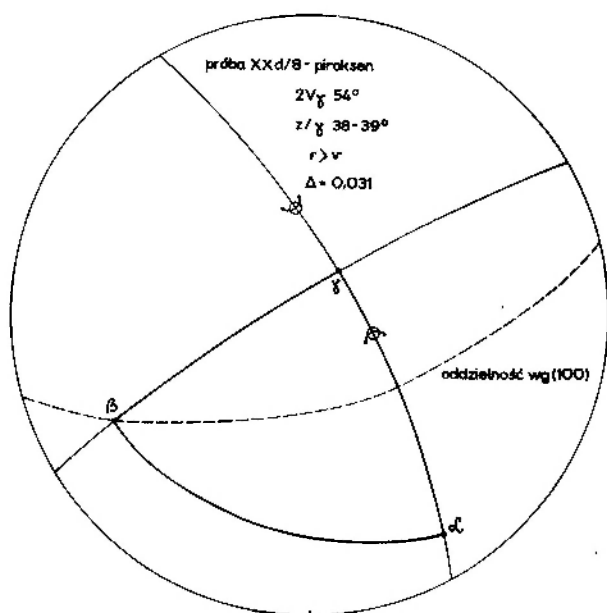


Fig. 5

Diagram własności optycznych oraz łupliwości diallagu
Optical properties and cleavage of diallage

Tabela 1

Skład mineralny rodingitu ze Świątnik w % objętościowych na podstawie analiz mikrometrycznych

Mineral assemblage of rodingites from Świątniki (vol. %) on the basis of micrometrical analyses

Składnik Component	Próba - sample				Średnia 4 prób Average
	XXC/8 (C)	XXE/8 (E)	XXI/8 (I)	XXM/8 (M)	
Granat Garnet	44,35	42,75	49,23	44,01	45,08
Piroksen Pyroxene	32,28	20,05	23,24	32,26	26,96
Chloryt Chlorite	19,62	28,55	24,65	21,10	23,48
Wezuwian Vesuvianite	3,75	8,49	2,72	2,40	4,34
Tlenki Fe Fe oxides	—	0,16	0,16	0,23	0,14
Suma Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Jak z niej wynika, najmniejsze różnice w zawartości określonych składników skały wykazują próbki z sektorów C i M zajmujących bardziej wewnętrzną część enklawy. Probki z bardziej zewnętrznych sektorów E oraz I cechują się większą zawartością chlorytu, przy czym próbka E z najbardziej zewnętrznej części enklawy ma prawie 3-krotnie większą zawartość wezuwianu niż piroksenu. Jest to na ogół zgodne z obserwacjami cytowanych wyżej badaczy, a w szczególności z badaniami Müllera (1962), chociaż nie są podane w ich opracowaniach ilościowe stosunki mineralne.

Wykonane zostały także 3 analizy chemiczne skały z sektora C, K oraz L i w celu porównania zestawione z analizami wybranymi z literatury, reprezentującymi rodingity z Australii, Nowej Zelandii, Pakistanu i Szkocji (tab. 2). Wszystkie cechują się małą zawartością krzemionki, zawartą w znacznej większości w granicach charakterystycznych dla skał ultramaficznych, niezbyt dużą i dość zmienną zawartością MgO oraz Al_2O_3 , znajdującą się na ogół w granicach charakterystycznych dla skał maficznych z rodziny gabra, niewspółmiernie dużą zawartością CaO oraz znikomą, niekiedy śladową zawartością alkaliów. Wahania w ilości głównych składników są zrozumiałe ze względu na metasomatyczny charakter skały, a także – czego nie można wykluczyć – ze względu na niejednorodny skład skały wyjściowej. Ponieważ nie istnieje dotychczas klasyfikacja skał rodingitowych i nie jest także ściślej sprecyzowana ich definicja, chociaż były robione jej próby

Tabela 2

Skład chemiczny rodingitów ze Świątnik, Australii, Nowej Zelandii, Pakistanu i Szkocji
Chemical composition of rodingites from Świątniki, Australia, New Zealand, Pakistan, Scotland

Składniki Components	Próba – sample										
	XXE/8	XXK/8	XXL/8	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	39,47	40,16	40,01	45,31	40,98	40,73	40,40	33,42	37,04	44,23	38,04
TiO ₂	0,78	0,24	0,74	0,46	1,01	0,44	0,24	0,30	0,58	0,73	0,82
Al ₂ O ₃	17,98	17,28	17,20	7,49	12,77	11,48	14,89	14,34	15,15	14,02	15,07
FeO	3,62	4,06	3,33	5,12	4,06	3,55	3,20	2,44	6,98	6,48	3,02
Fe ₂ O ₃	0,45	–	0,91	1,02	1,10	3,24	2,19	10,32	1,81	1,14	1,78
MnO	0,12	0,10	0,16	0,31	0,16	0,11	0,15	0,75	0,13	0,14	0,21
CaO	24,35	22,08	24,76	22,70	29,40	23,60	31,16	29,40	27,35	16,67	25,84
MgO	9,96	11,38	9,97	14,66	7,31	12,62	5,45	4,66	6,70	7,47	9,62
Na ₂ O	0,11	0,10	0,12	0,04	–	0,12	0,09	–	0,18	2,43	0,18
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	–	–	0,14	0,02	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,54	1,08	0,39	0,08	0,12	0,03	0,04	–	0,09	0,11	0,25
H ₂ O ⁺	3,19	3,68	3,26	2,65	2,68	4,04	2,10	3,63	4,04	3,75	4,19
H ₂ O ⁻	–	–	–	0,24	0,31	0,26	0,11	–	0,21	0,21	1,15
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,002	0,26	–	0,10	–	–	–	–	–
NiO	0,007	0,009	0,006	0,03	–	0,05	–	–	–	–	–
V ₂ O ₃	–	–	–	–	0,04	–	–	–	–	–	–
S	–	–	–	–	–	0,02	–	–	–	–	–
FeS ₂	–	–	–	–	0,09	–	–	–	–	–	–
CO ₂	–	–	–	0,06	0,07	0,11	0,18	–	2,69	–	–
Suma Total	100,62	100,20	100,89	100,47	100,13	100,30	100,20	99,40	100,28	100,11	100,20
Gęstość Density	3,193	3,17	3,12	3,24	3,33	–	–	–	–	–	3,24

XXE/8, XXK/8, XXL/8 – rodingity ze Świątnik analizowano w Pracowni Zakładu Mineralogii i Petrografii UWr.; A,B – rodingity, Eulamina, Mt. Margavet Goldfield, Australia, anal. J. D. Hayton; C – granatyzowane gabro, Mt. Harvey, Upper Motuleka Valley, Nowa Zelandia, anal. F. T. Selye; D – biała, zbita skała grossularowo-diopsydowa, Motueka River, Nowa Zelandia, anal. R. T. Selye; E – zbity rodingit, Lee River, Nowa Zelandia, anal. P. Marshall; F,G – drobnziarnisty rodingit, Pastoki Hindubagh, Pakistan; H – rodingit, Byne Hill, Ayrshire, Scotland.

XXE/8, XXK/8, XXL/8 – rodingites from Świątniki, anal. Laboratory of Mineralogy and Petrography, University of Wrocław; A,B – rodingites, Eulamina, Mt. Margavet Goldfield, Australia, anal. J. D. Hayton; C – garnetized gabbro, Mt. Harvey, Upper Motuleka Valley, New Zealand, anal. F. T. Selye; D – white, massive grossular-diopside rock, Motueka River, New Zealand, anal. R. T. Selye; E – massive rodingite, Lee River, New Zealand, anal. P. Marshall; F,G – fine-grained rodingite, Pastoki Hindubagh, Pakistan; H – rodingite, Byne Hill, Ayrshire, Scotland.

(Nelson, Lauder 1965 *vide* O'Brien, Rodgers 1973), więc dla celów porównawczych skład chemiczny zestawionych skał został przeliczony na skład normatywny (CIPW, tab. 3), podobnie, jak to zrobił dla analizy A i B (4 i 5 rubryka w tabeli 2) Milles (1950).

Jak wynika z przeliczeń zestawionych w tabeli, dominują tu 4 minerały normatywne: anortyt (z wyjątkiem próbki G, w której wyjątkowo duża zawartość Na₂O była powodem utworzenia labradoru w miejsce anortytu), diopsyd, oliwin i ortokrzemian wapnia, które przeliczone zostały na 100. Ujawniły się tutaj dość duże różnice spowodowane zmienną na ogół zawartością omówionych wyżej składników chemicznych, a także zmienną zawartością żelaza.

Dla umożliwienia graficznego porównania zestawionych skał rodingitowych 4 główne obliczone składniki zostały zredukowane do 3 pa-

rametrów w ten sposób, że ortokrzemian wapnia (cs) został dołączony do diopsydu i anortytu, a w jednym przypadku został połączony diopsyd i oliwin. Te 3 kombinacje zostały przedstawione na trójkątach koncentracyjnych, które obrazuje figura 6.

Jak z niej wynika, rodingit ze Świątnik najbardziej zbliżony jest składem chemicznym do rodingitów z Pakistanu, a także do rodingitu ze Szkocji.

Analizy chemiczne zostały także przeliczone na trójkąt ACF Eskoli (fig. 7), podobnie jak to zrobił Coleman (1977). Autor ten wykreślił na diagramie pole składu rodingitów, jak można przypuścić, na podstawie niewielkiej liczby analiz. Pole to wydaje się zbyt zawężone i zostało przez autora niniejszej pracy odpowiednio powiększone na podstawie analiz rodingitów pochodzących z różnych wystąpień na świecie, zebranych w ta-

Tabela 3

Skład normatywny rodingitów ze Świątnik, z Australii, Nowej Zelandii, Pakistanu i Szkocji (symbole prób identyczne jak w tabeli 1)
 Normative composition of rodingites from Świątniki, Australia, New Zealand, Pakistane and Scotland (samples designation — see table 1)

Minerals	XXE/8	XXL/8	XXK/8	A	B	C	D	E	F	G	H
Apatyt — apatite	1,34	1,01	2,69	0,20	0,27	—	—	—	0,34	0,34	0,34
Magnetyt — magnetite	0,70	1,39	—	1,39	1,62	4,64	3,25	5,80	2,55	1,62	2,55
Ilmenit — ilmenite	1,52	1,37	0,46	0,91	1,82	0,76	0,30	0,61	1,22	1,37	1,52
Chromit — chromite	—	—	—	0,45	—	0,15	—	—	—	20,44	—
Piryt — pyrite	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—
Hematyt — hematite	—	—	—	—	—	—	—	6,24	—	—	—
Albit — albite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20,44	1,57
Anortyt — anorthite	48,93	46,98	48,93	20,29	34,75	31,41	40,59	38,92	41,42	27,24	40,31
Diopsyd — diopside	9,08	12,53	12,03	51,07	27,48	28,73	20,14	3,92	6,38	24,26	8,75
Oliwin — olivine	17,98	16,46	20,98	14,48	7,23	14,40	5,50	8,71	17,56	12,48	16,13
Ortokrzemian wapnia — calcium orthosilicate	17,54	17,72	12,04	8,43	23,39	15,14	27,17	31,48	26,32	2,41	23,39
Wod ₃ +CO ₂ — wa.er+CO ₂	3,19	3,26	3,68	2,95	3,06	4,39	2,39	6,24	4,25	3,96	5,34
Ka'cy. — ca.cile	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,16	—
Suma — total	100,28	100,74	100,81	100,17	99,71	99,62	99,43	99,31	100,04	100,28	100,07
Zespoły 4-składnikowe przeliczone na 100 — recalculated to 100											
Anortyt — anorthite (an)	52,33	50,14	52,07	21,52	37,43	35,02	43,46	46,88	45,17	54,91*	46,45
Diopsyd — diopside (di)	9,71	13,39	12,80	54,18	29,60	32,04	21,56	4,72	6,96	27,94	9,71
Oliwin — olivine (ol)	19,21	17,56	22,32	15,36	7,78	16,06	5,89	10,49	19,16	14,37	17,89
Ortokrzemian wapnia — calcium orthosilicate (cs)	18,75	18,91	12,81	8,94	25,19	16,88	29,09	37,91	28,71	2,78	25,95
	100,00	100,0	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* Wyjątkowo duże wartości NaO w tej próbie danych w przeliczeniu laboratoryjnym o zawartości 57,1% Al.
 On the basis of extremely high amount of NaO normative la.radorite (An₂₅) was estimated in this sample

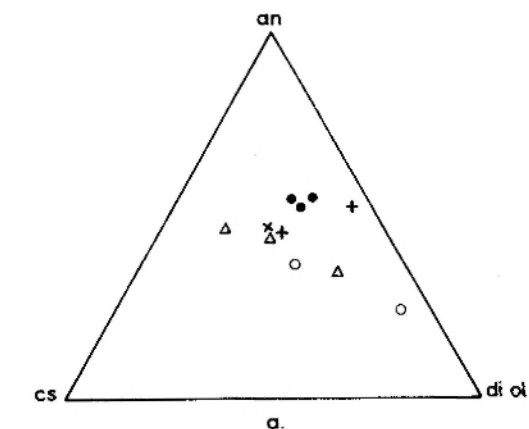
beli 2. W ten sposób powstały właściwie 2 pola oznaczone jako *a* (wykreślone przez Colemana) oraz *b* (obecnie uzupełnione). Analizy rodingitów ze Świątnik znalazły się w polu *b* w pobliżu

rodingitów ze Szkocji (H) i Nowej Zelandii (C i F).

W tabeli 4 zostały zamieszczone analizy chemiczne rodingitów ze Świątnik (XXE/8, XXX/8 i XXL/8), wybrane analizy serpentynitów z okolicy tej miejscowości (4–8), wybrane analizy gabra ze Ślęzy (9–11) oraz wybrane analizy ultrabazytów z literatury (1–3) w celu przeprowadzenia przypuszczalnego, lecz nie dającego się całkowicie wykluczyć, bilansu tlenu wapnia biorącego niewątpliwą udział w procesach metasomatycznych między skałą o składzie gabra i serpentynizowanymi ultrabazytami. (Przeliczenie wyników analiz na parametry Niggliego podano w tabeli 5).

Wiele cech strukturalnych opisanego rodingitu, a zwłaszcza zachowane diallagi o niemal identycznych cechach, jak diallagi w gabrze Ślęzy, wskazują, że mógł on powstać właśnie z takiej skały. Jak to już było nadmienione, w masywie Gogołów–Jordanów przeważającymi skałami pierwotnymi były wehrlity. Jednak wiele cech strukturalnych wskazuje na to, że część skał ultrazasadowych stanowiły websteryty i prawdopodobnie także lherzolity. Dla części wehrlitów obliczył Maciejewski (1963) skład sprzed okresu serpentynizacji, który zacytowano w tabeli 4 (rubryka 12).

Średnia ilość CaO zawarta w gabrze Ślęzy (rubryka 9–11) wynosi 12,87%. Średnia zawartość CaO dla websterytów (rubryka 1–3 – dane z literatury) oraz pierwotnych wehrlitów masywu



- 1.
- 2.
- △ 3.
- + 4.
- × 5.

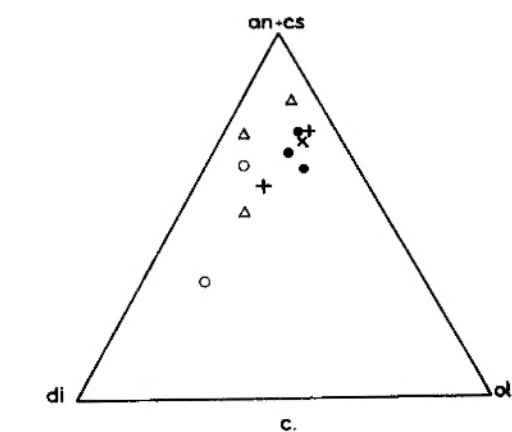
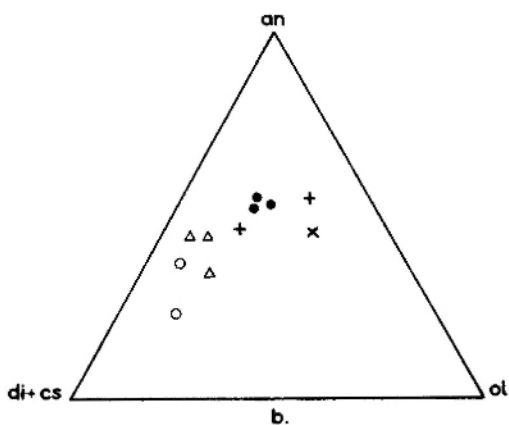


Fig. 6

Diagramy an (anortyt), di (diopsyd), ol (oliwin), cs (ortokrzemian wapnia)

Rodingity: 1 – ze Świątnik; 2 – z Australii; 3 – z Nowej Zelandii; 4 – z Pakistanu; 5 – ze Szkocji

Diagrams an (anorthite) – di (diopside) – ol (olivine) – cs (calcium orthosilicate)

Rodingites from: 1 – Świątniki; 2 – Australia; 3 – New Zealand; 4 – Pakistan; 5 – Scotland

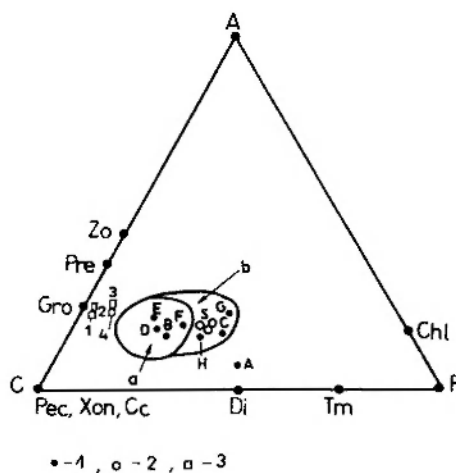


Fig. 7

Pozycja rodingitów na diagramie ACF

a – pole rodingitów wyznaczone przez Colemana (1977); *b* – poszerzone przez autora pole rodingitów; 1 – rodingity (od A do H) zebrane z literatury według tabeli 2; 2 – rodingity (S) ze Świątnik; 3 – skały podobne do rodingitów ze Wzgórz Naślawickich (Kamienny Grzbiet)

ACF plot of rodingites

a – field of rodingite as given by Coleman (1977); *b* – field of rodingite extended by the author; 1 – rodingites (A to H) – data from literature; 2 – Świątniki rodingites (S); 3 – rodingite-like rocks from the Naślawice Hills (Kamienny Grzbiet)

Tabela 4

Analizy chemiczne rodingitów ze Świątnik, wybranych serpentynidów i gabra rejonu Śląży oraz ultramaficznych skał wybranych z literatury

Chemical analyses of rodingite from Świątniki, selected serpentinites and gabbros from Śląża area and ultramafites chosen from literature

	XXE/8	XXX/8	XXL/8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,47	40,16	40,01	52,33	50,80	54,14	41,29	40,59	40,68	40,88	37,93	50,62	46,50	48,55	41,73
Al ₂ O ₃	17,98	17,28	17,20	3,54	3,40	0,66	0,51	0,51	1,08	0,44	0,79	15,60	15,60	22,14	0,80
TiO ₂	0,78	0,24	0,74	0,10	—	—	—	—	—	0,06	0,08	0,38	0,15	—	—
FeO	3,62	4,06	3,33	5,19	8,11	4,73	1,39	3,57	1,65	1,64	1,46	5,37	4,87	3,22	10,24
Fe ₂ O ₃	0,45	—	0,91	2,61	1,39	3,48	5,84	4,72	6,45	6,56	6,66	2,70	2,89	2,90	—
MnO	0,12	0,10	0,16	0,15	0,17	0,03	0,08	0,13	0,12	0,22	0,11	0,15	0,08	—	—
CaO	24,25	22,08	24,76	10,29	12,31	8,39	—	1,54	0,42	0,47	1,28	13,68	11,70	13,24	4,53
MgO	9,96	11,38	9,97	23,92	22,77	26,66	38,19	39,99	36,88	36,80	38,65	8,94	8,63	5,78	40,04
Na ₂ O	0,11	0,10	0,12	0,43	—	0,30	0,11	0,06	0,09	0,45	0,35	2,79	2,48	2,72	—
K ₂ O	0,04	0,03	—	0,35	—	—	0,06	0,05	0,06	0,18	0,13	0,07	0,06	0,09	—
P ₂ O ₅	0,54	1,08	0,39	0,06	—	0,23	—	—	—	—	—	0,66	0,20	0,07	—
H ₂ O ⁺	3,19	3,68	3,26	1,03	0,32	0,38	11,50	8,54	11,40	10,62	10,62	0,31	1,94	0,92	0,80
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	0,63	0,47	0,65	0,93	0,30	0,06	0,10	0,08	—
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,002	—	0,24	—	—	—	—	0,36	0,21	—	—	—	1,36
NiO	0,077	0,009	0,006	—	—	—	—	—	—	0,32	0,28	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,06	0,14	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Suma Total	100,62	100,20	100,89	100,00	100,03	99,93	99,66	99,31	99,48	100,02	98,95	100,93	100,36	100,36	99,50

XXE/8, XXX/8, XXL/8 – rodingity ze Świątnik; 1 – websteryt, średnia z 12 analiz, Daly (1933), Polański, Smulikowski (1969); 2 – piroksenit (diagonal+piroksen rombowy), Maryland, Rosenbusch (1923); 3 – websteryt, Webster, Północna Karolina, Rosenbusch (1923); 4 – serpentynit X/8, Świątniki, anal. Pracownia Chemiczna ING UWr.; 5 – serpentynit XI/8, Świątniki, anal. Pracownia Chemiczna ING UWr.; 6 – serpentynit I/8, Świątniki, Pracownia Chemiczna ING UWr.; 7 – serpentynit, Świątniki, Szumlas (1963); 8 – serpentynit, Przemilów, Szumlas (1963); 9–11 – gabbro, Sobótka, anal. Pracownia Geochemiczna IG Wrocław 1959; 12 – analiza przeliczana na skład chemiczny z przypuszczalnego składu mineralnego podanego w pracy Maciejewskiego (1963) dla serpentynitów Wzgórz Kieleczyńskich.

XXE/8, XXX/8, XXL/8 – rodingites from Świątniki; 1 – websterite, average of 12 analyses, Daly (1933), Polański, Smulikowski (1969); 2 – pyroxenitic (diagonal + orthopyroxene), Maryland, Rosenbusch (1923); 3 – websterite, Webster, North Carolina, Rosenbusch (1923); 4 – serpentinite X/8, Świątniki, anal. Laboratory of Institute of Geological Sciences, University of Wrocław; 5 – serpentinite XI/8, Świątniki; 6 – serpentinite I/8, Świątniki, anal. Laboratory IGS Uwr.; 7 – serpentinite, Świątniki, Szumlas (1963); 8 – serpentinite, Przemilów, Szumlas (1963); 9–11 – gabbro, Sobótka, anal. Geochemical Laboratory, Geological Institute, Wrocław 1959; 12 – analysis recalculated from presumable mineral assemblage included in Maciejewski's (1963) paper. Serpentinites from the Kieleczowski Hills.

Tabela 5

Parametry Nigglego z przeliczenia danych zamieszczonych w tabeli 4

Niggli parameters calculated on the basis of data from table 4

	XXE/8	XXX/8	XXL/8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
si	71,80	73,20	72,31	93,66	88,13	99,56	65,71	61,02	65,13	65,20	57,41	108	100	112	56,80
al	19,23	19,26	18,35	3,65	3,43	1,84	0,48	0,45	1,06	0,41	0,70	19,5	26,5	30	0,70
fm	33,11	37,30	33,55	75,62	73,76	81,30	99,23	96,85	97,98	97,90	96,59	43	41	31	92,80
c	47,44	43,11	47,88	19,76	22,81	16,26	—	2,43	0,68	0,81	2,07	31,5	27	33	6,50
alk	0,22	0,33	0,22	0,97	—	0,60	0,29	0,27	0,29	0,88	0,64	6	5,5	6	—
k	—	—	—	0,33	—	—	0,35	0,45	0,40	0,21	0,20	0,02	0,02	0,02	—
mg	0,81	0,93	0,80	0,85	0,80	0,88	0,91	0,90	0,90	0,89	0,90	0,66	0,67	0,64	0,87
qz	-29	-28	-28	-7,2	-12	-2,84	-35	-40	-36	-38	-4515	-16	-22	-12	-43

(rubryka 12) wynosi około 8,86%. Serpentynity powstałe z tych skał zawierają średnio 0,93% resztkowego CaO. Jeśli te cyfry dodamy do siebie (12,87+8,86+0,93%), to otrzymamy ilość wapnia wynoszącą 22,66%. Wartość ta nieznacznie odbiega od średniej zawartości CaO w rodingitach ze Świątnik, wynoszącej 23,70%.

Oczywiście cała ta kalkulacja, oparta częściowo na podobnych obliczeniach Colemana (1977), jest bardzo znacznym uproszczeniem, jeśli nie bierze się pod uwagę proporcji ilościowych między enklawą a ilością masy serpentynitowej w jej otoczeniu. Zostało to przedstawione tylko po to, aby wykazać, że taki bilans może mieć cechy

prawdopodobieństwa. Zgodne jest to bowiem z poglądami większości cytowanych autorów, którzy uważają, że wapń potrzebny do procesu rodingityzacji skały o chemizmie gabra pochodzi z ota-

czających ją lub kontaktujących z nią skał ultrazasadowych i uwolniony został w procesie ich serpentyzacji.

RODINGITY I SKAŁY DO NICH PODOBNE ZE WZGÓRZ NASŁAWICKICH

Wśród kilkunastu wierceń wykonanych w NE części masywu, na Wzgórzach Nasławickich, w 4 natrafiono na skały, które ze względu na cechy petrograficzne należy określić jako rodingity lub skały do rodingitów podobne.

W wierceniu oznaczonym na figurze 1 cyfrą 1 pod serpentynitem złożonym z antygorytu, bastytu i częściowo chryzotyłu, na głębokości 34,7 m natrafiono na skałę o zabarwieniu jasnoszarym z odcieniem żółtawym i zielonkawymi plamami, o drobnokrystalicznej strukturze i masywnej teksturze.

W obrazie mikroskopowym tej skały przeważające tło skalne o strukturze granoblastycznej zbudowane jest głównie z przezroczystych, bezbarwnych i izotropowych granatów o zróżnicowanej wielkości ziarna (od ok. 0,01 do 0,5 mm). Sporadycznie spotyka się drobne ziarna lub słupki wezuwianu o bardzo zbliżonym do granatów współczynnika załamania. Nie jest wykluczone, że część optycznie anizotropowych ziarn należy do wezuwianu, lecz przedstawia anomalne, dwójłomne granaty.

W bardzo niewielkich ilościach występują skupienia lub pojedyncze zresorbowane kryształy diopsydu, często wtórnie zmienionego. Mierzony na lepiej zachowanych osobnikach kąt Z/γ wynosi ok. 40° . Dość licznie występują żyłki węglanowe, w których miejscami oprócz węglanów spotyka się sferolitycznie ułożone drobne łuseczki chlorytu i ziarenka chalcedonu. Żyłki te przecinają zarówno granatowe tło, jak też skupienia diopsydu.

Podobna skała występuje na głębokości 35,2 m, jednak zawiera ona większe ilości nieprawidłowo zakończonych słupków wezuwianu o anomalnych, brunatnych lub niebieskich barwach interferencyjnych. Nieliczne skupienia lub pojedyncze kryształy diopsydu (kąt Z/γ około 40°) mają zmienną wielkość i niekiedy amebowate kształty wskutek resorpcji przez granatowe tło. Skała jest również pocięta węglanowymi żyłkami zawierającymi miejscami nieliczne skupienia chlorytu. Analizy rentgenograficzne wykazały obecność grossularu z bardzo drobnymi ilościami wezuwianu i diopsydu. Obie skały należałoby określić jako skały grossularowe z wezuwianem i diopsydem.

Na głębokości 36,2 m występuje średnioziarnista skała, która jest zserpentyzowanym piroksenitem z zachowaną pokaźną liczbą kryształów diallagu, niewielką ilością chlorytu oraz drobnych ziarenek zoizytu lub klinozoizytu. Podobną skałą z dużą liczbą zachowanych diallagów występuje na głębokości 39 m.

W otworze nr 2 na głębokości 5 m występuje skała o zabarwieniu jasnoszarym z odcieniem różowawym lub zielonkawym o bardzo drobnokrystalicznej, miejscami afanitowej strukturze i bezkierunkowej, miejscami lekko porowatej teksturze. W obrazie mikroskopowym, podobnie jak w próbkach opisanych wyżej, dominuje granoblastyczne, optycznie izotropowe tło granatowe o zróżnicowanej wielkości ziarn (od ok. 0,02 do ok. 0,4 mm). Większe ziarna gromadzą się w postaci soczewkowatych lub nieprawidłowych agregatów w bardziej drobnoziarnistej masie tego samego minerału. W niektórych skupieniach ziarna otoczone są ciemnym pyłem (tlenki żelaza?) z widocznymi w nim większymi ziarenkami przypominającymi agregat saussurytowy tworzący się w zasadowych plagioklazach. W wielu miejscach tło staje się anizotropowe w formie plam o nieprawidłowych, amebowatych kształtach i ciemnoszarych barwach interferencyjnych. Ponieważ zmienność współczynnika załamania jest prawie niedostrzegalna, nie jest więc wykluczone, że są to optycznie anomalne granaty lub agregaty wezuwianowe. Większe, niewątpliwe kryształy wezuwianu występują w formie ziarn lub słupków, z których największe dochodzą do 1,5 mm długości i ok. 0,6 mm grubości. Wykazują one miejscami szare, miejscami brunatne lub niebieskawe, anomalne barwy interferencyjne. Niektóre drobne agregaty granatów lub wezuwianu ułożone są w równoległe wąskie pasemka i przypominają relikty albitowych zbliźniczeń plagioklazów lub też ślady gęstej, diallagowej oddzielności. Badania rentgenograficzne wykazały obecność grossularu i wezuwianu. Skałę należy zatem określić jako wezuwianowo-grossularową.

W otworze nr 3 na głębokości 32 m nawiercono skały o jasnokremowej barwie, drobnokrystalicznej, prawie afanitowej strukturze i masywnej teksturze z megaskopowo słabo widzialnymi

skupieniami zielonkawych ziarenek lub łuseczek.

Pod mikroskopem widoczna jest struktura granoblastyczna i zbita bezkierunkowa tekstura. Większą część płytki cienkiej zajmuje przezroczyste lekko różowawe izotropowe tło granatowe, w którym tylko miejscami można wyróżnić żyłkowate lub nieprawidłowe skupienia wyraźniejszych ziarn dochodzących do 0,1 mm ϕ . Zwykle w tych skupieniach występują kryształki diopsydu (zapewne składem zbliżone częściowo do augitów diopsydowych), z których część ma dobrze zachowaną gęstą diallagową oddzielność, prawidłowe barwy interferencyjne i kąt Z/γ ok. 40° . Część diopsydowych skupień przechodzi w prawie jednolitą, żółtawobrunatną masę o nieprawidłowych kształtach i niewyraźnych, zanikających barwach interferencyjnych, w której trudno wyróżnić pojedyncze kryształy. Na granicy zbitego tła granatowego lub większych jego ziarn i kryształów diopsydu widoczne są cienkie anizotropowe otoczki o niskich szarych barwach interferencyjnych. Być może są to anomalne optycznie granaty. Badania rentgenograficzne wykazały obecność grossularu z bardzo niewielką ilością diopsydu. Skałę należy określić jako diopsydowo-grossularową.

W otworze nr 4 na głębokości 35 m występuje skała o barwie szarej z odcieniem zielonkawym, z licznymi jaśniejszymi plamami, o bardzo drobnokrystalicznej strukturze i masywnej teksturze. Pod mikroskopem widoczna jest struktura nematogranoblastyczna, miejscami lepidoblastyczna i masywna tekstura. Podobnie jak w skałach wyżej opisanych, główna masa zbudowana jest z izotropowych ziarn granatów (od ok. 0,01 do 0,6 mm ϕ) oraz wezuwianu. Bezbarwne ziarna lub słupki tego minerału miejscami są dość licznie rozsiiane w granatowym tle, miejscami zaś tworzą plamiste lub żyłkowate skupienia. Największe na ogół krępe słupki wezuwianu dochodzą do 0,2 mm długości i wykazują brunatnoszare barwy interferencyjne. W skale rozsiiane są też okrągławe lub nieprawidłowe skupienia chlorytowo-diopsydowe (kąt Z/γ diopsydu ok. 42°). Niekiedy krótkie słupki diopsydu złożone są promieniście. Bezbarwny chloryt wykazuje niskie, szare barwy interferencyjne i reprezentuje zapewne szeridanit. Więk-

Tabela 6

Analizy chemiczne rodingitu i skał do nich podobnych ze Wzgórz Nasławickich
Chemical analyses of rodingites and rodingite-like rocks from the Nasławic Hills

Składniki Components	Próba – sample			
	1	2	3	4
SiO ₂	39,64	38,01	42,75	36,07
Al ₂ O ₃	19,75	22,41	18,50	10,06
TiO ₂	0,02	0,06	0,03	0,80
FeO	0,31	0,38	0,74	1,3 ₁
Fe ₂ O ₃	0,93	0,55	2,85	11,25
MnO	0,07	0,08	0,91	0,16
CaO	36,70	37,08	31,98	26,68
MgO	0,94	0,48	1,42	9,51
Na ₂ O ₅	0,32	0,31	0,27	0,26
K ₂ O	0,21	0,17	0,15	0,20
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,03	0,24
CO ₂	—	—	—	0,42
H ₂ O ⁺	0,26	0,32	0,23	3,20
H ₂ O ⁻	0,21	0,07	0,41	0,20
Suma – total	99,40	99,93	100,27	100,39

Próby pobrane z głębokości 35,2 m w otworze 1 (IX/21), 5,0 m w otworze 2 (XIII/21), 32 m w otworze 3 (VI/29), 33,2 m w otworze 4 (VI/30).

Samples from the depth 35,2 m – borehole 1 (IX/21), 5,0 m – borehole 2 (XIII/21), 32,0 m – borehole 3 (VI/29), 33,2 m – borehole 4 (VI/30).

sze jego blaszki zamykają niekiedy poikilitowo drobne słupki diopsydu. Analizy rentgenograficzne wykazały obecność grossularu, diopsydu, wezuwianu i chlorytu. Skała jest rodingitem z przewagą grossularu i wezuwianu, podobnym pod względem składu mineralnego do rodingitu ze Świątnik, lecz różniącym się odeń znacznie cechami strukturalnymi.

Dla skał tych wykonane zostały 4 analizy chemiczne (tab. 6), a ich przeliczenia na parametry ACF wykazały, że dwie spośród nich z wiercenia 1, 2 (fig. 7) wypadają poza polem rodingitów w pobliżu pozycji grossularu. Skały z wiercenia 3 i 4 znajdują się bardzo blisko pola a rodingitów, co w przypadku skały z otworu 4 jest całkowicie zgodne z wynikami jakościowej analizy mikroskopowej oraz rentgenograficznej.

Niestety autor nie był obecny przy pobieraniu prób, a z opisu wierceń nie można się bliżej dowiedzieć, jaki jest stosunek opisanych skał rodingitowych do skał serpentynitowych, w których występują.

ZAKOŃCZENIE

Na podstawie przedstawionych wyżej materiałów można z pewnym prawdopodobieństwem przyjąć, że rodingitowa skała ze Świątnik jest zmetasomatyzowanym gabrem, które przed tym

procesem mogło być podobne lub nawet identyczne z gabrem Słęży, jednak, jak należałoby założyć, przed okresu jego intensywnej uralityzacji i saussurytyzacji. Wskazywać na to mogą

przede wszystkim niektóre cechy strukturalne rodingitu, a w szczególności cechy dobrze zachowanego diallagu. Należy również przyjąć, że metasomatyczny proces rodingityzacji odbywał się równocześnie lub prawie równocześnie z procesem serpentynizacji ultrabazytów i metasomatyczna wymiana składników była podobna do przedstawionej przez większość cytowanych współczesnych autorów.

Jak wykazali Leach i Rodgers (1978), w gabrze następuje wzrost Ca i H₂O, a także częściowo Mg, przy stracie alkaliów, Si i częściowo Al. Podobne lub prawie identyczne procesy mogły zachodzić w opisaniej enklawie ze Świątnik. Częściowo obrazują to figury 8 i 9, na których zostało to ilościowo przedstawione przy posłużeniu się parametrami Niggliego.

Należy także założyć, że wapń, jako główny

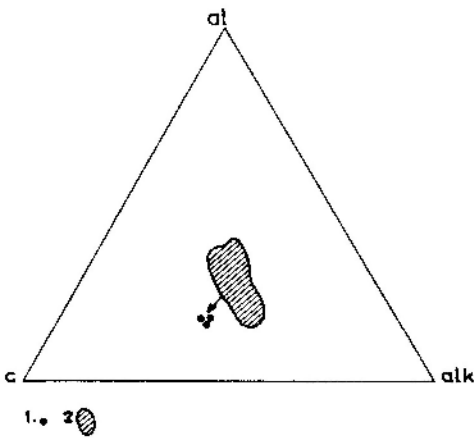


Fig. 8
Diagram al-c-fm+c

1 - rodingity ze Świątnik; 2 - pole analiz gabra Śłęży na diagramie al-c-alk
1 - rodingites from Świątniki; 2 - field of Śłęża gabbro analyses

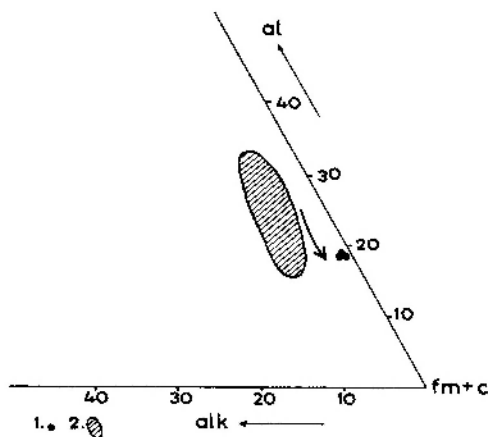


Fig. 9
Część diagramu al-alk-fm+c

1 - rodingity ze Świątnik; 2 - pole analiz gabra Śłęży na diagramie al-alk-fm+c
Part of the al-alk-fm+c diagram
1 - rodingites from Świątniki; 2 - field of Śłęża gabbro analyses

pierwiastek biorący udział w tych przemianach, pochodzić musiał z otaczających enklawę serpentynizowanych perydotytów lub piroksenitów, które zawierały mniejsze lub większe ilości klinopiroksenów. W ultrabazytach masywu Gogołów-Jordanów widoczne są w wielu miejscach ich relikty i rozpoznawalne po nich serpentynitowe pseudomorfozy. Nie można wykluczyć, że część pseudomorfoz pochodzi z ortopiroksenów. Skały te, jak to już było wspomniane, były przed serpentynizacją w większości wehrlitami, rzadziej websterytami, a tylko w niektórych miejscach dunitami lub też (czego nie można wykluczyć) lherzolitami i harzburgitami. Niewielkie i zmienne zawartości pozostałego wapnia i glinu w obecnych serpentynitach tego masywu widoczne są na figurze 10 w powiększonym narożu trójkąta Al₂O₃-CaO-MgO, gdzie w zakreślonym polu zgromadzone są metamorficzne perydotyty, czyli według Colemana najniższe i najbardziej zasadowe człony zespołu ofiolitowego. Reliktowe zawartości wapnia posłużyły do przeprowadzenia hipotetycznego bilansu w rozdziale *Interpretacja analiz ilościowych...*

Powstaje jeszcze pytanie, czy enklawa (lub ściślej enklawy) ze Świątnik stanowi starszy od ultrabazytów ksenolit, czy też jest to fragment

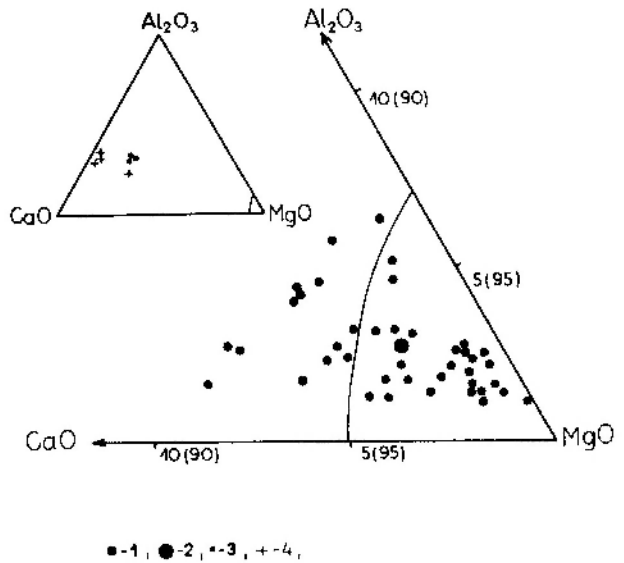


Fig. 10

Serpentynity rejonu Śłęży na diagramie Al₂O₃-CaO-MgO z wydzielonym i powiększonym polem metamorficznym perydotytów (wg Colemana 1977)

1 - serpentynity masywu Gogołów-Jordanów; 2 - średnia tych serpentynitów; 3 - rodingity ze Świątnik; 4 - skały do rodingitów podobne ze Wzgórz Naslawickich

Al₂O₃-CaO-MgO diagram with a separated and enlarged field of "metamorphic peridotites" (Coleman 1977)

1 - serpentinites of Gogołów-Jordanów massif; 2 - average analysis of these serpentinites; 3 - rodingites from Świątniki; 4 - rodingite-like rocks from the Naslawice Hills

zbudowanej, młodszej od nich dajki gabrowej. Drugie założenie wydaje się bardziej prawdopodobne, gdyż zgodnie ze współczesnymi badaniami grzbietów oceanicznych przeprowadzonymi na Atlantyku przez Honoreza i Kirsta (1975) i poglądami wyrażonymi przez nich oraz innych badaczy, intruzje gabroidowych stopów w ultrabazyty mogą zachodzić powyżej górnego płaszcza, gdzie występują magmy bazaltowe. Zdaniem ich, proces rodingityzacji gabroidów odbywał się w czasie podchodzenia w górę mas skalnych, lecz przed osiągnięciem ich obecnej pozycji w skorupie oceanicznej, ponieważ żadna ze skał bazaltowych, które je później pokryły, nie wykazuje procesu rodingityzacji.

Leach i Rodgers (1978), a także inni autorzy, opisują zjawiska kataklazy i zbrekcjowania składników w skałach rodingitowych i twierdzą, że procesy metasomatyczne zachodziły w zakresie temperatur od 260° do ok. 350°C. Potwierdza to w pełni poglądy Colemana (1977), który uważa, że tektoniczne przemieszczenia ultrabazytów odbywały się w stosunkowo niskiej temperaturze. Podobne poglądy wyrażają też Capedri, Garuti i Rossi (1978). Należy tu nadmienić, że zjawiska kataklazy zaobserwowane zostały także w enklawie ze Świątnik (patrz rozdział *Występowanie i charakterystyka petrograficzna rodingitu ze Świątnik*).

Jeśli chodzi o wystąpienia skał rodingitowych lub do nich podobnych, na które natrafiono wierceciami na Wzgórzach Nasławickich, to trudno powiedzieć coś bliższego na temat ich genezy. Prawdopodobnie tworzą one większe soczewkowane wkładki, podobne do opisywanych przez O'Briena i Rodgersa (1973) z Nowej Zelandii, chociaż nie zostały tu zaobserwowane przejścia do skał gabroidowych. Być może proces metasomatozy wapniowej jest w tej części masywu dalej posunięty, co doprowadziło miejscami do powstawania skał grossularowych z relikdami innych, mniej bogatych w wapń składników.

Podobne skały grossularowe znane są także ze wschodniej części Wzgórz Nasławickich, z kamieniołomu, gdzie występuje nefryt.

Jak zostało wspomniane poprzednio, znajduje się tam strefa, w której zachodziły szczególnie intensywne metasomatyczne transformacje, którymi także w ostatnich latach zajmowało się kilku badaczy (Gawel 1957; Maciejewski 1966; Heflik 1967). Wydaje się, że strefowe prześledzenie i przebadanie petrologiczne tych wzbogaconych w wapń skał pozwoliłoby bliżej określić źródło tego pierwiastka. Według dzisiejszych doświadczeń i poglądów źródłem tym powinny być raczej serpentynizujące się ultrabazyty, a nie pomagmowe produkty gabrowe, jak to było dotychczas przyjmowane.

LITERATURA

- BENSON W. N., 1913: The geology and petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. *Proc. Linn. Soc. NSW*, vol. 38, pt. 4, s. 662–724, s. 686–688.
- BILGRAMI S. A., HOWIE R. A., 1960: The mineralogy and petrography of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. *Amer. Miner.*, 45, s. 791–801.
- BLOXAM T. W., 1954: Rodingite from the Girran-Ballantrua complex, Ayrshire. *Miner. Mag.*, vol. 30, no. 226.
- CAPEDRI S., GARUTI G., ROSSI A., 1978: Rodingites from Pindos Constraints on the "rodingite problem". *Jahrb. N. f. Miner.*, B. 132, s. 242–263.
- COLEMAN R. G., 1977: Ophiolites – Minerals and Rocks, 12. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- DEPCIUCH T., 1971: Wiek bezwzględny granitoidów strzegomskich określony metodą K–Ar. Absolute age of the Strzegom granitoids by K–Ar method. *Kwart. Geol.* t. 15, nr 4, s. 862–869.
- FINCKH L., 1928: Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen. Lieferung 210. Blatt Zobten. Berlin.
- GAJEWSKI Z., 1970: Występowanie i własności magnezytów z masywu serpentynitowego Gogolów–Jordanów na tle budowy geologicznej obszaru. The occurrence and nature of magnesites from the Gogolów–Jordanów serpentinite massif against the geological structure of the area. *Inst. Geol., Biul.* 240. Z badań złóż surowców skalnych w Polsce, t.5.
- GAWEL A., 1957: Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. Nephrite from Jordanów in Lower Silesia. *Prz. Geol.*, nr 7.
- GRANGE L. I., 1927: On the rodingite of Nelson. *Trans. N. Z. Inst.*, vol. 58, s. 160–166.
- HEFLIK W., 1967: Studium mineralogiczno-petrograficzne leukokratycznej strefy przeobrażonej okolic Jordanowa (Dolny Śląsk). Mineralogical and petrographic investigation of the leucocratic altered zone of Jordanów (Lower Silesia). *Pr. Miner.*, 10, s. 7–100.
- HONOREZ J., KIRST P., 1975: Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic Fracture Zones and their geotectonic significance. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 49, no 3.
- HUTTON C. O., 1943: Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, vol. 73, s. 174–180.
- IWANOWA W. P., KASATOW B. K., KRASAWINA T. N., ROZINOWA E. L., 1974: Tiermicheskij analiz mineralow i gornych porod. Niedra, Leningrad.
- LEACH T. M., RODGERS K. A., 1978: Metasomatism in the Wairere Serpentine King Country, New Zealand. *Miner. Mag.*, vol. 42, s. 45–62.
- MACIEJEWSKI S., 1963: Uwagi o serpentynitach Gór Kiełczyńskich na Dolnym Śląsku. Remarks on the serpentinites of Kiełczyn Mts. in Lower Silesia. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 1.
- 1966: Skały nefrytowe masywu Sobótki. Nephrite rocks

- of the Sobótka Massif. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- 1975: Skały krystaliczne środkowej części masywu strzegomskiego w świetle badań petrograficznych (maszynopis).
- MAJEROWICZ A., 1963: Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. The granite of the environs of Sobótka and its relation to country rocks. *Arch. Miner.*, t. 24, z. 2.
- 1971: Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Studium petrologiczne. On the petrology of the granite massif of Strzegom–Sobótka. *Geol. Sudetica*, vol. 6.
- 1973: Uwagi o krystalicznych skałach Przedgórze Sudetów w strefie leżącej na północ od bloku sowiogórskiego. Remarks on the crystalline rocks of the foreland of the Sudetes (north of the Sowie Góry gneiss block). *Inst. Geol., Biul.* 264. Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego, t. 22.
- 1979a: Występowanie rodingitów w masywie serpentynitowym Gogołów–Jordanów. *Prz. Geol.*, nr 1.
- 1979b: Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. The Ślęża Mountain Group versus recent petrological problems of ophiolites. Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego. Materiały Konferencji Terenowej, Nowa Ruda 8–9. 09. 1979. Wydawnictwa Uniwersyteckie, Wrocław 1979.
- 1980: Les rodingites de la region de Ślęża, Basse Silésie (Pologne). *Annuaire of the Institute of Geology and Geophysics*, vol. 52, Bucharest 1980.
- 1981a: Rocks series of the Ślęża Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes. Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. *Guide Book of Excursions. Vol. II. Multilateral Cooperation of Academies of Sciences of the Socialist Countries. Problem Commission N. IX Subcommission 2. Potsdam–Freiberg.*
- 1981b: Analiza skał serpentynitowych oraz kumulatów gabrowych zachodniej części masywu serpentynitowego Gogołów–Jordanów. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa (maszynopis).
- MARSHALL P., BELL J., CLARKE J. M., 1911: The geology of Dan Mountain Subdivision. *Nelson N. Z. Geol. Survey Bull.*, no 12, s. 31–35.
- MEIXNER H., 1978: Rodingit (Grossular–Diopsid–Leuchtenbergitfels) aus dem Serpentin von Bernstein im Burgland Österreich. *N. Jahrbuch f. Mineralogie*, B. 132, H. 1, s. 67–72.
- MILLES K. R., 1950: Garnitized gabbros from the Eulamina district Mt. Margaret goldfield. *Bull. Geol. Surv. Australia*, no. 103, pt. 2, s. 108–130.
- MUGOCI G., 1900: Über die Einschlüsse von Granavesuvianfels in dem Serpentine des Paringu Massif. *Bul. Sc.* Bukarest 9.
- MULLER P., 1962: Kalksilikatfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Maloja. Ein Beitrag zur Genese der Rodingite. *Chemie der Erde*, 22, s. 452–464.
- NIEMCZYNOW G., 1966: Skały serpentynitowe północnego przedpola Wzgórz Kielczyńskich na Dolnym Śląsku. *Inst. Geol. Biul.* 201. Z badań złóż surowców skalnych w Polsce, t. 2.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów, Geological Subdivision of Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, t. 30, cz. 2.
- 1966a: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Pr. Inst. Geol.*, t. 47.
- 1966b: Górotwór staroasyntyjski na Dolnym Śląsku. The early assyntic orogene in the Lower Silesia. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- O'BRIEN J. P., RODGERS K. A., 1973: Xonotlite and rodingites from Wairere, New Zealand. *Miner. Mag.*, vol. 39, s. 233–240.
- SMULIKOWSKI K., 1973: Ultramafites de la Basse Silésie. *Revue des problèmes géologiques de zones profondes de l'écorce Terrestre en Basse Silésie. L'Institut des Sciences Géologiques l'Académie Polonaise des Sciences*, s. 20–28.
- SPANGENBERG K., 1943: Die Chromerzlagerstätte von Tampadel am Zobten. *Z. Prakt. Geol.*, H. 2–3.
- 1949: Beiträge zur Kenntnis der Lagerstätte des dichten Magnesits. *Heidelb. Beitr.*, Bd. 1 (5–6).
- SPANGENBERG K., MÜLLER M., 1949: Die Hydrothermale Zersetzung des Peridotite bei der Bildung der Magnesitlagerstätte am Galgenberg bei Zobten. *Ibidem.*
- SZUMLAS F., 1963: Nickel, cobalt and chromium in serpentinites of the Sobótka region, Lower Silesia. *Arch. Miner.*, t. 18, z. 1, s. 5–101.
- TEISSEYRE H., 1968a: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- 1968b: Prekambryj w polskiej części Sudetów. Precambrian in the Polish part of the Sudetes. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 4.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. 3. Sudety, z. 1. Kraków.
- TURNER F. J., 1933: The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland. *Trans. N. Z. Inst.*, vol. 63, s. 178–284.
- ŻABIŃSKI W., 1966: Hydrogarnets. *Pr. Miner.*, 3, 7–58.

Alfred MAJEROWICZ*

PETROGRAPHY AND GENESIS OF RODINGITES IN SERPENTINITES OF THE ŚLĘŻA OPHIOLITIC GROUP

ABSTRACT: This paper contains the results of petrological study of the rodingite enclave discovered within serpentinitized peridotites in a little quarry nearby Świętniki village. Peridotites of the Gogołów-Jordanów massif constitute the lower ultramafic unit of the Ślęża mountain ophiolitic complex.

Rodingite is composed of grossular, diallage, sheridanite and vesuvianite. The comparison of its normative composition and ACF parameters with the data taken from literature, shows that the rock is similar to rodingites from Pakistan, Scotland and New Zealand.

On the basis of textural evidence and geological occurrence, the author recognized that the enclave of rodingite is a boudinaged dyke of Ślęża gabbro. The Ślęża gabbro forms upper mafic unit of the ophiolitic complex. During the emplacement of the complex rocks towards higher parts of a crust, serpentinization of ultramafics contemporaneously with rodingitization of enclave could take place in relatively low temperature. Calcium necessary for rodingitization could be derived from serpentinitized peridotites.

Rodingites and rodingite-like rocks from the boreholes have also been characterized briefly.

Summary

The largest serpentinitic massif in the Lower Silesia, in which rodingites were found (Majerowicz 1979a, b, 1980), is called Gogołów-Jordanów massif and belongs to the Ślęża mountain group. The Ślęża mountain group is situated in the central Sudetic Foreland, to the north of the Sowie Góry Block. Besides the serpentinites, the Ślęża mountain group consists of gabbros, amphibolites, granites and metamorphic shists of a various grade of metamorphism (fig. 1).

Magmatic granite belonging to the large Strzegom-Sobótka massif is the youngest rock (approximately 266 mln y.) The granite contacts intrusively with all the mentioned rocks (Majerowicz 1963), and at deeper levels also with the Sowie Góry gneisses (Maciejewski 1975). The age of the other rocks is not clearly defined. Oberc (1960, 1966a, b) assigned them to the Precambrian, while according to the other authors, especially Teisseyre (1968a, b), their Early Paleozoic age should not be excluded. The latter opinion is also expressed by the author of the present paper (Majerowicz 1973).

According to the recent investigation (Majerowicz 1979b, 1980) altered mafic and ultramafic rocks can be considered as a typical ophiolitic complex. The ophiolitic sequence is here constituted by the following units "from the bottom and working up" (Coleman 1977): metamorphic peridotites represented by most of serpentinites in the whole massif, ultramafic cumulates occurring between gabbro and serpentinites, represented by the amphibole-pyroxene rocks, mafic cumulates (Ślęża gabbros) as well as the sheeted dikes occurring as alternately differentiated amphibolites. The amphibolites occur in a tectonic contact with phyllites and low metamorphosed siliceous slates which yield radiolaries (*Spumellina*; Pustków Wilczkowicki vicinity). However, low metamorphosed pillow

lavas are not observed in outcrops, although they usually constitute the highest parts of the ophiolitic complex. Probably they were eliminated tectonically or eroded.

Petrography of serpentinites was partly characterized by Spangenberg (1943, 1949), Maciejewski (1963), Niemczynow (1966), Szumlas (1954), Gajewski (1970), Smulikowski (1973) and Majerowicz (1963, 1979b, 1981a, b). According to these authors we may assert that strongly serpentinitized varieties were described as antigorite, chrysotile and carbonate serpentinites. Talc shists with carbonates defined as listvenites are encountered occasionally. Low altered rocks with partly preserved original components were described as wehrlites, dunites and dunites with tremolite. On the basis of the amount of such rocks and characteristic relic textures in serpentinitized rocks, wehrlite (mainly) and/or dunites are generally considered to be primary rocks. However, websterite as well as lherzolite can not be excluded. The occurrence of nephrite and metasomatic leucocratic zone with many calcium-rich minerals in the vicinity of Jordanów is of particular interest (Gawel 1957; Maciejewski 1966; Heflik 1967).

Coarse-grain gabbro is composed of unaltered diallages and saussuritized in variable degree plagioclases (54-50 An). This rock has been defined as metagabbro (Majerowicz 1963).

Amphibolites have been determined by the author as orthoamphibolites with aphanitic, porphyroblastic and microgabbroic textures. Their alternate occurrence can be observed to the north of Ślęża peak (fig. 1).

The main papers concerning occurrence and petrogenesis of rodingites have been written by Marshall *et al.* (1911), Grange (1927), Turner (1933), Hutton (1943), Milles (1950), Bloxam (1954), Bilgrami and Howie (1960), Müller (1962),

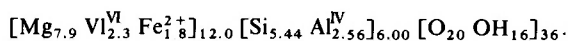
* Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

O'Brien and Rodgers (1973), Leach and Rodgers (1978), Coleman (1977), Capedri, Garuti and Rossi (1978), Honorez and Kirst (1975).

The present paper contains the results of study on the largest rodingite enclave (120 × 60 × 50 cm) which was discovered in a little abandoned quarry to the south of Świątniki village (fig. 1). Figure 2 shows the cross-section of enclave and the distribution of samples collected for chemical and petrographic analyses. Within the rock, the grain size vary insignificantly. The isotropic groundmass consisting of garnets is seen in the thin sections. The size of garnet single crystals is up to 0.2 mm. The groundmass also contains single plates or more frequently aggregates of colourless chlorite as well as diallage crystals of various size and of (100) dense cleavage. The diallage crystals are often bent or fractured. The fractures are filled with chlorite. These pyroxenes are usually replaced by garnets and then they take on corrosive and ameboidal shapes (pl. I, 4). Vesuvianite (idocrase) occurs in the shape of grains or euhedral prismatic crystals which form small veins that cut the garnetic or chloritic background (pl. I, 5). The occurrence of vesuvianite was confirmed by X-ray analysis.

The comparison of micrometrical analyses is shown in table 1. Garnet has an XRD pattern very close to that of grossular ($a = 11.82 \text{ \AA}$). IR absorption spectra show that garnet has no water content (fig. 3).

On the basis of X-ray studies, the composition of chlorite can be expressed by the calculated formula:



According to Hey's classification it is sheridanite. Its calculated density is 2.76. This sheridanite has normal interference colours and the birefringence of 0.0091. The attachment of the specimen to the sheridanite group is also confirmed by DTA analyses (fig. 4). Optical properties of diallage are presented in figure 5.

Three chemical analyses of rodingites were recalculated to the normative composition and compared with analyses of the rodingite from Australia, New Zealand, Pakistan and Scotland (tab. 2 and 3). The main normative components such as: anorthite (an), diopside (dio), olivine (ol) and calcium orthosilicate (cs) were plotted on triangles (fig. 6). The obtained triangles show that the chemical composition of rodingite from Świątniki is very close to that from Pakistan and Scotland. On the basis of the chemical analyses the ACF parameters were also calculated (fig. 7). Using the ACF diagram, Coleman (1977) determined the range of rodingites composition. On the basis of the analyses presented in table 2 this compositional range (field *a* in fig. 7) was extended to field *b*. Analyses of Świątniki rodingite are plotted in the field *b*, nearby the rodingites from Scotland (H) and New Zealand (C, F).

Table 4 comprises: chemical analyses of Świątniki rodingites (XX/8, XXX/8, XXL/8), selected analyses of adjacent serpentinites (4–9), Ślęża gabbro analyses and websterite analyses chosen from the literature. The table also contains the average chemical analysis of wehrlite from the massif (12). This analysis was calculated without taking into account the alternation which results from serpentinization (on the basis of relic textures as well as rocks with well preserved primary components). On the basis of the data, a hypothetical balance of CaO amount was elaborated (similarly to Coleman 1977). The average amount of CaO in gabbro is 12.87%. The average amount of CaO in websterites and primary wehrlites

is approximately 8.86%. Serpentinites contain on the average 0.93% of the remaining CaO. The sum of the above numbers is 22.66%, being very similar to the average CaO content in Świątniki rodingite (23.80% CaO).

Such a presumable balance supports the opinions of most authors quoted above who assert that calcium needed for metasomatic rodingitization of gabbro is derived from adjacent serpentinized ultramafic rocks.

In the NE part of the massif rodingites or rodingite-like rocks were found in serpentinites during four drillings (fig. 1).

Fine-grained rocks consisting of grossular and small amounts of vesuvianite, diopside, chlorite and carbonatic veinlets were encountered in the borehole 1 at the depth of 34.7 m. This rocks can be defined as grossularite with vesuvianite diopside.

Fine-grained rock consisting mainly of grossular and vesuvianite was found in the borehole 2 at the depth of 5 m. The rock was determined as vesuvianite-grossular rock.

Fine-grained rock, which can be defined as rodingite, consisting of grossular, vesuvianite, sheridanite and diopside, was drilled through in the borehole 4 at the depth 33 m. According to its composition, the rock is very similar to Świątniki rodingites.

The presence of the minerals mentioned above was confirmed by X-ray analyses.

In the ACF diagram (fig. 7), chemical analyses of the rocks from the boreholes 1 and 2 are located outside of the rodingite field, nearby grossular point. Analyses of the rocks from the boreholes 3 and 4 are plotted very close to the field *a* of rodingites. This is in agreement with the microscopic observations and X-ray investigations.

The data outlined above indicate that Świątniki rodingite can be considered as a metasomatically altered gabbro. The gabbro could be similar to the pre-uralitized and pre-saussuritized Ślęża gabbro. This similarity is proved by the textural evidence of rodingite and particularly by the properties of well preserved diallage. The rodingitization process operated contemporaneously or almost contemporaneously with serpentinization of ultramafites. Metasomatic replacement of components was similar to that described by Leach and Rodgers (1978). It is presented by means of figures 7 and 8, in which the replacement of components is shown quantitatively using Niggli parameters from table 5.

Ultramafites of the Gogołów-Jordanów massif were considered to be wehrlites, rarely websterites and only occasionally dunites before serpentinization. On the basis of textural evidences of serpentinites, lherzolites as well as harzburgites rocks can not be excluded as primary ones.

Small and variable amounts of remaining Ca and Al in these serpentinites are presented in enlargement corner of MgO–CaO–Al₂O₃ triangle (fig. 10). According to Coleman (1977) "metamorphic peridotites" are gathered in this corner.

The enclave from Świątniki is most likely a part of boudinaged dyke of gabbro, younger than adjacent ultramafites. Such a view is in accordance with the opinions of Honorez and Kirst (1975) as well as other investigators who thought, that rodingitization of gabbroic rocks and serpentinization of ultramafites took place upwards of upper mantle, where gabbroic melt intruded. These processes carried out during the emplacement of the rocks towards higher parts of the crust but before achieving the final position in the ophiolitic suite. Leach, Rodgers and Coleman assert that emplacement of ultramafites and rodingitization of more acidic rocks occur in relatively low temperature (260 to

350°C). Concomitantly cataclasis (which is also observed in the enclave of Świątniki) takes place.

Calcium-rich rocks from the eastern part of the massif discovered during drilling, probably form large lensoidal bodies, similar to those from New Zealand described by O'Brien and Rodgers (1973). Perhaps, calcium metasomatism was more intensive here and led to the formation of rocks consisting chiefly of grossular.

Acknowledgements. The author extends thanks to his co-workers: J. Janeczek for X-ray studies, Cz. August for assistance with DTA data and H. Siagło for infrared absorption and chemical analyses.

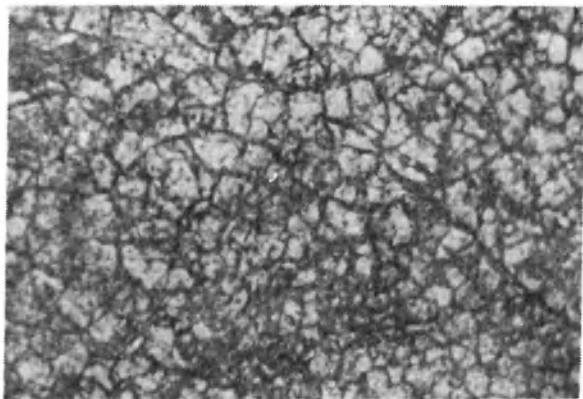
Translated by Janusz Janeczek

PLANSZA I OBJAŚNIENIA

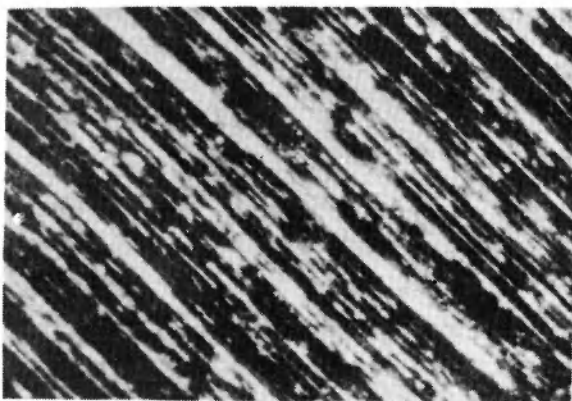
PLANSZA I

PLATE I

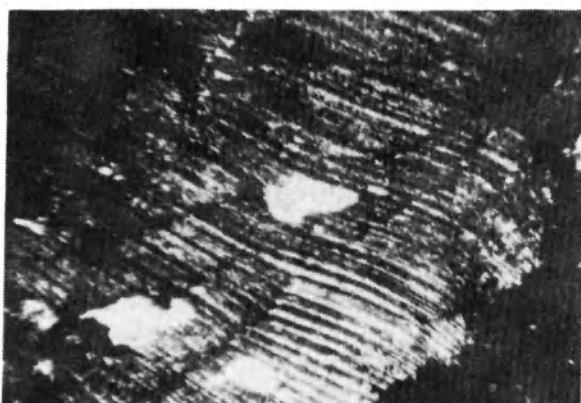
1. Drobnokrystaliczne tło rodingitu zbudowane z kryształków grossularu obwiedzionych miejscami wąskimi otoczkami chlorytu (pow. 60×). Bez analizatora
Rodingite. Fine-grained groundmass composed of grossular crystals rimmed by chlorite. Magnification 60×. Plane polarized light
2. Chlorytyzacja diallagu. Jasny szeridanit wypełnia szczelinki diallagowej oddzielności (100). Pow. 60×. Nikole skrzyżowane
Chloritization of diallage. Light sheridanite filled the cleavage cracks (100) of diallage crystal. Magnification 60×. Crossed polars
3. Dynamicznie wygięty diallag częściowo schlorytyzowany. Pow. 30×. Nikole skrzyżowane
Bent crystal of partially chloritized diallage. Magnification 30×. Crossed polars
4. Wypieranie kryształów diallagu przez grossularowe tło. Pow. 30×. Nikole skrzyżowane
Diallage crystals in state of replacement by garnetic groundmass. Magnification 30×. Crossed polars
5. Blaszka szeridanitu przecięta żyłką zbudowaną z kryształków wezuwianu o bardzo ciemnych, anomalnych barwach interferencyjnych. Pow. 30×. Nikole skrzyżowane
Sheridanite crystal cut by vesuvianite vein. Vesuvianite shows abnormal, dark interference colours. Magnification 30×. Crossed polars
6. Kataklastycznie rozsunięty kryształ diallagu. Szczelina wypełniona blaszkami szeridanitu. Pow. 30×. Nikole skrzyżowane
Diallage crystal disrupted due to cataclasis. Crack filled with sheridanite. Magnification 30×. Crossed polars



1



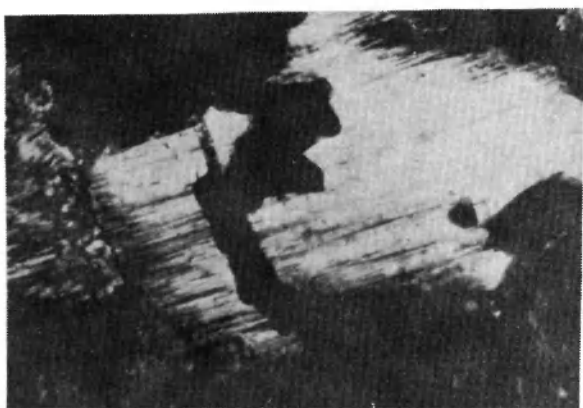
2



3



4



5



6

Alfred Majerowicz – Petrogeneza i geneza skał rodingitowych w serpentynitach ofiolitowego zespołu Ślęży
Petrography and genesis of rodingites in serpentinites of the Ślęża ophiolitic group