

SPINELE CHROMOWE Z ZACHODNIEJ CZĘŚCI MASYWU GOGOŁÓW–JORDANÓW, POŁUDNIOWO-ZACHODNIA POLSKA

THE CHROMIAN SPINELS OF THE GOGOŁÓW–JORDANÓW MASSIF, SOUTHWESTERN POLAND

PIOTR KRZEMIŃSKI¹

Abstrakt. Spinel chromowy w masywie Gogołów–Jordanów w południowo-zachodniej Polsce występuje w zserpentinizowanym perydotycie, który buduje część kompleksu ofiolitowego Ślęży. Charakter chemiczny spinelu chromowego wskazuje na pochodzenie skał ofiolitowych ze zubożonego perydotytu płaszczka o składzie harzburgitu i podrzędnie dunitu. Skały płaszczka utworzyły się pierwotnie na grzbiecie śródoceanicznym i subsekwentnie zostały zrzucone w strefie supra-subdukcyjnej. Spinel chromowy często wykazuje strefowość optyczną i geochemiczną. Od jądra do brzegów można zaobserwować trzy strefy: wewnętrzne jądro o pierwotnym składzie spinelu chromowego; wąską strefę ferrochromitu bogatego w Cr; zewnętrzną strefę magnetytową. Strefowość spinelu chromowego jest interpretowana bardziej jako wynik serpentynizacji niż procesów magmowych czy metamorficznych. Dane geochemiczne dla chromitu i spinelu chromowego przedstawiono tabelarycznie. Zaobserwowano dwa trendy w odniesieniu do spinelu chromowego. Pierwszy przedstawia redystrybucję kationów trójwartościowych, gdzie Cr_2O_3 i Al_2O_3 zmniejszają się od pierwszej strefy do trzeciej. Drugi trend wskazuje na wzrost kationów Fe_2O_3 od strefy pierwszej do trzeciej. W spinelu chromowym znaleziono nieliczne inkluzje siarczków Ni i Cu, niestety zbyt małe do analiz EPMA.

Słowa kluczowe: spinel chromowy, strefowość spinelu chromowego, serpentynizacja, ofiolit, masyw Gogołów–Jordanów.

Abstract. The chromian spinel of the Gogołów–Jordanów Massif, southwestern Poland, is hosted by a serpentinitized peridotite that builds a part of the Ślęża ophiolite complex. The chemical character of the chromian spinel indicates that the ophiolitic rocks were derived from depleted mantle peridotite of harzburgite and subordinate dunite compositions. The mantle rocks were initially formed at a mid-oceanic ridge and subsequently thrust at a supra-subduction zone. The chromian spinel frequently displays optical and geochemical zoning. Three zones can be identified from core to edge: inner core representing the original composition of the chromian spinel; narrow Cr-rich ferrichromite zone; and outer – magnetite zone. The chromian spinel zonation is interpreted to be a result of serpentinitization rather than magmatic or metamorphic processes. Geochemical data obtained from the chromitite and chromian spinel have been shown in a table. Two trends were achieved considering the chromian spinel. The first trend shows redistribution of trivalent cations, where Cr_2O_3 and Al_2O_3 diminishes from the first zone up to the third zone and the second trend indicates Fe_2O_3 cations that increase from the first zone up to the third zone. Few Ni and Cu sulfide inclusions were found in the chromian spinel, too small to take EPMA data.

Key words: chromian spinel, chromitite zonation, serpentinitization, ophiolite, Gogołów–Jordanów Massif.

WSTĘP

Niniejsza praca jest studium petrograficznym oraz geochemicznym ziaren spinelu chromowego pochodzących z aluwów wybranych potoków zachodniej części masywu

ofiolitowego Gogołów–Jordanów (SW Polska). Prace badawcze były prowadzone pod kątem poszukiwań inkluzji minerałów z grupy platynowców w w/w spinelach. Dyskusja

¹ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: piotrk@abcahead.com.pl

uzyskanych wyników składu chemicznego badanych minerałów porusza problemy zarówno pochodzenia skał perydytowych budujących trzon masywu Gogołów–Jordanów, jak i samego procesu serpentynizacji, któremu uległy omawiane w pracy spinele chromowe.

Masyw Gogołów–Jordanów (G–J) jest jednym z dwóch serpentynitowych masywów otaczających kręę gnejsową Gór Sowich i uważany jest za fragment skorupy oceanicznej oraz interpretowany jako część sekwencji ofiolitowej (Narebski i in., 1992; Majerowicz, Mierzejewski, 1995). Od północnego zachodu jest otoczony granitoidami masywu strzegomskiego, zaś od wschodu graniczy ze skałami metamorficznymi strefy Niemczy. Podstawowymi składnikami mineralnymi skał bu-

dujących masyw G–J są: antygoryt, chryzotyl, lizardyt, tremolit, spinele chromowe oraz magnetyt, w zmiennych ilościach w skałach występują także relikty oliwinu (Dubieńska, Bylina, 2006). W zespole minerałów kruszcowych oprócz powszechnie występującego spinelu chromowego (Spangenberg, 1943) oraz magnetytu udokumentowane zostały: piryt, pirotyt, chalkopiryt, milleryt, (Jamrozik, 1989; Niskiewicz, 1989; Sałaciński, 1992), złoto rodzime (Speczik, Piestrzyński, 1996; Delura, 2004), oraz wrostki minerałów z grupy platynowców w bezpośrednim kontakcie z ziarnami siarczku niklu (Speczik, Olszyński, 1993). Badania koncentracji pierwiastków śladowych w skałach ultramaficznych masywu mogą wskazywać, że skały powstały w osi grzbietu śródoceanicznego (Dubieńska, Gunia, 1997).

METODYKA BADAŃ

Teren prac geologicznych obejmował dwa potoki wcinające się na długości 1 km we Wzgórza Oleszeńskie w zachodniej części masywu G–J, na północny zachód od miejscowości Uliczno (fig. 1). W trakcie prac terenowych uzyskano szesnaście szlichów bezpośrednio z koryt potoków. Pobrane próbki po analizie granulometrycznej zostały poddane procesowi rozdzielania w cieczach ciężkich (bromoforn) w laboratorium chemicznym Instytutu Geochemii Petrologii i Mineralogii UW (IGPiM). Z uzyskanych koncentratów minerałów ciężkich, po uprzednim zważeniu (frakcja

0,200–0,315 mm oraz frakcja 0,315–0,400 mm) przygotowane zostały 32 preparaty nasypowe do badań w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle odbitym. Obserwacje minerałów wykonywane były w pracowni IGPiM UW. Analizy ziaren spinelu chromowego w mikroobszarze (EPMA) z wybranych preparatów nasypowych wykonywane były mikrosondą rentgenowską CAMECA SX 100 w pracowni IGPiM UW. Uzyskane wyniki były cennym uzupełnieniem badań wykonanych w ramach pracy magisterskiej autora niniejszego artykułu.

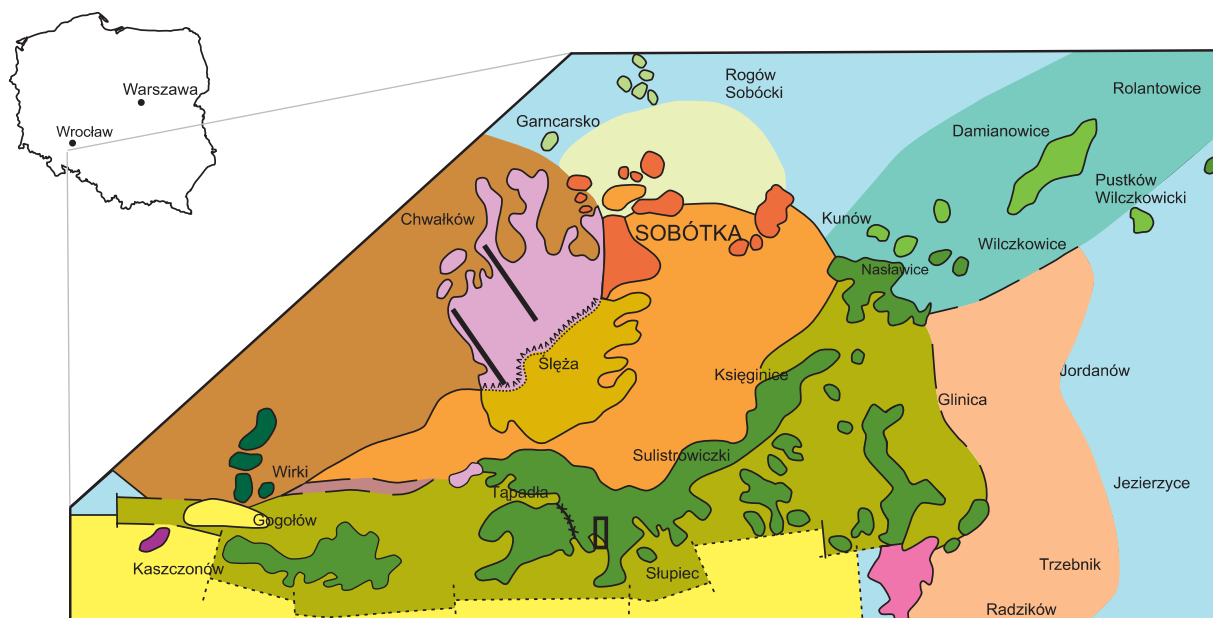
























Fig. 1. Szkic geologiczny masywu Gogołów–Jordanów

Geological sketch-map of the Gogołów–Jordanów Massif

Objaśnienia do figury 1
Explanation for Fig. 1

	obszar objęty pracami terenowymi <i>study area</i>		skały metamorficzne północno-wschodniej osłony granitoidu <i>metamorphic rocks of the north-eastern cover of granitoids</i>
	granice wydzieli geologicznych przypuszczalne i stwierdzone <i>geological boundaries, presumable and confirmed</i>		skały amfibolitowo-piroksenowe <i>amphibolites and pyroxenite rocks</i>
	leukogranity strefy przykontaktowej ze skałami ultramaficznymi grupy Ślęży <i>leucogranitoids contact zone with ultramafic rocks of the Ślęża Massif</i>		gabro <i>gabbro</i>
	żyły kwarcowe <i>quartz veins</i>		gabro w podłożu <i>gabbro in the basement</i>
	młodsze utwory pokrywające <i>younger deposits</i>		serpentytyny <i>serpentinites</i>
	leukogranity biotytowo-muskowitowe <i>biotite and muscovite leucogranitoids</i>		serpentytyny w podłożu <i>serpentinites in the basement</i>
	granitoidy biotytowe <i>biotite granitoids</i>		amfibolity <i>amphibolites</i>
	granitoidy w podłożu <i>granitoids in the basement</i>		amfibolity w podłożu <i>amphibolites in the basement</i>
	zmetamorfizowane łupki krzemionkowe Pustków Wilczkowickiego <i>Pustków Wilczkowicki metamorphic silica shist</i>		gnejsy wschodniego obrzeżenia grupy Ślęży <i>gneiss of the eastern border of the Ślęża Massif</i>
	zmetamorfizowane łupki krzemionkowe w podłożu <i>metamorphic silica shist in the base</i>		gnejsy wschodniego obrzeżenia grupy Ślęży w podłożu <i>gneiss of the eastern border of the Ślęża Massif in the basement</i>
			gnejsy zachodniego obrzeżenia grupy Ślęży <i>gneiss of the western border of the Ślęża Massif</i>
			gnejsy bloku sowiogórskiego w podłożu <i>gneiss of the Sowie Mountains in the basement</i>

WYNIKI BADAŃ

Opisano skały interpretowane jako kumulaty płaszczowe (Dubińska, Gunia, 1997) występujące w obrębie Wzgórz Oleseńskich na przełęczy Tapadła, około 1,5 km na zachód od obszaru prowadzonych badań. Strefa ta przebiega w kierunku NNE–SSW, a występowanie chromitu można śledzić na powierzchni terenu w luźnych bloczkach skalnych. Udokumentowane ciała rudne mają kształt soczew o rozciągłości od kilku do kilkudziesięciu metrów i szerokości do kilku metrów (Spangenberg, 1943). Soczewkowy typ ciał rudnych jest charakterystyczny dla asocjacji ofiolitowych i najczęściej występuje w otoczeniu harzburgitów i dunitów powstałych w osi grzbietu oceanicznego (Coleman, 1977).

SPINEL CHROMOWY

Spinele chromowe mają zróżnicowany skład $[Mg, Fe^{2+}]O (Cr, Al, Fe^{3+})_2 O_3$, który w zależności od genezy oraz procesów, zarówno metamorficznych, jak i serpentynizacji, może ulegać modyfikacji. Ziarna we wszystkich preparatach są ksenomorficzne, owalne lub ostrokrawędziste, a wewnątrz silnie spękane.

W świetle odbitym spinel chromowy posiada niższą zdolność refleksyjną od magnetytu oraz ilmenitu, ma wysoki relief (grupa VI) oraz szarobrazową barwę (Piestrzyński, 1992). Cechy optyczne, jak i obrazy ziaren spineli obserwowanych w BSE (*back-scattered electrons* – wstecznie rozproszonych elektronach), ujawniają ich charakterystyczną

budowę wewnętrzną, z widoczną strefowością (fig. 2). Wyróżniono trzy strefy w obrębie minerału: pierwsza, najbardziej wewnętrzna strefa o barwie ciemnobrunatnej, uznawana jest za niezmienny chromit pierwotny. Druga, otaczająca chromit pierwotny nieco jaśniejsza strefa, to chromit żelazowo-chromowy nazywany ferrochromitem. Trzecia, najbardziej zewnętrzna strefa „otulająca” ferrochromit, to magnetyt powstały w wyniku przeobrażenia ferrochromitu. Ziarna spineli posiadające wszystkie omawiane strefy występują równie często, jak ziarna posiadające tylko dwie strefy (chromit pierwotny i ferrochromit). Jedynie ziarna spineli z jedną strefą, czyli ziarna zupełnie nieprzeobrażone lub całkowicie przeobrażone w ferrochromit, występują znacznie rzadziej. Magnetyt, stanowiący trzecią omawianą powyżej strefę w preparatach, występuje także jako samodzielny minerał często ulegający martytyzacji. Z tego względu trudno jest określić czy obserwowane pojedyncze ziarno magnetytu powstało w wyniku przeobrażenia spinelu, czy też jest minerałem pierwotnym. Omawiane w dalszej części artykułu inkluzje siarczków w spinelach rejestrowane były jedynie w drugiej strefie. Wewnętrzna strefowość chromitów jest interpretowana najczęściej jako wynik procesów serpentynizacji, a nie jako wynik procesów magmowych (Irvine, 1967; Roeder, 1994; Mondal i in., 2006). Procesy serpentynizacji to te, w wyniku których serpentytyny powstają kosztem wcześniejszych bezwodnych lub słabo uwodnionych minerałów magnezu, takich jak: oliwiny, pirokseny rombowe i jednoskośne, amfibole i inne krzemiany magnezu (O’Hanley, 1996).

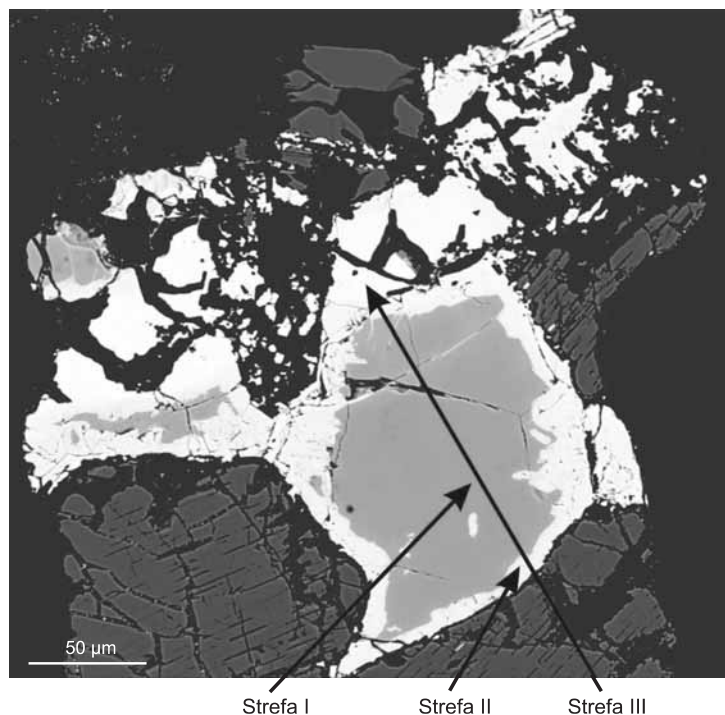


Fig. 2. Obraz spinelu chromowego w BSE, próbka 8

Strefa I – spinel pierwotny, Strefa II – ferrochromit, Strefa III – magnetyt

Image of chromian spinel in BSE, sample 8

Zone I – primitive spinel, Zone II – ferrichromit, Zone III – magnetite

Tabela 1

Skład chemiczny poszczególnych stref wewnętrznych prezentowanego ziarna spinelu chromowego w przeliczeniu na tlenki

The chemical composition of individual internal zones of the presented chromian spinel grain recalculated to oxides

Tlenki	Strefa I	Strefa II	Strefa III
	[% wag.]		
V ₂ O ₅	0,153	0,136	0,085
SiO ₂	0,000	0,000	0,360
TiO ₂	0,063	0,092	0,245
Al ₂ O ₃	28,673	0,440	0,000
Cr ₂ O ₃	40,240	32,658	1,290
Fe ₂ O ₃	1,261	35,606	67,450
MgO	13,278	2,995	0,502
CaO	0,000	0,000	0,000
MnO	0,187	1,818	0,037
FeO	15,876	24,087	29,726
NiO	0,153	0,297	0,690
ZnO	0,000	0,308	0,000
SnO	0,000	0,070	0,000
Suma	99,884	98,507	100,385

W przypadku omawianych spineli chromowych proces serpentynizacji miał istotny wpływ na powstanie poszczególnych stref wewnętrznych oraz kontrolę migracji poszczególnych pierwiastków między strefami (tab.1). Strefa pierwsza jest najbardziej zasobna w Cr i Al, w strefie drugiej zaznacza się znaczny spadek zawartości Cr i Al na rzecz Fe, natomiast w strefie trzeciej zarejestrowany został niemalże całkowity spadek zawartości Cr i Al na rzecz wysokiej zawartości Fe. Potwierdza to migrację pierwiastków w procesie serpentynizacji (Evans, Frost, 1975). Wyniki analiz w mikroobszarze poszczególnych ziaren spineli (stref pierwotnych) potwierdzają skład chemiczny spineli chromowych oraz klasyfikują je na diagramie systematyki spineli Bolewskiego w obszarze pikotyту (fig. 3). Zakres procentowej zawartości Cr₂O₃ w badanych spinelach mieści się pomiędzy 38 a 42%, ze średnią zawartością 40%, zakres zawartości Al₂O₃ mieści od 25 do 29% ze średnią zawartością 27%, zawartość MgO wynosi 5–13%, ze średnią zawartością 11%, a zawartość FeO od 16 do 27%, ze średnią 18%. Resztę składu chemicznego stanowi dopełnienie Fe₂O₃ oraz domieszki MnO, NiO, oraz TiO₂ którego zawartość nie przekracza 0,1% (tab. 2). Projektacja składu chemicznego spineli na trójkątnym diagramie Stevensa (fig. 4) pasuje badane ziarna w polach chromitów glinowych oraz spineli chromowych, a dodatkowo pole,

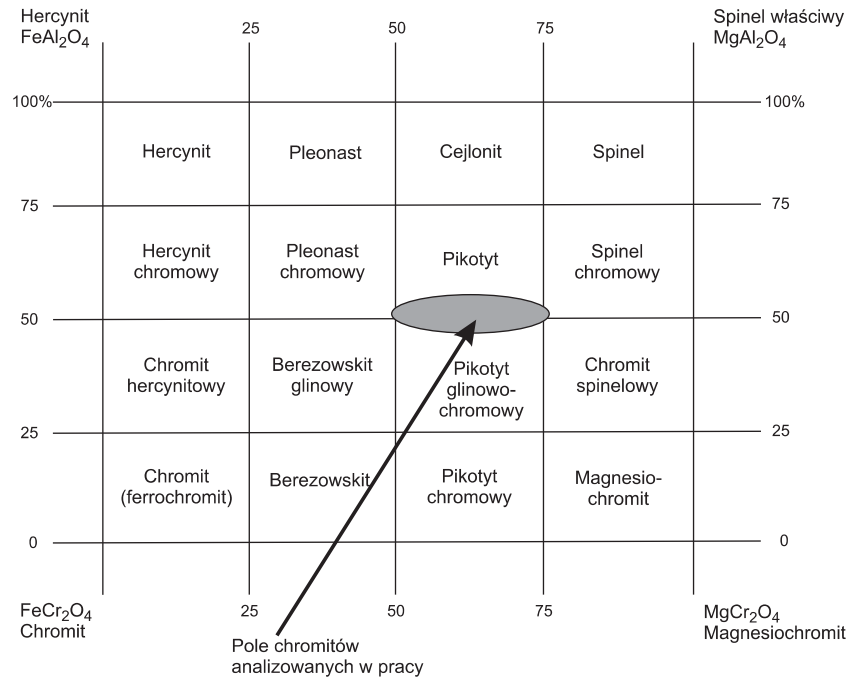


Fig. 3. Projekcja składu chemicznego analizowanych spineli chromowych na diagramie systematyki spineli chromowych Bolewskiego (1982)

Projection of chemical composition of chromian spinel grains analyzed on a Bolewski's systematics diagram of chromian spinels (1982)

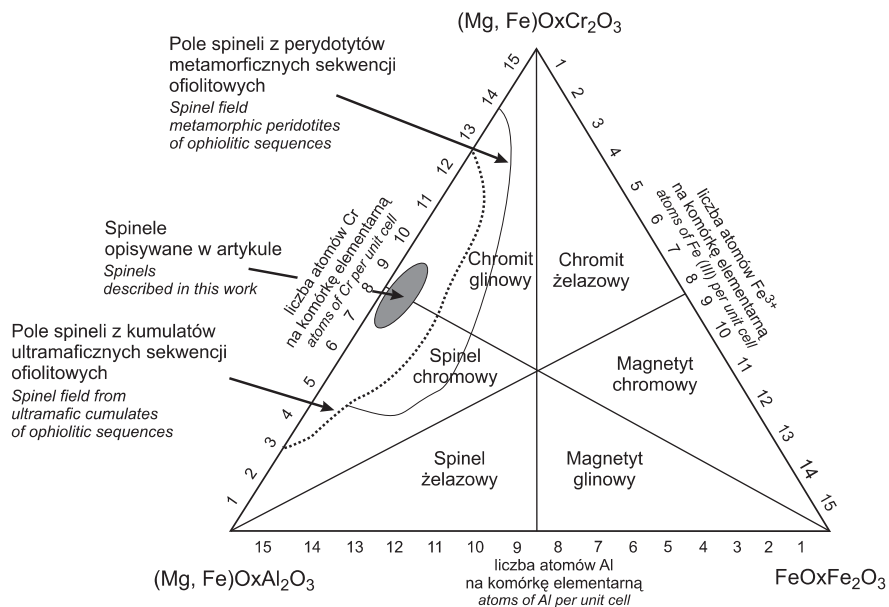


Fig. 4. Projekcja składu analizowanych spineli chromowych na trójkątnym diagramie Stevensa (1944)

Projection of chromian spinel composition on a triangular diagram of Stevens (1944)

Tabela 2

Wyniki oznaczenia składu chemicznego wybranych ziaren spineli chromowych
Chemical composition of chosen chromian spinel grains

Tlenki	Numery próbek										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	[% wag.]										
SiO ₂	0,007	0,023	0,007	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO ₂	0,030	0,052	0,039	0,067	0,076	0,054	0,045	0,015	0,025	0,049	0,023
Al ₂ O ₃	28,279	27,990	28,778	28,927	29,058	26,180	25,718	27,207	27,501	27,426	27,681
V ₂ O ₃	0,274	0,211	0,184	0,217	0,175	0,190	0,159	0,142	0,254	0,121	0,166
Cr ₂ O ₃	42,086	41,752	42,248	38,290	38,643	40,742	39,405	40,098	40,065	41,710	41,832
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	2,146	2,365	1,478	1,278	1,526	1,674	1,497	0,000
MgO	11,645	11,950	11,768	12,673	12,951	9,243	5,193	10,843	11,340	12,806	11,179
CaO	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,087	0,203	0,178	0,251	0,412	0,331	0,426	0,389	0,306	0,271	0,223
FeO	16,490	16,855	16,070	16,638	16,258	21,639	27,688	19,040	18,613	16,676	17,781
NiO	0,029	0,124	0,090	0,104	0,170	0,037	0,051	0,129	0,068	0,018	0,032
Suma	98,927	99,162	99,362	99,313	100,108	99,894	99,994	99,389	99,846	100,574	98,917
Kationy	[% wag.]										
Si	0,002	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,010	0,007	0,012	0,014	0,010	0,009	0,003	0,005	0,009	0,004
Al	8,108	8,024	8,193	8,238	8,204	7,668	7,744	7,888	7,908	7,769	7,998
V	0,053	0,041	0,036	0,042	0,034	0,038	0,033	0,028	0,050	0,023	0,033
Cr	8,095	8,029	8,068	7,315	7,319	8,005	7,959	7,799	7,729	7,926	8,108
Fe(III)	0,000	0,000	0,000	0,390	0,426	0,276	0,246	0,283	0,307	0,271	0,000
Mg	4,223	4,333	4,238	4,565	4,625	3,424	1,978	3,976	4,125	4,588	4,085
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,018	0,042	0,036	0,051	0,084	0,070	0,092	0,081	0,063	0,055	0,046
Fe(II)	3,355	3,429	3,246	3,362	3,257	4,497	5,916	3,917	3,798	3,352	3,646
Ni	0,006	0,024	0,017	0,020	0,033	0,007	0,011	0,026	0,013	0,003	0,006
Suma	23,865	23,938	23,843	23,995	23,996	23,995	23,996	24,001	23,998	23,996	23,926

w którym zamykają się wszystkie analizy spineli potwierdzają ich pochodzenie z perydotytów płaszczowych (Dubieńska, Gunia, 1997). Niska zawartość TiO₂ zaprzecza pojawieniu się spineli z kumulatów płaszczowych (Dick, Bullen, 1984; Barnes, Roeder, 2001; Kamenecky i in., 2001).

**UWAGI NA TEMAT INKLUZJI MINERALNYCH
W SPINELACH CHROMOWYCH**

W trakcie obserwacji ziaren spinelu chromowego w świetle odbitym, w nielicznych ziarnach dostrzeżone zostały

inkluzje minerałów o znacznie wyższym współczynniku refleksyjności od magnetytu, niższym reliefie i barwach od białej po żółtą. Zaobserwowane inkluzje mineralne występowały jedynie w II strefie, czyli w ferrochromicie. Zaledwie kilkanaście ziaren spineli chromowych została zakwalifikowana do szczegółowych badań w mikroobszarze. Inkluzje nie przekraczały wielkością 3 μm, a średnia ich wielkość wynosiła 1,5 μm. Z uwagi na niewielkie rozmiary, poprawna identyfikacja za pomocą EPMA nie była możliwa, uzyskano jedynie widma EDS wybranych inkluzji mineralnych, których cechy optyczne oraz skład pierwiastków wskazują na pojawienie się minerałów z grupy NiS oraz Cu₂S.

Inkluzje minerałów z grupy NiS

Milleryt NiS

Część obserwowanych w świetle odbitym minerałów z grupy NiS, posiada barwę żółtą podobną do chalkopirytu, wysoką zdolność refleksyjną podobną do nikielinu, relief względny znacznie niższy od magnetytu (grupa III–IV) oraz wykazują silną anizotropię w barwach od żółtych do szaroniebieskich (Piestrzyński, 1992) (fig. 5). Z uwagi na wyżej opisane cechy oraz widma EDS obserwowane siarczki porównano z cechami optycznymi millerytu. Omawiane powyżej ziarna były ksenomorficzne, o wielkości do 3 μm . Ponadto ziarna millerytu tkwią w strefie II spineli chromowych (w ferrochromicie). Strefa ta często wcina się głęboko w niezmienną strefę chromitu pierwotnego, a w cieniutkich wcięciach można dostrzec niewielkie inkluzje siarczków

niklu. Z uwagi na rozmieszczenie obserwowanych siarczków niklu w ferrochromicie nie wyklucza się przeobrażenia pierwotnie występujących w spinelach siarczków, takich jak pentlandyt lub pirotyt (Ramdohr, 1975). Nie zarejestrowano w bliskim kontakcie minerałów z grupy platynowców (Speczki, Olszyński, 1993).

Haezlewoodyt Ni_3S_2

Obserwowane w świetle odbitym ziarna haezlewoodytu posiadają barwę żółtobiałą z odcieniem kremowym, zdolność refleksyjną wysoką (fig. 6), dwójodbicie bardzo słabe, relief względny niższy od magnetytu (grupa III–IV) oraz wyraźną anizotropię w barwach zielonoszarych (Piestrzyński, 1992). Wielkość siarczków nie przekracza 3 μm . Wszystkie inkluzje haezlewoodytu, podobnie jak milleryt, zostały zaobserwowane w ferrochromicie.

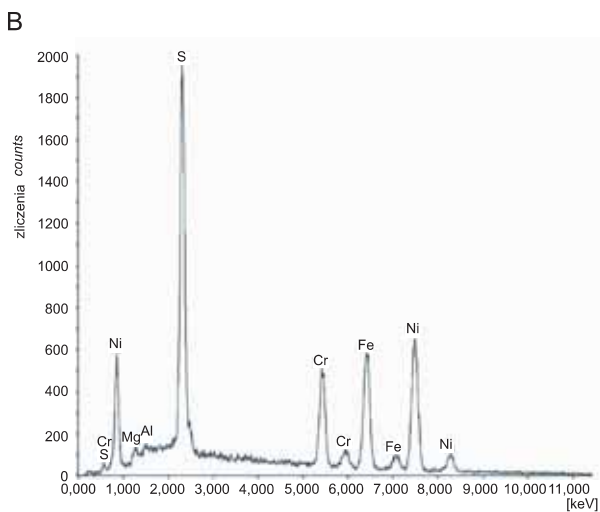
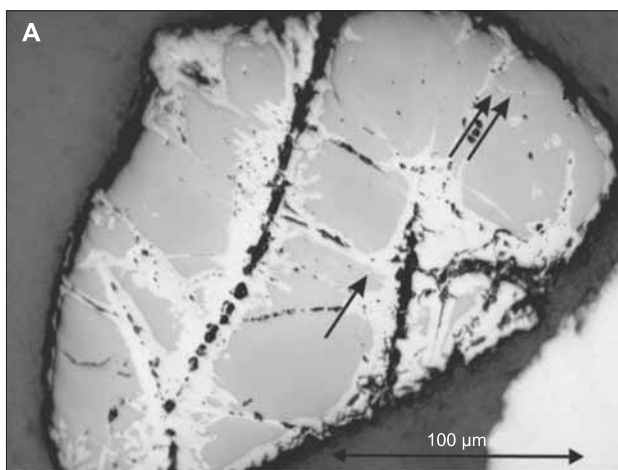


Fig. 5. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ziarna spinelu chromowego oraz inkluzji mineralnych (strzałki), (A); widmo EDS analizowanych siarczków niklu (B)

Image of a chromian spinel grain and Ni-inclusion (arrows) in reflected light (A), EDS of nickel sulphides (B)

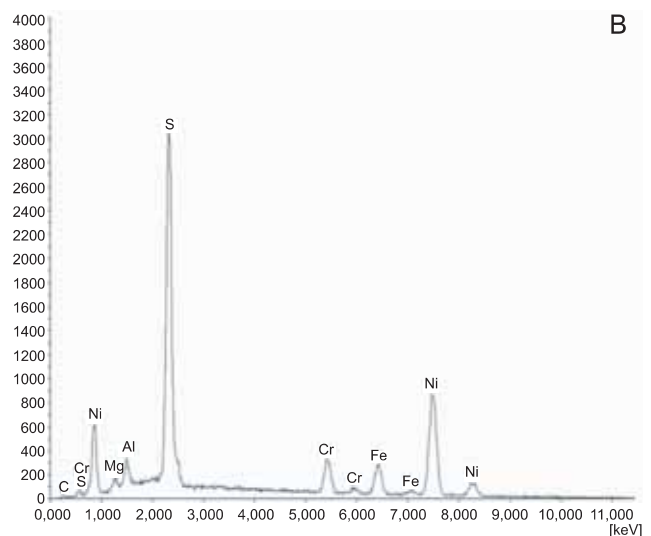
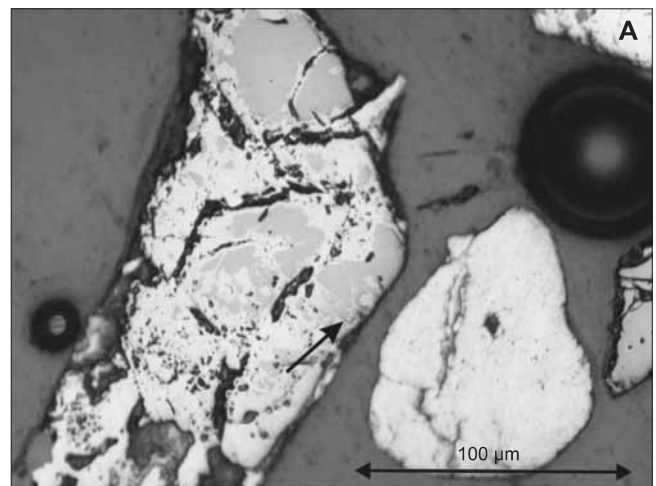


Fig. 6. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ziarna spinelu chromowego oraz inkluzji mineralnej (strzałka), (A); widmo EDS analizowanego siarczków niklu (B)

Image of a chromian spinel grain and Ni-inclusion (arrow) in reflected light (A), EDS of nickel sulphides (B)

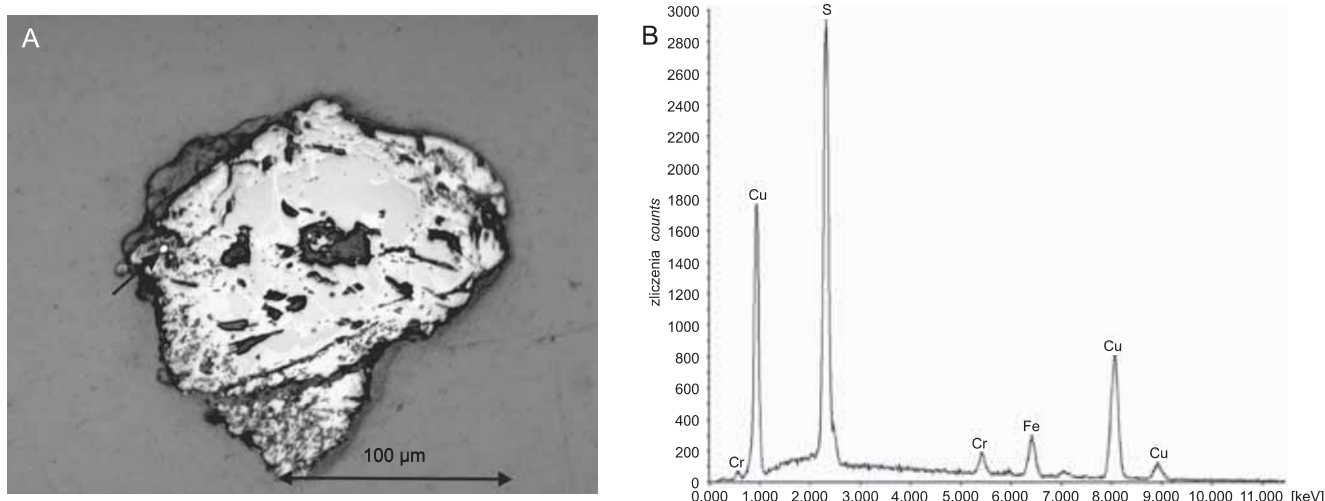


Fig. 7. Obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ziarna spinelu chromowego oraz inkluzji mineralnej (A); obok widmo EDS analizowanego siarczku miedzi (B)

Image of a chromian spinel grain and Cu-inclusion in reflected light (A), EDS of copper sulphide (B)

Inkluzje minerałów z grupy Cu_2S

Obserwowane minerały z tej grupy posiadają barwę białą w świetle odbitym, zdolność refleksyjną wyższą od magnetytu, niski relief (grupa III) oraz słabą anizotropię, ale moż-

liwą do obserwacji. Wszystkie inkluzje minerałów z tej grupy dostrzeżone zostały w strefie II omawianych spineli chromowych (fig. 7). Niewielkie rozmiary siarczku miedzi wykluczają możliwość dokładnego oznaczenia ich składu chemicznego, w związku z tym nie jest możliwe podanie nazwy minerału o przybliżonym wzorze Cu_2S z szeregu Cu_2S – CuS .

DYSKUSJA WYNIKÓW

W artykule przedstawiono wyniki badań składu chemicznego oraz tekstury ziaren spineli chromowych, które należą do ważnych wskaźników petrogenetycznych skał ultrazasadowych. Obszarem alimentacyjnym ziaren minerałów ciężkich był niewątpliwie masyw Gogołów–Jordnaów, o czym jednoznacznie świadczy skład chemiczny badanych ziaren spineli oraz ich budowa wewnętrzna (tab. 1, 2; fig. 2). Skład chemiczny spineli chromowych (tab. 2) wskazuje, że badane ziarna pochodzą z perydotytów płaszczowych, stanowiących najniższy człon sekwencji ofiolitowej (Coleman, 1977). W pracy wykorzystano diagram dyskryminacyjny (fig. 4) dokumentujący pochodzenie spineli chromowych z poziomu perydotytów płaszczowych. Nie stwierdzono spineli chromowych zawierających podwyższone koncentracje TiO_2 , które mogłyby wskazywać na ich pochodzenie z poziomu kumulatów ultramaficznych (Dick, Bullen, 1984; Barnes, Roeder, 2001; Kamenecky i in., 2001). Wystąpienia kumulatów ultramaficznych udokumentowane tylko w rejonie przełęczy Tapadła (Spangenberg, 1943) i brak spineli o składzie typowym dla kumulatów ultramaficznych może wskazywać na ograniczone rozprzestrzenienie poziomu tych

kumulatów w zachodniej części masywu G–J. Zmiany składu chemicznego i zmiany teksturalne obserwowane w brzeżnej części spineli chromowych wskazują na szereg przemian metamorficznych jakim były poddawane skały budujące masyw G–J (fig. 2). Procesy te obejmują zarówno metamorfizm typu dna morskiego (Coleman, 1977), jak i metamorfizmu HP-HT, któremu były poddane skały serpentynitowe tego masywu w strefie subdukcji (Dubińska, 2005). Spinele chromowe były szczegółowo badane w świetle odbitym, w celu udokumentowania wystąpień minerałów z grupy platyny (PGM) oraz złota rodzimego. Minerały tego typu były wielokrotnie opisywane w skałach pierwotnych sekwencji ofiolitowych (Ortega-Guterres i in., 2005; Uysar i in., 2005). Na podstawie przesłanek z prac dokumentujących wystąpienia platynowców w ziarnach chromitów (Angeli i in., 2001) oraz wcześniejszych odkryć minerałów z grupy platynowców w skałach masywu G–J (Speczik, Olszyński, 1993) poszukiwano wrostków minerałów o izometrycznym pokroju oraz wysokiej zdolności refleksyjnej, które mogłyby być minerałami z grupy platynowców. W wymienionych pracach źródłowych wielokrotnie opisywano

wystąpienia minerałów osmu, irydu, platyny, palladu (Ortega-Guterres i in., 2005). W badanych ziarnach chromitu dostrzeżono jedynie inkluzje siarczków niklu oraz siarczków miedzi. Nie stwierdzono jednakże obecności złota rodzimego, które zostało wcześniej udokumentowane w skałach sekwencji ofiolitowej (Speczik, Piestrzyński, 1996; Delura, 2004). Brak minerałów z grupy platyny (PGM) oraz mała ilość siarczków, jak i pseudomorfoz po nich, może być wynikiem procesów metamorficznych, którym ulegały skały

ultramaficzne masywu G–J. Podsumowując, wyniki wykonanych badań mineralogicznych wskazują, że skały okruczowe rejonu Uliczna (SW część masywu Gogołów–Jordanów) nie są perspektywiczne dla wystąpień złóż złota i platynowców. Jednakże przebadano jedynie spinele chromowe z dwóch najmniejszych frakcji, pomijając frakcje grube minerałów ciężkich. Rozszerzenie prac badawczych o frakcje grubsze mogłoby, być może, przynieść oczekiwane wyniki.

WNIOSKI

1. Skład chemiczny spineli chromowych występujących w badanych szlichach potwierdza pochodzenie chromitów z poziomu perydotytów płaszczowych sekwencji ofiolitowej.

2. Skały ultramaficzne masywu Gogołów–Jordanów stanowiące główny obszar alimentacyjny dla badanych minerałów chromowych, uległy złożonym procesom metamorficznym, zapisanym w składzie chemicznym spineli oraz w ich charakterystycznej budowie wewnętrznej.

3. Budowa wewnętrzna spineli chromowych oraz występowanie inkluzji siarczków niklu i miedzi w strefie II oma-

wianych spineli, potwierdza duży udział procesów serpentyzacji w migracji pierwiastków Ni i Cu.

4. Pojawienie się inkluzji mineralnych siarczków niklu wskazuje, iż obszar ten może być perspektywiczny dla dalszych poszukiwań minerałów z grupy platynowców.

5. Małe rozmiary inkluzji skłaniają do ponownego przeprowadzenia obserwacji spineli chromowych z grubszych frakcji koncentratów minerałów ciężkich.

LITERATURA

- ANGELIN., FLEET M.E., THIBAUT Y., CANDIA M.A.F., 2001 — Metamorphism and PGE-Au of chromitite from the Ipanema mafic/ultramafic Complex, Minas Gerais, Brazil. *Min. and Petrol.*, **71**: 173–194.
- BARNES S.J., ROEDER M.A., 2001 — The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 12: 2279–2301.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- COLEMAN R.G., 1977 — Ophiolites. *Ansient oceanic lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin.
- DELURA K., 2004 — Native gold-Ni-arsenides assemblage in serpentinites from Czarna Góra, Śląza Ophiolite Complex. *Pr. specjalne PTM*, **24**: 127–130.
- DICK H.J.B., BULLEN T., 1984 — Chromian spinel as petrogenic indicator in abyssal and alpinotype peridotites and spatially associated lavas. *Contr. Miner. Petrology*, **86**: 54–76.
- DUBIŃSKA E., GUNIA P., 1997 — The Sudetic ophiolite; current view on its geodynamic model. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 1–20.
- DUBIŃSKA E., BYLINA P., 2006 — Serpentine minerals. *Miner. Pol.*, **37**, 2.
- EVANS B.W., FROST B.R., 1975 — Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **39**: 959–972.
- IRVINE T.N. 1967 — Chromium spinel as a petrogenic indicator. Part 2, Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, **4**: 71–103.
- JAMROZIK L., 1989 — Ofiolit Śląży i jego pozycja tektoniczna, Ofiolit Śląży i jego mineralizacja rudna: 18–30. Symp. Naukowe, Wrocław-Sobótka, Wyd. Uniwer. Wrocł., Wrocław.
- KAMENETSKY V.S., GRAWFORD A.J., MEFFRE S., 2001 — Factors controlling chemistry of magmatic spinel; an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusion from primitive rocks. *J. Geol.*, **42**, 4: 655–671.
- MAJEROWICZ A., MIERZEJEWSKI M., 1995 — Petrologia, pozycja tektoniczna i geotektoniczna skał krystalicznych NE i SE osłony masywu granitowego Strzegom-Sobótka. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku: 59–84. Przewodnik LXVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław, 21–24.IX.1995. Ann. Soc. Geol. Pol., wydanie Specjalne. Cz. I.*
- MONDAL S.K., RIPLEY E.M., LIB C., FREIR., 2006 — The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India. *Precambrian Res.*, **148**: 45–66.
- NARĘBSKI W., WAJSPRYCH B., BAKUNN-CZUBAROW N., 1992 — On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suits in the Polish Part of Sudetes. *Ofioliti*, **2**, 3: 407–428.
- NISKIEWICZ J., 1989 — Mineralizacja rudna ofiolitu Śląży w świetle badań próbek skalnych z odsłoneń powierzchniowych. Ofiolit Śląży i jego mineralizacja rudna: 98–125. Sympozjum Naukowe Wrocław-Sobótka, Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- O'HANLEY D.S., 1996 — Serpentinities. Records of tectonic and petrological history. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, **34**. Oxford Univ. Press, Oxford.
- ORTEGA-GUTERRES F., GARUTI G., ZACCARINI F., PROENZA J.A., 2005 — Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlan complex, southern Mexico) implications for post-magmatic modification. *Min. and Petrol.*, **84**: 147–168.
- PIESTRZYŃSKI A., 1992 — Wybrane materiały do ćwiczeń z petrografii rud. Wyd. AGH, Kraków.

- RAMDOHR P., 1975 — Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag Berlin.
- ROEDER P.L., 1994 — Chromite: From the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *Can. Mineral.*, **32**: 729–746.
- SALAĆIŃSKI R., 1992 — Origin of ore minerals in mafic and ultramafic rock of Sowie Mt. block surrounding. *Geol. Sudet.*, **26**, 1/2: 1–34.
- SPECZIK S., PIESTRZYŃSKI A., 1995 — Au-mineralization from the Śląza ophiolite complex, SW Poland. *W: Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts* (red. J. Pašava i in.): 191–193. Proc. Third Biennial Meeting, Prague/Czech Republic. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- SPECZIK S., OLSZYŃSKI W., 1993 — Platynowce w serpentynitach strefy Gogołów–Jordanów. *Pr. Specjalne PTM*, **3**: 117–122.
- SPANGENBERG K., 1943 — Die Chromerzlagertstätte von Tompadel am Zobten. *Z. prakt. Geol.*, **51**, Berlin.
- STEVENS R.E., 1944 — Composition of some chromites of the Western Hemisphere. *Am. Miner.*, **29**, 1/2: 1–64.
- UDYSAR I., SADIKLAR M.B., TARKIAN M., KARSLI O., AYDIN F., 2005 — Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca. Evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Min. and Petrol.*, **83**: 219–242.