

SKAŁY GABROWE MASYWU NOWEJ RUDY W SUDETACH I ICH MINERAŁY

Gabbroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda massif (Sudetes)

Maria BORKOWSKA

Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

SPIS TREŚCI

Wstęp	3
Krótką charakterystyka petrograficzna skal	5
Skład chemiczny skał gabrowych	6
Minerały gabroidów noworudzkich	14
Pirokseny	14
Plagioklasy	18
Oliwiny	20
Pierwiastki śladowe w skałach i minerałach	22
Temperatury krystalizacji	26
Wnioski końcowe	28
Literatura	29
Summary	31

STRESZCZENIE. Występujące w północnej części masywu gabrowo-diabazowego Nowej Rudy (południowo-zachodnie obrzeżenie gnejsowego bloku Gór Sowich) grubokrystaliczne skały plutoniczne poddane zostały analizie chemicznej i mineralogicznej w celu ustalenia ich pochodzenia i warunków krystalizacji. Wyniki analiz chemicznych skał przedstawiono na diagramach Px-P1-O1 (minerały normatywne), SiO_2 względem $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ i AFM. Porównano je z analizami gabr i troktolitów z innych masywów, w tym przede wszystkim z analizami bazytów kompleksów ofiolitowych. Zbadano też skład chemiczny i własności rentgenowskie piroksenów, plagioklazów i oliwinów. Stwierdzono, że skład normatywny gabroidów na ogół dobrze odpowiada rzeczywistości, a zmienność głównych składników chemicznych przeważnie mieści się na diagramach w obrębie pól podanych przez Colemana jako charakterystyczne dla chemizmu maficznych i ultramaficznych kumulatów ofiolitowych. Skład piroksenów zbliżony jest również do składu

piroksenów takich kumulatów. Struktury plagioklazów są stosunkowo słabo uporządkowane, przy czym najniższy stopień uporządkowania (najniższe „wskaźniki pośredniości”) wykazują plagioklasy troktolitów i plagioklazytów. Oliwiny odznaczają się wysoką zawartością forsterytu, wyższą w troktolitach niż w gabrach. Ich struktury mają wiązania Mg-O raczej jonowe niż kowalentne, świadczące o wysokiej temperaturze i niskim ciśnieniu krystalizacji. Temperatura krystalizacji zbadanych skał gabrowych waha się w granicach od $\sim 900^\circ\text{C}$ do 1260°C ; wartość dolna odpowiada równowadze osiągniętej w warunkach subsolidusu, górna najwyższej temperaturze osiągniętej w czasie krystalizacji piroksenów, oliwinów i chromitu. Jest bardzo możliwe, że gabroidy noworudzkie stanowią produkt przetopienia skorupy oceanicznej, czyli fragment kompleksu ofiolitowego, mimo pewnych różnic, jakie wykazują w porównaniu z bazytami typowych ofiolitów.

WSTĘP

W południowo-zachodnim obrzeżeniu bloku gnejsowego Gór Sowich odsłania się duży masyw gabrowo-diabazowy rozciągający się między Nową Rudą a Bożkowem na długości około 9 km. Masyw ten, o powierzchni około 15 km^2 , ma kształt klina biegnącego w kierunku NNW-SSE i zwęża-

jącego się ku południowi (fig. 1). Jego część północna zbudowana jest z gruboziarnistych skał gabroidowych, część południowa, oddzielona od gabr strefą kataklastyczną, z diabazów, początkowo gruboziarnistych, a w najbardziej południowej części masywu o ziarnie drobnym. Niewielkie wy-

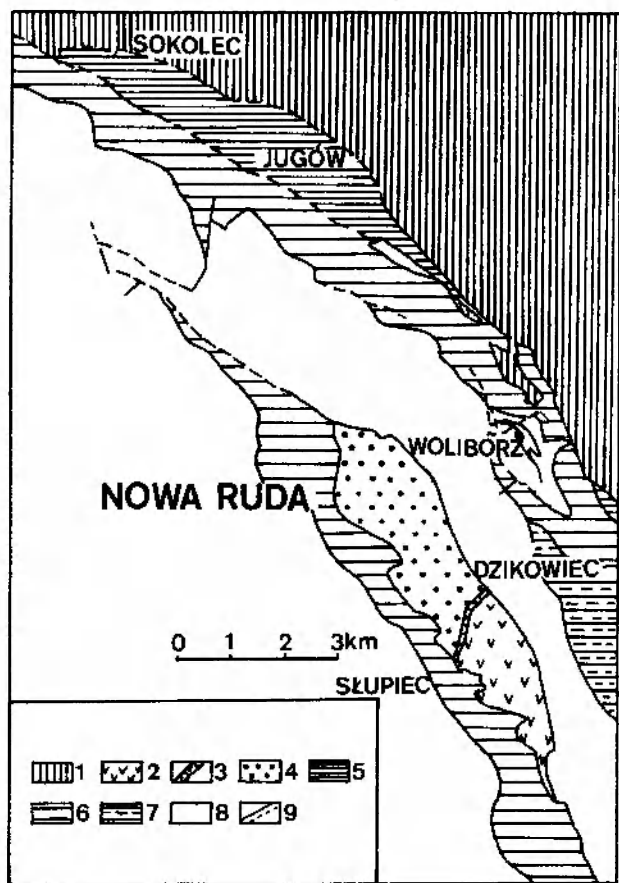


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Nowej Rudy (wg Jamrozika 1981 uproszczony). 1 – blok gnejsowy Gór Sowich; 2 – diabazy; 3 – gabbrowo-diabazowe skały kataklastyczne strefy Słupiec-Dzikowiec; 4 – gabbroidy; 5 – osady dolnego karbonu; 6 – osady górnego karbonu; 7 – struktura Gór Bardzkich; 8 – osady czerwonego spągowca; 9 – uskoki rzeczywiste i prawdopodobne

Geological sketch map of the environs of Nowa Ruda (after Jamrozik 1981, simplified). 1 – Góry Sowie gneissic block; 2 – diabases; 3 – gabbro-diabase cataclastic rocks of the Słupiec-Dzikowiec zone; 4 – gabbroids; 5 – Lower Carboniferous sediments; 6 – Upper Carboniferous sediments; 7 – Góry Bardzkie structure; 8 – Rotliegendes sediments; 9 – real and probable faults

stąpienie gabr w Sokolcu na NW od Nowej Rudy nie łączy się co prawda bezpośrednio na powierzchni z masywem, stanowi jednak prawdopodobnie, podobnie jak i masyw noworudzki, fragment tej samej większej jednostki zasadowego podłoża (Oberc 1972).

Zasadowe intruzje wokół bloku gnejsowego Gór Sowich reprezentowane przede wszystkim przez gabra i serpentyny nie doczekały się do tej pory jednoznacznego określenia wieku. Oberc (1960) zalicza je do prekambriu, Teisseyre (1968) uznaje ich wiek staropaleozoiczny za bardziej prawdopodobny. Nagromadzenie tych intruzji w

pobliżu krawędzi bloku sowiogórskiego świadczy – zdaniem Teisseyre'a – o istnieniu tu w pewnych okresach bardzo głębokich nieciągłości, którymi podchodziły ku górze magmy ultrazasadowe i zasadowe. Znosko (1981) uważa zasadowe i ultrazasadowe skały towarzyszące na znacznej przestrzeni brzegom gnejsowego bloku za możliwe „relikty lub produkty przetopienia skorupy oceanicznej”.

O wieku gabr okolic Nowej Rudy wiemy jedynie, że jest on przedgórnodewoński, w opisywanym bowiem przez Bederkego (1924) profilu górnego dewonu Dzikowca, którego strop tworzą drobnoziarniste szarogłazy kulmu, gabro znajduje się w spągu pod górnodewońskimi wapieniami z otoczkami tegoż gabra. Górny dewon Dzikowca leży na gabrze jako typowy utwór transgresywny, zaś gabro zostało w najniższej części dewońskiej sekwencji włączone w wapienny konglomerat gabrowy.

Spośród skał zasadowych występujących wokół bloku Gór Sowich gabra okolic Nowej Rudy są z punktu widzenia mineralogiczno-petrograficznego najbardziej interesujące. Najstarszy i, jak na owe czasy, bardzo wnikliwy opis petrograficzny różnych odmian skał gabroidowych masywu znajdujemy w objaśnieniach Dathego (1904) do arkusza Neurode (Nowa Ruda) niemieckiej mapy geologicznej w skali 1 : 25 000. W okresie powojennym gabra noworudzkie stały się przedmiotem kilku interesujących publikacji. Pierwsze unowocześnione ich opisy petrograficzne zawarte są w *Regionalnej geologii Polski* (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). W 1968 roku Maciejewski poświęcił w swej pracy o ultrazasadowych i zasadowych skałach w obramowaniu bloku gnejsowego Gór Sowich gabrom i diabazom noworudzkim osobny rozdział, przedstawiając w nim ogólną charakterystykę skał plutonicznych masywu oraz produktów ich wietrzenia. Na szczególną uwagę spośród publikacji powojennych na temat gabroidów okolic Nowej Rudy zasługują prace Smulikowskiego „*Massif gabbroidal de Wolibórz*” (1973) i Białowolskiej „*Geochemia masywów gabrowych Nowej Rudy i Ślęży*” (1973) oraz „*Pegmatyty gabrowe masywu Nowej Rudy*” (Białowolska, Sałaciński 1981). Pierwsza stanowi współczesne studium petrograficzne wszystkich odmian skał gabroidowych, które w stanie stosunkowo dobrze zachowanym spotkać można przede wszystkim we wsi Wolibórz i jej okolicy, w szczególności na wzgórzu Kmiotek na południowy wschód od wsi. W pracach Białowolskiej znajdujemy interesujące wiadomości o zróżnicowaniu geochemicznym skał gabrowych (1973) oraz o procesach metasoma-

tyczno-hydrotermalnych prowadzących do powstania ich pegmatytów (1981).

Z badań prowadzonych ostatnio w obrębie masywu wymienić należy prace Jamrozika (1981), który – wykonując m. in. w tym regionie badania tektoniczne – dysponował również materiałami z wierceń w otworach Nowa Ruda-1 i Przygórze-1 sięgających w gabrze 500 metrów w głąb. Wśród badanych przez siebie afanitycznych diabazów najbardziej południowej części masywu gabrowo-diabazowego autor ten znalazł w Czerwieńczycach utwory sferoidalne typu pillow-lava w pobliżu metabazytów jednostki metamorficznej Kłodzka. Znaleźisko to potwierdza – zdaniem Jamrozika – opinię o coraz płytszym poziomie konsolidacji magmy w kierunku od północy ku

południowi, wskazuje również na podmorskie środowisko wylewu w czasie końcowego stadium ewolucji magmatyzmu. Wydaje się jednak, że nie można mieć całkowitej pewności o przynależności tych law do masywu noworudzkiego, a nie do jednostki kłodzkiej.

Autorka niniejszego opracowania badania swe oparła na skałach występujących na powierzchni, których próbki w dużej części udostępnione jej zostały przez Profesora K. Smulikowskiego. Celem jej badań było w głównej mierze dokonanie na podstawie szczegółowego studium minerałów próby określenia warunków krystalizacji skał, które od tak wielu lat budzą wciąż żywe zainteresowanie geologów.

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ

Wśród skał północnej części gabrowego masywu Nowej Rudy wyróżnić można: gabra oliwinowe, gabra bezoliwinowe, troktolity, plagioklazyty, perydotyty zawierające niewielkie ilości plagioklazu i piroksenów, diabazy. Wiele z nich jest w stanie dość daleko posuniętych przeobrażeń pomagmowych – autometamorficznych i hydrotermalnych, co ogromnie utrudnia interpretację wyników analiz mineralogicznych. Szczególnie silnie przeobrażony jest oliwin, z reguły pocięty żyłkami serpentynu, któremu najczęściej towarzyszą liczne tlenki żelaza, miejscami całkowicie zserpentinizowany lub zmieniony w bowlingit. Również plagioklasy są często plamiste – zsaussuryzowane, a klinopirokseny częściowo zuralityzowane.

Gabro oliwinowe jest ciemną, prawie czarną gruboziarnistą skałą złożoną z plagioklazu, piroksenu i oliwinu. Plagioklaz, wykształcony w postaci krótkich tabliczek zbliżonych albitowo i peryklinowo, często również karlsbadzko, wykazuje niejednokrotnie budowę pasową i ma skład labradoru-bytownitu. Szerokopłytkowy piroksen należy do diopsydu wykształconego w formie blaszkowo łupliwego diallagu. Labrador i diallag występują najczęściej w równowadze ilościowej. Oliwin, mniej od nich liczny, jest często pocięty siatką bladezielonkawego serpentynu, a miejscami przeobrażony też w żółtozielony bowlingit lub podobne produkty wtórne o zabarwieniu czerwono-brunatnym. Z minerałów akcesorycznych występują magnetyt, ilmenit i apatyt. Gabra oliwinowa okolic Sokolca wykazuje objawy kataklastycznych deformacji. W powyginanych kryszta-

łach klinopiroksenu widoczne są spękania wypełnione bezbarwnym chlorytem o subnormalnych barwach interferencyjnych. Taki sam chloryt wypełnia również spękania w plagioklazach.

Gabro bezoliwinowe, megaskopowo zielonkawoszare, zawiera jako główne składniki plagioklaz – labrador-bytownit – i diallag. Z minerałów akcesorycznych występują w nim magnetyt, ilmenit, piryty i apatyt. W gruboziarnistych partiach skalnych piroksen, w osobnikach o długości 1-1,5 cm, przeważa nad plagioklazem, podczas gdy plagioklaz dominuje w odmianach średnioziarnistych. Klinopiroksen wykazuje wyraźnie widoczne pod mikroskopem obwódki ortopiroksenowe, a miejscami również amfibolowe. W porównaniu z gabrem oliwinowym gabro bezoliwinowe jest na ogół silniej przeobrażone. Zaawansowany jest tu często rozkład plagioklazu, który traci swą przezroczystość i staje się plamisty, przy czym w plamach najczęściej pojawiają się klinozoizyt oraz serycyt lub kaolinit. W spękaniach widoczny jest również aktynolit, którego igły skupiają się lokalnie w dość gęste agregaty. Pojawiająca się w skałach dobrze zachowanych na diallagu w formie obwódek hornblenda aktynolitowa obserwowana jest w skałach silniej przeobrażonych również we wnętrzu klinopiroksenów. Najsilniej zuralityzowane są gabra skataklastyczne.

Troktolity, które w północnej części masywu noworudzkiego zajmują obszar ok. 0,5 km² i występują w szczególnej obfitości na wzgórzu Kmiołek (560 m) koło Woliborza, noszą tu nazwę pstrągowców, nadaną im przez geologów niemieckich z powodu szczególnego wyglądu mega-

skopowego. W zbitej zielonkawobiałej masie skałeniowej występują mniejsze lub większe kanciaste plamki czarniawozielonego serpentynu, wydłużone owalnie bądź kręte, które nadają skale na świeżym przełamie wygląd cętkowany przypominający plamście nakrapianą łuskę pstrąga. Głównymi minerałami troktolitów są silnie zasadowe plagioklasy (w niektórych partiach nawet o składzie anortytu) i na ogół silnie zserpentyzowany oliwin. Klinopiroksen (diallag) i stowarzyszony z nim ortopiroksen są tu najczęściej zupełnie podrzędne. Grudki magnetytu występują w spękaniach oliwinów towarzysząc serpentynowi. Miejscami widoczne są skupienia chromitu, który może być również w pojedynczych ziarnach rozsiany po całej skale. Przecinające skałę spękania wypełnione są wtórnym amfibolem i prehnitem.

Troktolity są miejscami zubożone w plagioklaz

i wykazując wyraźną przewagę masy serpentynowej powstałej z oliwinu zbliżają się swym wyglądem zewnętrznym i składem mineralnym do serpentynitu. W skałach takich spotykane są również diallag, relikty oliwinu, nowo powstały magnetyt i chromit. Gdyby nie silny na ogół stopień serpentynizacji i obecność plagioklazu, skały te uznać by można za perydotyty.

Jasne skały czysto niemal plagioklazowe stowarzyszone z troktolitami zwykle w plagioklaz zubożonymi nazwane zostały przez K. Smulikowskiego plagioklazytami. Zawierają one plagioklasy silnie zasadowe (bytownity), zwykle częściowo przeobrażone w mętne skupienia klinozoiytu i serycytu. W skałach tych spotykany jest też wtórny chloryt i takież amfibol. Amfibol (aktynolit) i prehnit wypełniają również spękania przecinające plagioklazyty.

SKŁAD CHEMICZNY SKAŁ GABROWYCH

W celu ustalenia warunków krystalizacji opisanych skał gabroidowych wybrano spośród nich 13 najbardziej reprezentatywnych i możliwie najlepiej zachowanych próbek i wykonano z nich analizy chemiczne, których wyniki zestawiono w tabeli 1. Tabela zawiera analizy 10 gabr i 3 troktolitów, przy czym jeden z troktolitów jest skałą bardzo silnie zserpentyzowaną, wyraźnie zubożoną w plagioklasy. Większość skał analizo-

wanych pochodzi z okolic Woliborza, z małego, starego kamieniołomu obok szosy tuż przy wsi i ze wzgórza Kmiotek na SE od wsi, dwie skały z okolic Sokolca i jedna z okolic Jugowa; trzy ostatnio wymienione nie należą już do masywu noworudzkiego *sensu stricto*.

Analizy nie odbiegają w większości od znanych z literatury analiz skał gabrowych. Pod względem zawartości SiO_2 i Al_2O_3 zbliżają się do średnich

Tabela 1. Skład chemiczny gabroidów okolic Nowej Rudy (% wag)
Chemical composition of gabbroids from the environs of Nowa Ruda (weight %)

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Nr próbki Sample No.	I	II	III	5h	36b	26	27	96a	95	682	44c	27A	5e
SiO_2	50,06	49,95	48,34	50,82	50,31	48,81	48,68	49,01	49,55	49,25	41,36	43,79	37,98
Al_2O_3	19,62	15,40	17,67	15,14	14,14	17,89	15,99	16,40	20,46	15,66	19,02	23,00	7,32
TiO_2	0,34	0,51	0,32	0,44	0,47	0,35	0,35	0,33	0,28	0,19	0,08	0,24	0,13
Fe_2O_3	0,93	0,93	1,78	1,41	1,10	0,44	2,64	1,23	0,89	0,44	3,08	2,33	5,11
FeO	2,89	4,16	3,59	3,75	4,21	3,12	3,77	2,94	2,82	2,85	2,19	1,82	4,13
MnO	0,06	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	—	0,08	0,06	0,07	0,08	0,06	0,13
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—	—	—	—
MgO	7,38	11,29	10,15	9,65	11,14	9,77	10,20	10,75	7,42	12,27	14,86	10,37	29,55
CaO	13,96	14,45	13,30	14,88	15,20	14,29	13,90	15,87	12,11	16,12	9,54	11,22	3,66
Na_2O	2,64	2,34	2,84	2,24	2,05	2,69	2,07	1,87	3,19	1,68	1,37	2,04	0,31
K_2O	0,25	0,18	0,17	0,03	0,04	0,18	—	0,05	0,58	0,25	0,15	—	—
P_2O_5	0,34	0,34	0,20	0,33	0,20	0,02	0,01	0,27	0,07	0,17	0,02	0,02	0,02
S	0,06	0,05	0,02	0,04	0,05	0,01	0,04	0,02	śląd	—	0,02	śląd	0,04
CO_2	0,18	0,18	—	0,31	—	0,33	0,29	0,18	0,30	0,14	0,66	0,80	0,98
H_2O^+	1,39	0,57	1,58	1,21	1,27	0,16	1,98	1,11	2,38	0,83	7,17	4,57	10,90
H_2O^-	0,20	0,14	0,30	0,20	0,16	2,08	0,11	0,22	0,31	0,40	1,02	0,27	1,78
Suma	100,30	100,58	100,33	100,54	100,43	100,22	100,12	100,34	100,42	100,32	100,62	100,53	100,26

c.d. tab. 1

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Norma CIPW													
or	1,50	1,06	1,00	0,17	0,22	1,06	—	0,28	3,50	1,50	0,94	—	—
ab	22,58	19,75	19,44	19,13	17,50	18,65	17,82	15,98	26,10	12,73	12,52	18,03	2,99
an	41,48	31,02	35,50	31,41	29,52	36,97	34,97	36,56	40,70	34,72	46,59	52,76	13,34
ne	—	—	2,67	—	—	2,44	—	—	0,80	0,88	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,88	1,17	2,71
di	{wo	10,63	15,72	12,64	16,33	18,94	13,80	13,87	16,82	7,66	18,37	—	—
	{en	7,87	11,64	9,55	12,13	13,99	10,31	10,71	13,05	5,65	14,18	—	—
	{fs	1,70	2,52	1,78	2,57	3,09	2,10	1,65	1,91	1,25	2,19	—	—
ny	{en	4,35	0,83	—	9,50	3,89	—	8,27	1,38	—	—	9,81	7,11
	{fs	0,95	0,18	—	2,02	0,86	—	1,27	0,20	—	—	0,40	0,30
ol	{fo	4,44	11,09	11,22	1,76	7,03	10,09	4,75	8,90	9,23	11,57	21,06	13,85
	{fa	1,06	2,63	2,31	0,42	1,71	2,25	0,81	1,45	2,26	1,97	0,92	0,66
mt	1,37	1,35	2,62	2,07	1,62	0,65	3,90	1,81	1,32	0,65	4,85	3,53	8,31
or	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—	—	—	—	—
il	0,64	0,97	0,62	0,84	0,91	0,68	0,68	0,62	0,55	0,37	0,17	0,47	0,27
ap	0,81	0,81	0,47	0,77	0,47	0,03	0,03	0,64	0,17	0,40	0,03	0,03	0,05
py	0,12	0,10	0,03	0,07	0,10	0,01	0,07	0,04	—	—	0,04	—	0,07
cc	0,41	0,41	—	0,70	—	0,77	0,68	0,41	0,70	0,32	1,61	1,91	2,50
MgO/ /(MgO + FeO*)	0,66	0,69	0,66	0,66	0,68	0,73	0,62	0,73	0,67	0,79	0,75	0,72	0,77
FeO*/ /(MgO + FeO*)	0,34	0,31	0,34	0,34	0,32	0,27	0,38	0,27	0,33	0,21	0,25	0,27	0,23

Norma obliczona po odjęciu H₂O i znormalizowaniu analizy.
Norms calculated on deletion of H₂O and normalizing.

* Całe żelazo przeliczone na FeO
Total iron recalculated to FeO

1 (I) – gabbro oliwinonośne ze starego kamieniołomu przy szosie, Wolibórz; 2 (II) – gabbro oliwinowe z tego samego kamieniołomu; 3 (III) – gabbro oliwinowe z drogi do tego kamieniołomu; 4 (5h) – gabbro bezoliwinowe ze wzgórza Kmiotek (560 m) na SE od Woliborza; 5 (36b) – gabbro oliwinowe z tego samego wzgórza; 6 (26) – gabbro piroksenowe z tego samego wzgórza; 7 (27) – gabbro piroksenowe z tego samego wzgórza; 8 (96a) – gabbro oliwinowe, Sokolec; 9 (95) – częściowo zuralityzowane gabbro piroksenowe, Sokolec; 10 (682) – gabbro piroksenowe, Jugów; 11 (44c) – troktolit (pstrągowiec) ze wzgórza Kmiotek; 12 (27A) – troktolit z tego samego wzgórza; 13 (5e) – zserpentyzowany troktolit melanokratyczny z tego samego wzgórza.

1 (I) – olivine-bearing gabbro from an old quarry near the highroad in Wolibórz; 2 (II) – olivine gabbro from the same quarry; 3 (III) – olivine gabbro from a cart-road leading to this quarry; 4 (5h) – olivine-free gabbro from Kmiotek hill (560 m) SE of Wolibórz; 5 (36b) – olivine gabbro from the same hill; 6 (26) – clinopyroxene gabbro from the same hill; 7 (27) clinopyroxene gabbro from the same hill; 8 (96a) – olivine gabbro, Sokolec; 9 (95) – pyroxene gabbro, partially uralitized, Sokolec; 10 (682) – pyroxene gabbro, Jugów; 11 (44c) – troctolite („Forellenstein”) from Kmiotek hill; 12 (27A) – troctolite from the same hill; 13 (5e) – serpentized melatroctolite from the same hill.

Analizy wykonano w Laboratorium Chemicznym Kombinatu Geologicznego w Katowicach

składów gabra podanych przez Johannsena (1939) i Nockoldsa (*vide* Mueller, Saxena 1977). W porównaniu z gabrami, zanalizowane troktolity mają skład bardzo zróżnicowany. Wszystkie badane skały odznaczają się dużą zawartością magnezu, przy czym wybitnie bogaty jest w magnez silnie zserpentyzowany troktolit melanokratyczny (anal. nr 13). Stopień serpentynizacji znajduje swe odbicie między innymi w dużej zawartości wody wykazanej w analizach (11, 12, 13). Skład normatywny (CIPW) dość dobrze ilustruje skład rzeczywisty zanalizowanych skał. Najbardziej od składu rzeczywistego różni się skład normatywny próbek 95 i 682 (anal. 9 i 10) oraz próbki 5e (anal. 13). Pierwsze dwie reprezentują gabra bezoliwinowe, które w swym składzie mineralnym zawierają dość duże ilości uralitu, zoizytu, sery-

cytu i chlorytu; obie skały są dość wyraźnie zdeformowane tektonicznie, w szczególności gabbro z Sokolca (anal. 9), w którym kryształki piroksenu są często powyginane, a bliźniacze prążki w plagioklazach uskokowo poprzesuwane. Zaliczona do troktolitów skała melanokratyczna 5e, zawierająca w swym składzie rzeczywistym jedynie nikłe ilości piroksenów, wykazała w normie aż 31% hiperstenu, niewątpliwie z powodu dużej zawartości minerałów wtórnych o większej niż oliwin zawartości SiO₂. W przypadku obliczenia normy po przeliczeniu całego żelaza wykazanego w analizie chemicznej na FeO zawartość normatywnego hiperstenu spada do 21% wag., a normatywnego oliwinu wzrasta do ~57%, co jest bliższe składowi rzeczywistemu skały, ale i w tym przypadku ilość wykazanego hiperstenu jest zdecydowanie za

wysoka; przy takim obliczeniu nie ma jednak w normie tlenków żelaza, w składzie rzeczywistym skały wyraźnie obecnych.

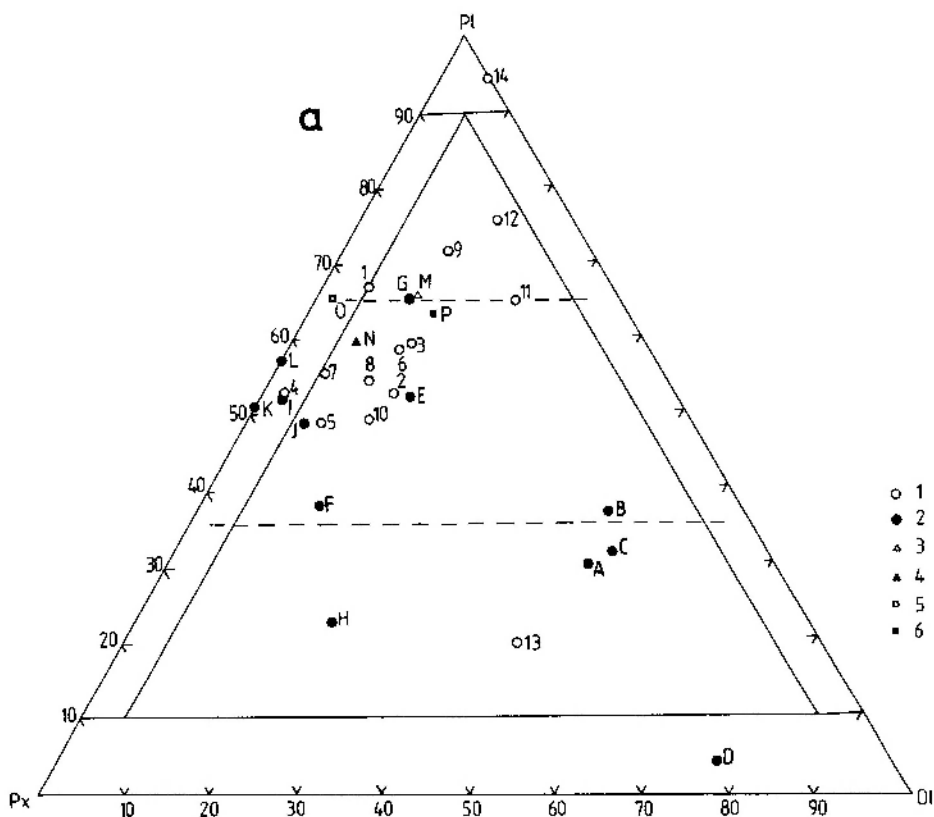
W tabeli 1 nie ma analizy plagioklazytu. Podana poniżej analiza bytownitytu zaczerpnięta została z pracy Smulikowskiego (1973) i przeliczona – podobnie jak analizy przedstawione w tabeli 1 – na skład normatywny:

	% wag. norma CIPW		
SiO ₂	48,23	or	0,8
Al ₂ O ₃	29,30	ab	25,8
TiO ₂	0,21	an	65,5
Fe ₂ O ₃	1,43	ne	0,8
FeO	0,33	cs	4,4
MgO	0,68	mt	0,5
Na ₂ O	16,01	hm	1,4
K ₂ O	3,18	il	0,4
H ₂ O ⁺	0,74		
H ₂ O ⁻	0,14		

Wykorzystując na ogół dobrą zgodność składu normatywnego z rzeczywistym większości omawianych skał, naniesiono punkty je reprezentujące na trójkąt piroksen-plagioklaz-oliwin (fig. 2). Analiza plagioklazytu oznaczona została numerem 14. Figura 2 podzielona została na 2 części: *a* i *b*. W trójkącie *a* wykorzystano dane przedstawione w tabeli 1 i podane w tekście dla plagioklazytu,

w trójkącie *b* – dane z normy obliczonej po potraktowaniu żelaza sumarycznie jako FeO. Większość punktów zanalizowanych skał znalazła się na obu trójkątach w polu gabr oliwinowych, melatroktolit zserpentynizowany (5e) w polu melagabr, plagioklazyt w polu dla siebie właściwym, gabra I z małego kamieniołomu w Woliborzu, gabra 95 z Sokolca i troktolit 27A ze wzgórza Kmiotek w Woliborzu – w polu gabroidów leukokratycznych. Gabra bezoliwinowe 5h znalazło się na tym trójkącie w polu takich właśnie gabr, podobnie bardzo blisko tego pola wypadł punkt przedstawiający bezoliwinowe gabra 27; oba te punkty w trójkącie *b* są przesunięte w prawo, podobnie zresztą jak większość innych. I tak troktolity 27A i 44c tylko na trójkącie *b* znajdują się w polu troktolitów, zgodnie z rzeczywistością, na trójkącie *a* ich punkty przesunięte są w pole gabr oliwinowych. Także zserpentynizowany troktolit melanokratyczny, choć na obu trójkątach znajduje się w polu gabr, na trójkącie *b* bliższy jest granicy między gabrami oliwinowymi a troktolitami niż na trójkącie *a*. Można by zatem powiedzieć, że trójkąt *a* oddaje właściwie skład rzeczywisty gabr bezoliwinowych, a trójkąt *b* – troktolitów.

W celu porównawczym zestawiono w tabeli 2 analizy chemiczne 12 skał zasadowych (gabr i troktolitów) wybranych spośród podanych przez Coleman (1977) jako charakterystyczne dla mafito-



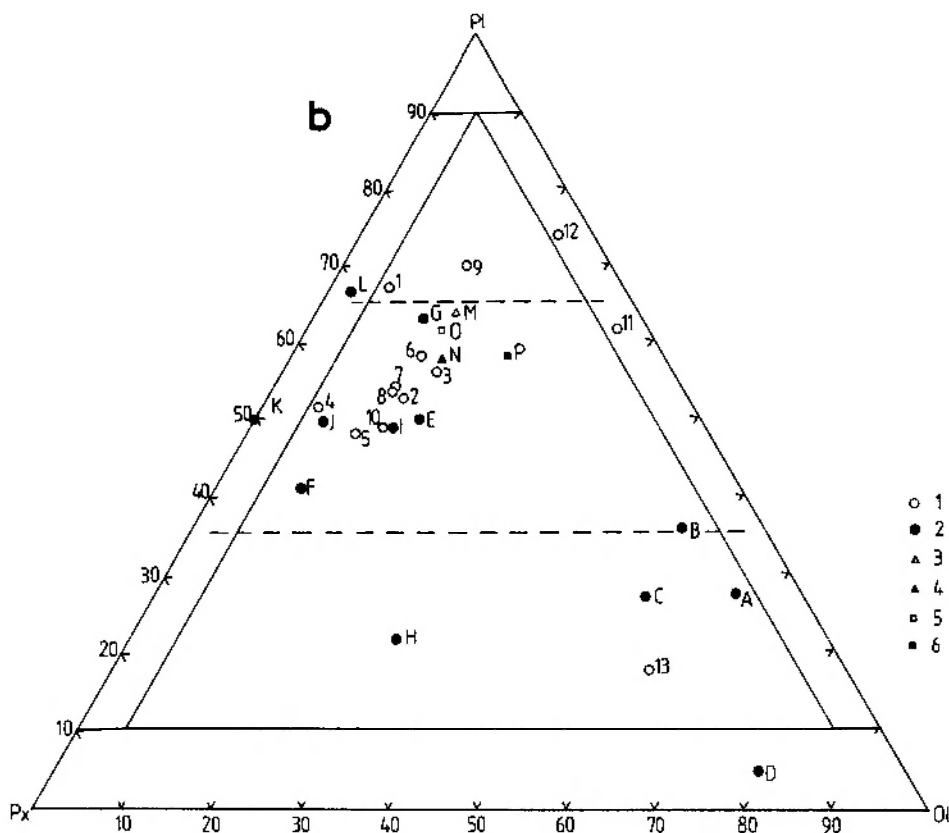


Fig. 2. Skład gabroidów noworudzkich na podstawie minerałów normatywnych (diopsyd + hipersten, plagioklaz, oliwin) na tle wybranych skał zasadowych innych masywów (*a* – norma obliczona z uwzględnieniem Fe_2O_3 , *b* – norma obliczona po przeliczeniu Fe_2O_3 na FeO). 1 – skały gabroidowe regionu Nowej Rudy; 2 – gabra i troktolity kompleksów ofiolitowych (Coleman 1977); 3 – gabro facji brzeżnej intruzji Skaergaard; 4 – średni skład gabra według Nockoldsa (*vide* Mueller, Saxena 1977); 5 – średni skład gabra bezoliwinowego według Johannsena (1939); 6 – średni skład gabra oliwinowego według Daly’ego (*vide* Johannsen 1939)

Composition of Nowa Ruda gabbroids based on normative minerals (diopside + hypersthene, plagioclase, olivine) against the composition of selected basic rocks from other massifs (*a* – norms calculated with Fe_2O_3 ; *b* – norms calculated on conversion of Fe_2O_3 to FeO). 1 – gabbroic rocks from the Nowa Ruda region; 2 – gabbros and troctolites from ophiolite assemblages (Coleman 1977); 3 – border-facies gabbro of the Skaergaard intrusion; 4 – average composition of gabbro after Nockolds (*vide* Mueller, Saxena 1977); 5 – average composition of olivine-free gabbro after Johannsen (1939); 6 – average composition of olivine gabbro after Daly (*vide* Johannsen 1939)

wych i ultramafitowych kumulatów kompleksów ofiolitowych; punkty odpowiadające ich składom normatywnym naniesiono również na trójkąty na figurze 2. W tabeli 2 podano też średnie składy gabr wg Nockoldsa (*vide* Mueller, Saxena 1977) i Johannsena (1939) oraz skład gabra facji brzeżnej masywu Skaergaard na Grenlandii wg Wagera i Deera (*vide* Mueller, Saxena 1977). Gabro masywu Skaergaard znalazło się na obu trójkątach na samej granicy (trójkąt *a*) lub bardzo blisko granicy (trójkąt *b*) pomiędzy gabrami oliwinowymi normalnymi i leukokratycznymi, średni skład gabra wg Nockoldsa ma swe punkty projekcyjne w polu gabr oliwinowych z dużą zawartością plagioklazów, średni skład gabra bezoliwinowego wg Johannsena – w polu takich właśnie gabr na trójkącie *a* i w polu gabr oliwinowych (prze-

suniecie w prawo) na trójkącie *b*, zaś średni skład gabra oliwinowego w polu normalnych gabr oliwinowych na obu trójkątach. Skały zespołów ofiolitowych (analizy A-L w tab. 2) znalazły się w większości w polu gabr oliwinowych, dwie* w polu gabr bezoliwinowych, trzy w polu melagabr oliwinowych i jedna w polu skał ultramaficznych z plagioklazem na obu trójkątach. Żadna nie wpadła w pole troktolitów, choć dwie z nich (A, B) są w rzeczywistości troktolitami. Ich punkty projekcyjne na trójkącie *b* znalazły się bardzo blisko granicy troktolitów melanokratycznych, na trójkącie *a* są przesunięte bardziej w lewo w polu gabr oliwinowych. Oba te troktolity są – podobnie jak troktolit 5e z Woliborza –

* Na trójkącie *a* trzy.

Tabela 2. Skład chemiczny gabroidów z różnych masywów (% wag.)
Chemica composition of gabbroids from other massifs (weight %)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P
SiO ₂	37,90	39,90	40,50	43,10	44,64	45,40	46,07	46,50	46,10	48,10	50,20	50,50	47,92	48,35	49,25	46,49
Al ₂ O ₃	8,60	10,40	9,50	1,50	17,16	12,50	22,21	7,00	15,95	16,50	16,10	18,30	18,87	16,84	17,49	17,73
TiO ₂	—	0,10	0,10	—	0,08	0,25	0,08	0,25	0,15	0,10	0,09	0,13	1,40	1,32	0,75	1,17
F ₂ O ₃	6,00	3,10	3,10	1,40	1,07	2,50	0,87	2,60	5,05	0,63	1,10	0,94	1,18	2,55	3,76	3,66
F ₂ O	6,70	5,30	7,10	7,40	2,95	4,70	2,74	6,50	1,75	3,35	4,40	5,50	8,65	7,92	5,96	6,17
MnO	—	—	—	0,11	0,06	0,08	0,08	0,18	0,08	0,08	0,10	0,13	0,11	0,18	0,11	0,17
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	25,90	24,40	24,20	42,80	12,70	17,80	8,82	21,60	10,85	11,90	11,20	9,50	7,82	8,05	6,61	8,86
CaO	5,90	6,80	8,90	1,80	16,25	12,00	17,48	11,00	16,40	16,90	12,50	12,80	10,46	11,07	10,61	11,48
Ni ₂ O	0,30	0,80	0,70	0,10	0,59	0,15	0,68	0,43	0,80	0,55	0,89	1,49	2,44	2,26	2,59	2,16
K ₂ O	—	—	—	0,10	0,06	0,10	0,11	0,14	0,05	0,06	0,23	0,03	0,19	0,56	1,00	0,78
P ₂ O ₅	0,20	—	0,20	0,05	—	0,01	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,01	0,07	0,24	0,29	0,29
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	0,11	—	0,04	0,06	—	0,09	—
H ₂ O ⁺	8,60	7,90	6,40	0,80	3,89	3,50	1,03	2,70	1,60	1,25	2,00	0,70	0,41	0,64	1,59	1,04
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—
Suma	100,10	98,70	100,70	99,16	99,52	98,99	100,26	98,56	98,83	99,55	98,84	100,07	99,85	100,00	100,22	100,00
Norma CIPW																
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,39	0,34	—	—	—	—
or	—	—	—	0,61	0,33	0,61	0,67	0,83	0,28	0,33	1,45	0,17	1,11	3,28	6,00	4,67
ab	2,72	6,60	5,55	0,73	4,72	1,16	5,71	3,82	6,92	4,72	7,76	12,68	20,70	19,28	22,22	18,44
an	24,19	27,72	24,16	3,45	45,98	34,67	57,60	17,38	40,89	43,12	40,48	43,42	40,17	34,33	33,61	36,75
ne	—	—	0,37	—	0,28	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di	2,69	3,96	8,92	2,25	15,78	11,50	12,31	16,25	17,72	17,24	9,74	8,39	4,66	8,12	7,32	7,97
	2,13	3,14	6,80	1,78	12,26	8,94	9,25	12,32	15,28	12,98	7,02	5,56	2,72	4,99	4,80	5,58
hy	0,25	0,36	1,17	0,21	1,77	1,28	1,80	2,23	—	2,48	1,82	2,20	1,72	2,65	1,99	1,71
	12,47	7,55	—	12,67	—	20,71	—	17,48	8,99	9,03	21,68	18,16	8,03	8,68	10,18	2,63
oi	1,43	0,87	—	1,49	—	2,96	—	3,17	—	1,73	5,62	7,19	5,07	4,61	4,22	0,80
	38,93	39,54	39,80	66,02	14,48	11,61	8,96	18,12	2,39	5,60	—	—	6,12	4,51	1,17	9,79
mt	4,92	5,01	7,54	8,58	2,30	1,83	1,91	3,63	—	1,18	—	—	4,27	2,63	0,54	3,30
	9,53	4,94	4,78	2,67	1,62	3,81	1,28	3,92	5,61	0,93	1,65	1,39	1,72	3,73	5,54	5,38
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	1,33	—	—	—	—	—	—	—
cr	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	—	0,21	—	—	0,15	0,49	0,15	0,49	0,29	0,18	0,17	0,24	2,69	2,52	1,44	2,25
	0,54	—	0,50	0,10	—	0,03	0,10	0,13	0,10	0,03	0,07	0,03	0,17	0,57	0,67	0,67
py	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—
cc	—	—	—	—	0,16	—	—	—	—	0,25	—	0,09	0,14	—	0,20	—

MgO/ (MgO + FeO*) FeO*/ (MgO + FeO*)	0,68	0,75	0,71	0,83	0,76	0,72	0,71	0,71	0,63	0,75	0,60	0,45	0,44	0,55	0,41	0,43
	0,32	0,25	0,29	0,17	0,24	0,28	0,29	0,25	0,37	0,25	0,40	0,55	0,56	0,35	0,59	0,52

Norma obliczona po odjęciu H₂O i znormalizowaniu analizy. * Całe żelazo przeliczone na FeO.
Norms calculated on deduction of H₂O and normalized to FeO.

A-L – gąbry i troktolity kompleksów ofiolitowych wybrane spośród maficznych i ultramaficznych skał lumiatowych, których analizy chemiczne podane zostały przez Coleman na (1977): A-B – troktolity; C, F, I, J – gąbry olivinowe; E – gąbry z ofiolitu Papui (wg składu normalizowanego skała ultramaficzna z plagioklazem); E – olivinowość gąbry uralitowej; G, H, L – gąbry; K – gąbry uralitowe

M – gąbry facji brzożnej masywu Skaergaard wg Wagera i Deera (*vide* Mueller Saxena 1977).

N – średni skład gąbry wg Nockolds (*vide* Mueller, Saxena 1977)

O – średni skład gąbry bezolivinowego (Johannsen 1939)

P – średni skład gąbry olivinowego (z 17 analiz) wg Daly'ego (*vide* Johannsen 1939).

A-L – gąbry i troktolity olivinitowe (chosen from mafic and ultramafic cumulates: rocks presented by Coleman 1977). A-B – troctolites; C, F, I, J – olivine gabbros; E – gabbro, Papua ophiolite (plagioclase-bearing ultramafic rock after the ICPW norm); E – olivine-bearing uralite gabbro; G, H, L – gabbros; K – uralite gabbro.

M – border-faces gabbro of the Skaergaard complex according to Wager and Deer (*vide* Mueller, Saxena 1977).

N – average composition of gabbro after Nockolds (*vide* Mueller, Saxena 1977).

O – average composition of olivine-free gabbro after Johannsen (1939).

P – average composition of olivine gabbro (from 17 analyses) after Daly (*vide* Johannsen 1939).

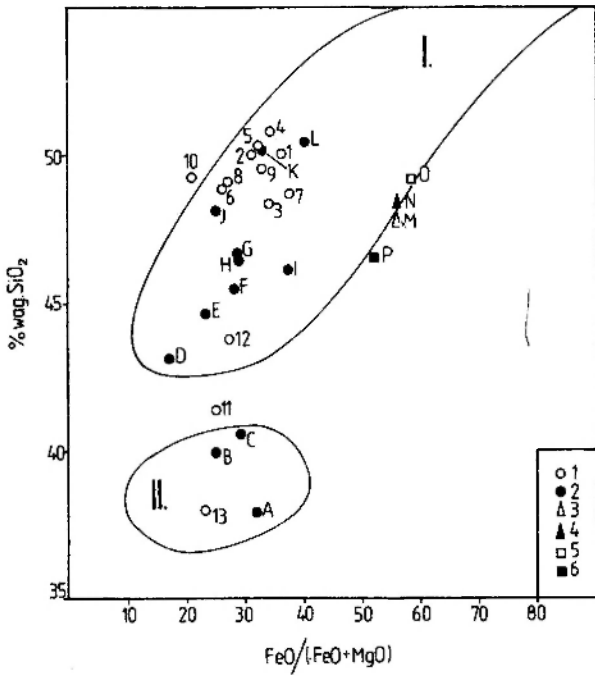


Fig. 3. SiO_2 względem $\text{FeO}^{\text{V}}/(\text{FeO}^{\text{V}} + \text{MgO})$ (FeO^{V} – całe żelazo przeliczone na FeO) w gabroidowych skałach okolic Nowej Rudy na tle wybranych skał kumulatowych ofiolitów (diagram wg Colemana 1977). Objaśnienia jak na figurze 2. I – pole kumulatów maficznych; II – pole kumulatów ultramaficznych

SiO_2 versus $\text{FeO}^{\text{x}}/(\text{FeO}^{\text{x}} + \text{MgO})$ (FeO^{x} – total iron recalculated to FeO) in gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda against selected ophiolite cumulate rocks according to Coleman (1977). Explanations as in figure 2. I – field of mafic cumulates; II – field of ultramafic cumulates

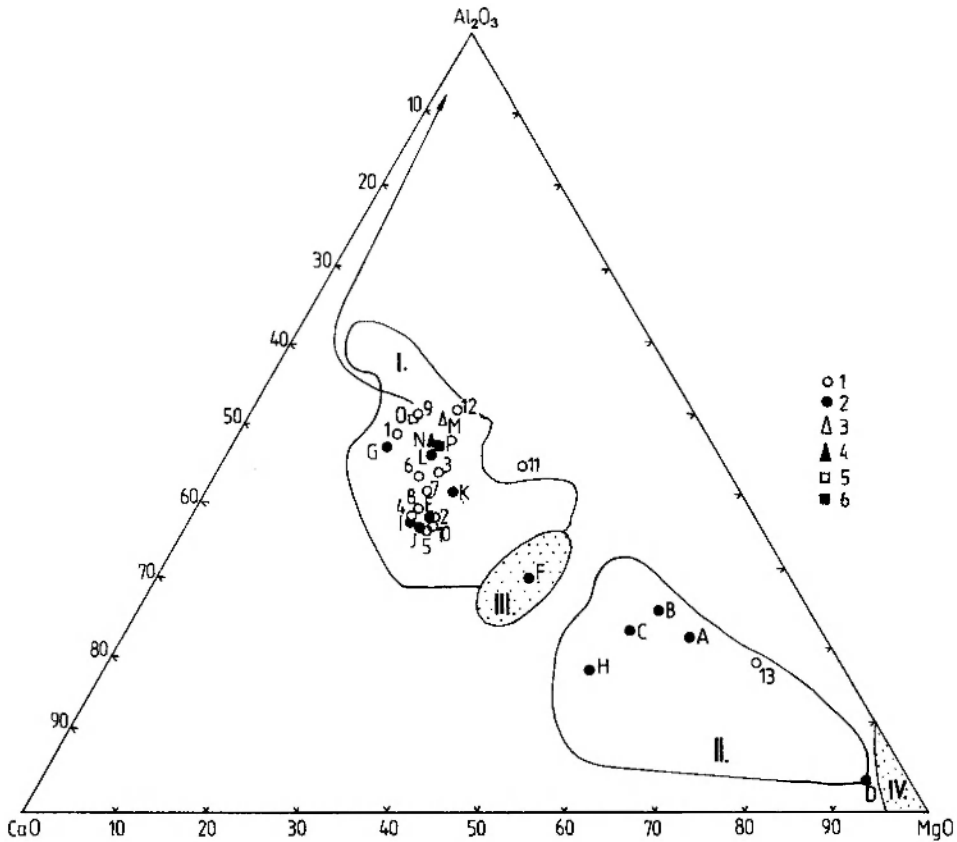


Fig. 4. $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (% wag.) w gabroidowych skałach okolic Nowej Rudy na tle wybranych skał kumulatowych ofiolitów (diagram Colemana 1977 z nakreślonym kierunkiem dyferencjacji magmy masywu Skaergaard). Objaśnienia jak na figurze 2. I – pole kumulatów maficznych; II – pole kumulatów ultramaficznych; III – pole komatiitów; IV – pole perydotytów metamorficznych

$\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (wt. %) in gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda against selected ophiolite cumulate rocks (Coleman's triangular diagram with plots of cumulate rock fields and the Skaergaard liquid trend). Explanations as in figure 2. I – field of mafic cumulates; II – field of ultramafic cumulates; III – komatiite field; IV – field of metamorphic peridotites

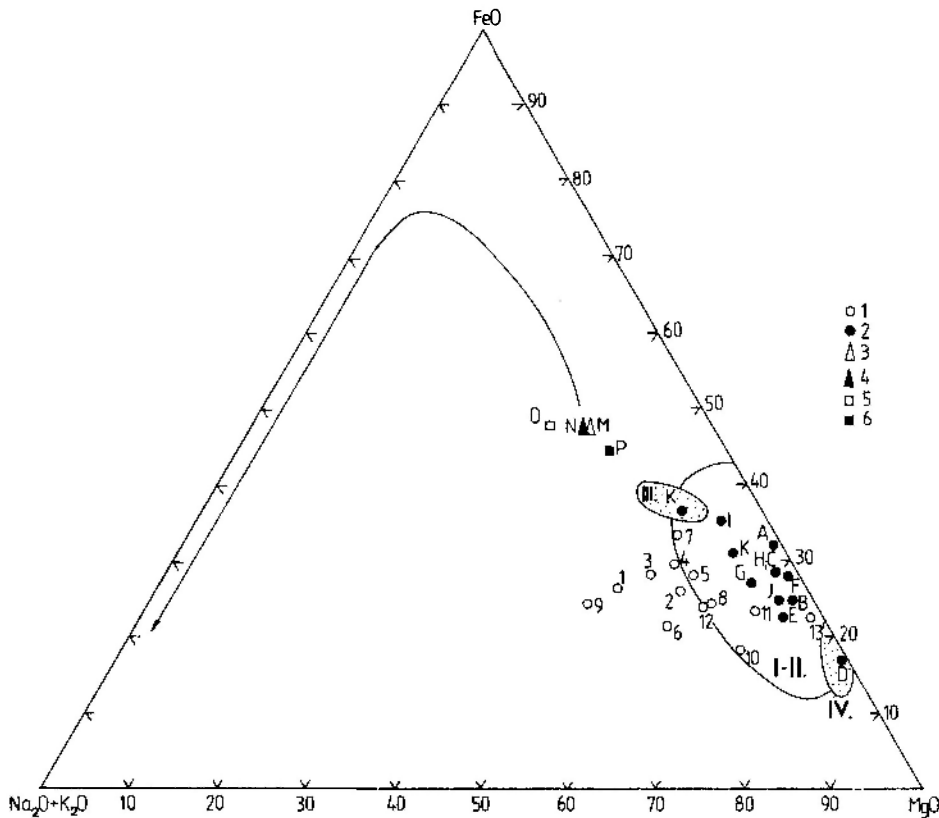


Fig. 5. Diagram AFM (% wag.) gabroidowych skał okolic Nowej Rudy na tle maficznych i ultramaficznych skał kumulatowych (wg Colemana 1977) i kierunku dyferencjacji magmy masywu Skaergaard. I-II – pole maficznych i ultramaficznych skał kumulatowych ofiolitów; III – pole komatiitów; IV – pole peridotytów metamorficznych. Objaśnienia jak na figurze 2

Triangular diagram AFM (wt. %) of gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda against selected mafic and ultramafic rocks of ophiolite assemblages and the Skaergaard liquid trend (diagram according to Coleman 1977). I-II – field of mafic and ultramafic ophiolite cumulate rocks; III – komatiite field; IV – field of metamorphic peridotites. Explanations as in figure 2

skalami niewątpliwie wtórnie zmienionymi i stąd swym składem normatywnym i pozycją na wykresach bliskie temu troktolitowi.

W celu zbadania zmienności chemicznej zanalizowanych skał naniesiono wyniki na wykres SiO_2 względem $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ (fig. 3), na trójkąt $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (fig. 4) oraz na trójkąt AFM (fig. 5). Zgodnie z przewidywaniem, na wykresie na figurze 3 praktycznie wszystkie skały, z wyjątkiem troktolitów 44c i 5e*, znalazły się w polu kumulatów maficznych. Skała melanokratyczna wpadła w pole kumulatów ultramaficznych. Na wykresie na figurze 4 sytuacja przedstawia się tak samo. Na wykresie AFM gabroidy rejonu Nowej Rudy znalazły się tylko częściowo w polu maficznych i ultramaficznych kumulatów

kompleksów ofiolitowych. Są one co najmniej w połowie przypadków bogatsze w alkalia od skał ofiolitowych Colemana. Dalekie są jednak również od pokazanego na wykresie na figurze 5 kierunku dyferencjacji magmy masywu Skaergaard. W porównaniu ze skałami tego masywu gabra noworudzkie wywodzą się ze stopu wyraźnie bogatszego w magnez.

Od gabra grenlandzkiego różnią się też gabra noworudzkie ubóstwem tytanu. Żadna z analiz w tabeli 1 nie wykazała w nich zawartości TiO_2 wyższej od 1%, podczas gdy w skałach masywu Skaergaard może ona wynosić nawet 5%. Zdaniem Colemana tak niskie zawartości tytanu charakterystyczne są dla kumulatów kompleksów ofiolitowych. Nie wydaje się to jednak całkowicie słuszne, gdyż również gabra Bushveldu, które z ofiolitami nic wspólnego nie mają, nie odznaczają się wysoką zawartością tego pierwiastka.

* Punkty 11 i 13 na wykresach.

MINERAŁY GABROIDÓW NOWORUDZKICH

PIROKSENY

Z 9 skał zanalizowanych chemicznie wyseparowano pirokseny. Separację wykonywano w cieczach ciężkich i na separatorze izodynamicznym, następnie odpowiednią frakcję oczyszczano pod lupą. Oczyszczone pirokseny poddane zostały analizie chemicznej i rentgenowskiej; wyniki przedstawiono odpowiednio w tabeli 3 i w tabeli 5.

Tabela 4 zawiera analizy składu niektórych piroksenów wykonane na mikrosondzie elektronowej. Poddane jej zostały pirokseny (klinopiroksen i ortopiroksen) z troktolitu 44c oraz 4 ziarna klinopiroksenów z gabra oliwinowego 36b. Pirokseny w troktolicie występują w ilościach podrzędnych i ich separacja nie była możliwa; jedynie analiza na mikrosondzie mogła pozwolić na poznanie składu obu rodzajów piroksenów. W wy-

Tabela 3. Skład chemiczny klinopiroksenów z gabr okolic Nowej Rudy (‰ wag.)
Chemical composition of clinopyroxenes of gabbros from the environs of Nowa Ruda (weight ‰)

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nr próbki Sample No.	II	III	5h	36b	26	27 średnio- ziarniste tło mega- kryształy		96a	95	682
SiO ₂	49,90	49,45	48,54	50,31	49,50	50,02	50,02	50,28	49,14	50,79
Al ₂ O ₃	3,77	3,70	3,50	3,89	5,47	3,90	3,94	4,00	5,32	5,15
TiO ₂	0,97	0,85	0,86	0,86	0,54	0,57	0,45	0,66	0,77	0,37
Fe ₂ O ₃	3,01	3,50	2,87	2,49	2,57	2,25	1,97	2,39	2,84	2,29
FeO	5,12	4,80	5,25	5,15	2,72	2,88	2,34	4,14	4,25	2,89
MnO	0,18	0,18	0,20	0,09	0,13	0,15	0,09	0,13	0,16	0,07
MgO	17,00	17,11	16,87	16,62	16,07	17,16	16,90	17,29	15,82	17,09
CaO	19,20	19,14	19,40	19,21	19,63	21,00	21,89	19,34	19,07	18,86
Na ₂ O	0,55	0,65	1,13	1,17	2,05	0,72	0,77	0,72	0,70	1,80
K ₂ O	ślad	ślad	0,20	0,15	ślad	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30
H ₂ O ⁺	0,28	0,52	0,56	0,02	1,44	0,98	0,65	0,09	1,48	—
H ₂ O ⁻					0,10		0,10	0,14		0,06
Suma	99,97	99,90	99,38	99,96	100,22	99,73	99,22	99,28	99,65	99,67
Liczba kationów na podstawie 6 tlenów – Number of ions on the basis of six O										
Si	1,843	1,833	1,825	1,856	1,831	1,851	1,858	1,860	1,835	1,874
Al ^{IV}	0,157	0,160	0,153	0,144	0,169	0,149	0,142	0,140	0,165	0,126
Al ^{VI}	0,008			0,034	0,069	0,020	0,030	0,033	0,069	0,098
Ti ^{IV}		0,007	0,022							
Ti ^{VI}	0,028	0,017	0,001	0,023	0,015	0,016	0,012	0,019	0,022	0,010
Fe ³⁺	0,084	0,098	0,081	0,070	0,071	0,062	0,056	0,061	0,081	0,062
Fe ²⁺	0,158	0,149	0,165	0,158	0,084	0,085	0,072	0,127	0,132	0,088
Mn	0,006	0,006	0,007	0,002	0,005	0,004	0,002	0,004	0,005	0,002
Mg	0,942	0,951	0,951	0,920	0,892	0,943	0,941	0,959	0,886	0,946
Ca	0,760	0,760	0,781	0,760	0,778	0,833	0,871	0,766	0,763	0,707
Na	0,040	0,047	0,083	0,083	0,147	0,051	0,055	0,051	0,049	0,128
K			0,009	0,007		0,004	0,004	0,004	0,004	0,013
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,026	2,028	2,078	2,057	2,061	2,018	2,043	2,024	2,011	2,054
Mg	48,3	48,3	47,9	48,2	48,7	48,9	48,4	50,0	47,4	52,4
Fe	12,7	12,9	12,7	12,0	8,7	7,8	6,7	10,0	11,7	8,4
Ca	39,0	38,7	39,3	39,8	42,6	43,3	44,9	40,0	40,9	39,2

6 (27) – medium-grained groundmass. 7 (27) – megacrysts.

Numery próbek odpowiadają numerom próbek skał (tab. 1), z których wyseparowano pirokseny.

The sample numbers correspond to the numbers of rock samples (tab. 1) from which pyroxenes have been separated.

Anal. T. Belniak.

Tabela 4. Skład chemiczny piroksenów (oznaczony na mikrosondzie elektronowej) i ich wzory krystalochemiczne na podstawie O = 6 i M = 4

Chemical composition of pyroxenes (analyses by the electron microprobe) and their structural formulae calculated on the basis of O = 6 and M = 4

	1		2		3		4		5		6	
Nr próbki Sample No.	36bm _a		36bm ₁		36bm ₂		36bm ₃		44cm		44cm _n	
SiO ₂	51,32		50,78		51,27		51,57		51,32		54,63	
Al ₂ O ₃	3,36		3,37		3,15		2,90		3,13		1,51	
TiO ₂	0,95		0,99		0,93		0,89		0,88		0,27	
FeO	7,04		6,29		6,53		6,01		3,73		9,52	
MnO	0,20		0,18		0,20		0,20		n.o.		n.o.	
MgO	16,14		15,30		15,37		15,12		15,74		31,70	
CaO	19,41		22,04		21,27		22,67		22,84		0,57	
Na ₂ O	0,55		0,44		0,41		0,49		n.o.		n.o.	
Cr ₂ O ₃	0,80		0,48		0,47		0,41		0,70		0,31	
Suma	99,77		99,87		99,60		100,26		98,34		98,51	
	O = 6	M = 4	O = 6	M = 4	O = 6	M = 4	O = 6	M = 4	O = 6	M = 4	O = 6	M = 4
Si	1,897	1,891	1,883	1,871	1,901	1,896	1,903	1,893	1,907	1,911	1,942	1,935
Al ^{IV}	0,103	0,109	0,117	0,129	0,099	0,104	0,097	0,107	0,093	0,089	0,058	0,063
Al ^{VI}	0,043	0,038	0,030	0,017	0,039	0,033	0,029	0,019	0,043	0,048	0,005	–
Ti ^{IV}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,002
Ti ^{VI}	0,026	0,026	0,028	0,027	0,026	0,026	0,025	0,024	0,024	0,025	0,007	0,005
Cr	0,023	0,023	0,014	0,014	0,014	0,014	0,012	0,012	0,020	0,021	0,009	0,009
Fe	0,217	0,217	0,195	0,194	0,202	0,202	0,186	0,185	0,116	0,116	0,282	0,281
Fe ³⁺	0,023	0,034	0,050	0,074	0,024	0,035	0,042	0,062				
Fe ²⁺	0,194	0,182	0,145	0,120	0,178	0,167	0,143	0,123				
Mn	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Mg	0,888	0,885	0,845	0,840	0,850	0,847	0,832	0,828	0,877	0,879	1,690	1,684
Ca	0,768	0,765	0,875	0,870	0,845	0,843	0,896	0,892	0,909	0,911	0,022	0,022
Na	0,040	0,039	0,032	0,031	0,029	0,029	0,035	0,035	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
K	–	–	–	–	–	–	–	–	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,011	2,000	2,025	2,000	2,011	2,000	2,020	2,000	1,989	2,000	2,015	2,000
Mg	47,3	47,2	44,0	44,0	44,6	44,6	43,3	43,3	46,1	46,1	84,8	84,8
Fe	11,9	11,9	10,4	10,4	11,0	11,0	10,0	10,0	6,1	6,1	14,1	14,1
Ca	40,8	40,9	45,6	45,6	44,4	44,4	46,7	46,7	47,8	47,8	1,1	1,1

m – analiza wykonana na mikrosondzie elektronowej.

m_a – augit-gospodarz.m₁, m₂, m₃ – przerosty klinopiroksenowe w augicie.m₀ – ortopiroksen.

36b – gabbro oliwinowe ze wzgórza Kmiotek koło Woliborza.

44c – troktolit z tego samego wzgórza (44 cm – klinopiroksen analizowany na mikrosondzie).

Analizy wykonane zostały w Laboratorium Mineralogii i Krystalografii Uniwersytetu Piotra i Marii Curie w Paryżu.

m – analyzed by electron microprobe.

m_a – augite host.m₁, m₂, m₃ – clinopyroxenes intergrowths interfingering with augite.m₀ – orthopyroxene.

36b – olivine gabbro from Kmiotek hill, SE Wolibórz.

44c – troctolite from the same hill (44 cm – clinopyroxene analyzed by electron microprobe).

The analyses have been executed in the Laboratory of Mineralogy-Crystallography of Pierre and Marie Curie University in Paris.

Tabela 5. Dane rentgenowskie (na podstawie diagramów proszkowych) klinopiroksenów i gabroidów okolic Nowej Rudy
X-ray powder data of clinopyroxenes from gabbroic rocks of the Nowa Ruda region

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nr próbki Sample No.	II	III	5h	36b	27 średnio-ziarniste tło	27 mega-kryształy	96a	95	682
d(Å)	I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I
								8,41 27 7,04 12 4,71 18	8,25 25 6,97 17
				4,60 9 4,41 7			4,87 9		
					3,51 12			4,41 6	3,53 15 3,52 18
3,32	7	3,32 b.s.	3,30 b.s.	3,31 b.s.	3,31 b.s.	3,31 b.s.	3,31 b.s.	3,38 b.s.	3,35 b.s.
3,20	64	3,20 69	3,20 49	3,20 97	3,19 41	3,20 28	3,20 86	3,22 29	3,20 52
3,16	16	3,15 27	3,15 9	3,15 34			3,15 25		3,16 24
						3,10 11		3,12 83	3,10 49
2,974	100	2,970 100	2,966 62	2,966 100	2,966 60	2,963 50	2,957 70	2,966 47	2,966 89
2,938	68	2,925 84	2,921 100	2,921 98	2,921 100	2,917 100	2,919 100	2,938 100	2,925 100
2,878	41	2,870 45	2,870 37	2,873 54	2,871 28	2,870 23	2,870 41	2,890 24	2,873 38
								2,701 22	2,688 26
								2,587 13	2,574 b.s.
2,547	29	2,546 31	2,542 38	2,545 35	2,542 19	2,539 16	2,540 20	2,554 23	2,539 16
2,499	62	2,498 77	2,497 48	2,494 100	2,495 57	2,493 50	2,499 58	2,517 46	2,503 100
					2,371 5				2,369 8
								2,334 17	
					2,322 7	2,321 4			2,327 10
2,304	15	2,285 15	2,289 16	2,284 14	2,283 24	2,281 15	2,283 14	2,294 19	2,285 35
2,204		2,203 szer.	2,203 szer.	2,204 szer.	2,197 7	2,199 szer.	2,197 szer.	2,211 szer.	2,203 14
2,188	szer.	2,187 szer.	2,187 szer.	2,184 szer.	2,184 6		2,182 szer.		2,187 14
2,142	26	2,140 25	2,134 21	2,138 42	2,136 21	2,134 14	2,131 30	2,149 24	2,141 31
2,121	26	2,119 28	2,118 22	2,118 34	2,119 23	2,116 14	2,116 22		2,119 28
2,091	12	2,093 14	2,092 12	2,097 b.s.	2,092 10	2,085 b.s.	2,092 11	2,102 11	2,095 16
2,029	15	2,026 21	2,025 16	2,027 23	2,026 14	2,024 13	2,024 14	2,034 8	2,028 17
		2,003 15	2,003 17	2,004 14	2,001 21	2,003 16	2,007 16		2,005 38

5 (27) – medium-grained groundmass; 6 (27) – megacrysts; szer. – broad; b.s. – bardzo słaby – very weak.

Numery próbek jak w tabeli 3. The sample numbers like in table 3.

mienionym gąbrcze oliwinowym z kolei klinopirokseny tworzą ze sobą często skomplikowane przerosty (fot. 1 – pl. I i fig. 6) mogące sugerować różny ich skład, który jedynie analiza na mikrosondzie mogła odtworzyć. Często, choć nie zawsze, przerosty te są krystalograficznie zorientowane i zgodne z łupliwością diallagową.

Obie tabele składu zawierają przeliczenia analiz na wzór krystalochemiczny: tabela 3 na podstawie 6 tlenów, tabela 4 podwójne – na podstawie 6 tlenów i na podstawie 4 kationów. Przeliczenie na 4 kationy analiz, w których oznaczona została jedynie suma żelaza, dało nie tylko możliwość poprawnego podziału glinu między pozycje tetraedryczne i oktaedryczne, ale i obliczenia zawartości Fe^{3+} z wzoru: $Fe^{3+} = Na + [Al^{IV} -$

$-Al^{VI} + 2Ti]$ przynajmniej w tych analizach, gdzie oznaczono sód (Hamm, Vieten 1971). Chrom doliczono do Al^{VI} . Przeliczenie analiz na 3 główne składniki: $Fe(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, Mg i Ca posłużyło do konstrukcji wykresu pokazanego na figurze 7. Jeśli przyjmiemy, zgodnie z Poldervaartem i Hessem (*vide* Deer, Howie, Zussman 1978), że za diopsyd uważamy tylko te pirokseny, które zawierają więcej niż 45% składnika wapniowego, spośród zbadanych piroksenów jedynie 3 można zaliczyć do diopsydu i salitu. Pozostałe klinopirokseny należą bądź do endiopsydu, bądź do augitu. Pod względem zawartości glinu również odpowiadają raczej augitom niż diopsydom. Tam, gdzie ilość glinu przekracza 5% wag. Al_2O_3 , analiza rentgenowska wykazała wyraźną obecność amfibolu.

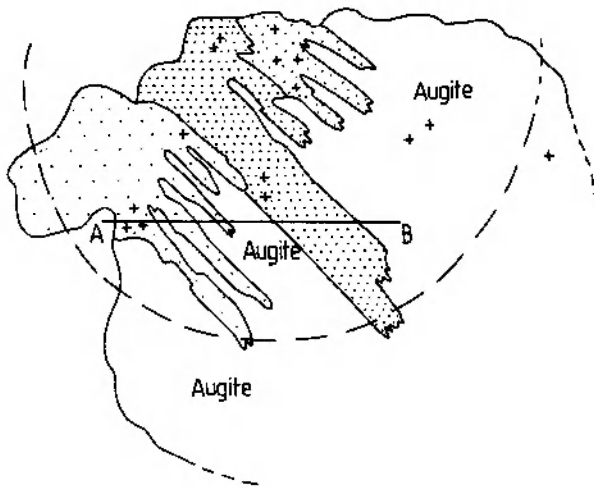


Fig. 6. Palczaste przerosty klinopiroksenowe (3 różnie zorientowane kryształy) w augicie gabra oliwinowego 36b ze wzgórza Kmiotek k. Woliborza (rysunek Desnoyers'a na podstawie obrazu widzianego pod mikroskopem w świetle przechodzącym przy skrzyżowanych nikolach). + – miejsca analiz punktowych wykonanych na mikrosondzie elektronicznej; A-B – profil analizy liniowej Ca K_α.

Three differently oriented clinopyroxene crystals interfingering with augite host in olivine gabbro 36b from Kmiotek hill at Wolibórz (seen under the microscope in ordinary light by crossed nicols – drawing by C. Desnoyers). + – points of the microprobe analysis; A-B – line scanning profile Ca K_α.

syczną (analiza na drodze mokrej) i metodą mikrosondy elektronicznej, stwierdzimy daleko idącą zgodność. Nieco wyższa zawartość wapnia wykazana metodą mikrosondy jest bardziej poprawna, gdyż oznaczona rzeczywiście w klinopiroksenie, a nie w mieszaninie klino- i ortopiroksenu. Nie stwierdzono wyraźnej różnicy pomiędzy analizą augitu-gospodarza i analizami trzech ziarn stanowiących ząbki się z nim przerosty (tab. 4, anal. 1-4). Jedyłą dostrzegalną różnicą jest w zasadzie wyższa zawartość wapnia (potwierdzona analizą liniową Ca K_α) i niższa magnezu w przerostach. Zróżnicowanie nie jest jednak ostre, gdyż wśród kilku analiz punktowych augitu-gospodarza (w tabeli podano średnie) znalazła się również taka, która wykazała zawartość wapnia i magnezu praktycznie identyczną z taką zawartością w przerostach. Wyniki analiz przerostów nie potwierdziły zatem pierwotnego przypuszczenia o obecności odmieszanego pigeonitu czy ortopiroksenu w augicie; żaden ze zbadanych przerostów* nie wykazał zawartości wapnia niższej od augitu-gospodarza. Nie są też chyba omawiane przerosty bliźniakami piroksenowymi, gdyż przeczy temu ich sposób palczastego wnikania w piroksen będący gos-

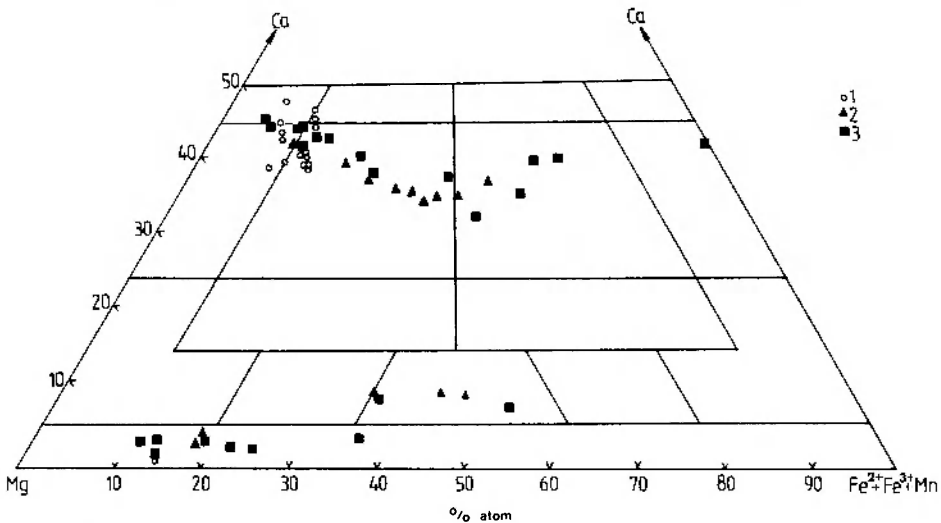


Fig. 7. Skład piroksenów skał gabrowych okolic Nowej Rudy w porównaniu ze składem piroksenów gabroidów masywów Skaergaard i Bushveldu. 1 – pirokseny gabroidów Nowej Rudy (na podstawie analiz tab. 3 i 4); 2 – pirokseny gabroidów masywu Skaergaard (Brown 1957); 3 – pirokseny gabroidów Bushveldu (Atkins 1969)

Pyroxene quadrilateral showing compositional variation of pyroxenes from the Nowa Ruda gabbroids. Pyroxenes from Skaergaard and Bushveld intrusions are plotted for comparison. 1 – pyroxenes of Nowa Ruda; 2 – pyroxenes of the Skaergaard gabbroic massif; 3 – pyroxenes of the Bushveld gabbroic massif

Taki skład potwierdzają również dane optyczne: kąt 2V_z zmieniający się w granicach 41-59°, κ z/ γ wynoszący od 40,5° do 49° i dwójłomność od 0,0216 do 0,0239.

Jeśli porównamy ze sobą analizy chemiczne piroksenu z gabra 36b wykonane metodą kla-

podarzem (fig. 6). Pozostaje ewentualność ich pochodzenia metasomatycznego, dopływu wapnia i

* Oprócz podanych w tabeli 4 analiz 3 przerostów wykonane zostały jeszcze dodatkowe z innych przerostów w piroksenach tej samej skały.

odpływu magnezu, choć i ta hipoteza nie jest łatwa do przyjęcia wobec nikłej i nie w każdym miejscu występującej różnicy w zawartości tych pierwiastków w przerostach i gospodarzu. W trakcie badań na mikrosondzie zauważona została między nimi jeszcze jedna różnica*. Nieprzeźroczyste wrostki spinelu chromonośnego (Al, Mg, Fe, Cr) zawierającego tytan, w które bogate są badane pirokseny, występują w augicie-gospodarzu w formie malutkich płytek o różnej wielkości, w przerostach natomiast w postaci subautomorficznych kryształów izodiametrycznych; taka różnica w formie występowania mogłaby świadczyć o różnej genezie spinelu, a pośrednio również o różnej genezie piroksenów.

Naniesione na wykres na figurze 7 punkty piroksenów tworzą (oczywiście z wyjątkiem ortopiroksenu z troktolitu 44c) zwartą grupę wskazującą na małe zróżnicowanie składu, bardzo zbliżoną do pokazanych przez Colemana (1977) klinopiroksenów charakterystycznych dla skał kumulatowych ofiolitów. Dla porównania na wykres naniesiono również pirokseny pochodzące z intruzji Skaergaard (Brown 1957) oraz Bushveldu (Atkins 1969). Wykres pokazuje wyraźnie różnicę pomiędzy składem bardzo zróżnicowanym piroksenów tych intruzji a składem o wybitnie małym zróżnicowaniu piroksenów gabr noworudzkich. Również ortopirokseny gabroidów masywów Skaergaard i Bushveldu zostały na wykres naniesione. Wobec istnienia tylko jednej analizy ortopiroksenu z gabroidów noworudzkich, trudno tu formułować jakieś porównania. Ortopiroksen z troktolitu 44c jest bogaty w magnez, bardzo ubogi w wapń i wpada w pole ortopiroksenów ofiolitów Colemana.

Pod względem struktury (tab. 5) omawiane klinopirokseny nie odbiegają w sposób istotny od piroksenów zbadanych przez innych autorów, wykazując wszystkie refleksy charakterystyczne dla grupy B1 Zwaana (1955), do której zaliczone zostały hedenbergit, diopsyd, augit i diallag. Nie we wszystkich jednak klinopiroksenach gabr Nowej Rudy najsilniejszym refleksem na dyfraktogramach jest refleks 221 – $d \approx 2,96-2,97$, typowy dla piroksenów tej grupy. Na obniżenie intensywności tego refleksu w stosunku do refleksu sąsiedniego (310 – $d \approx 2,92-2,94$) mogła wpłynąć obecność innych minerałów, zwłaszcza amfibolu. Największą zawartością amfibolu charakteryzuje się augit z Sokolca (95), pochodzący z gabra dość silnie przeobrażonego, stosunkowo dużo amfibolu zawie-

ra również klinopiroksen z gabra jugowskiego (682). Amfibol obecny jest w formie przerostów w piroksenach gruboziarnistego gabra diallagowego z Woliborza (27), w mniejszej ilości w piroksenach drobniejszych, w większej w megakryształach. Nie jest go również pozbawiony piroksen z woliborskiego gabra bezoliwinowego 5h, śladowe jego ilości zawiera piroksen z drugiego gabra z Sokolca (96a). Obecność amfibolu zaznaczona została refleksami odpowiadającymi odległościom międzypłaszczyznowym $d - \sim 3,12 \text{ \AA}$, $\sim 8,40 \text{ \AA}$, $\sim 2,70 \text{ \AA}$ i $\sim 2,58 \text{ \AA}$, przy czym refleks 3,12 jest tu najsilniejszy. Oprócz gruboziarnistego gabra diallagowego z Woliborza oraz zuralizowanego gabra z Sokolca wszystkie zbadane skały wykazały też obecność ortopiroksenu. Ujawnia się on swym najsilniejszym refleksem $d = \sim 3,15-3,16 \text{ \AA}$.

Próba uchwycenia zależności struktury zbadanych klinopiroksenów od stosunku kationów Ca^{2+} , Mg^{2+} i Fe^{2+} , tj. zróżnicowania odległości $d(220) - d(221)$, $d(221) - d(310)$ i $d(131) - d(221)$ zależnie od stosunku Mg:Fe:Ca, nie dała rezultatów. Wydaje się, że wszystkie zbadane pirokseny mają zbyt zbliżony do siebie skład, aby takie zróżnicowanie mogło być uchwytne.

PLAGIOKLAZY

Z tych samych skał, z których zbadano pirokseny, wyseparowane zostały plagioklasy. Skład chemiczny tych plagioklazów przedstawia tabela 6. Zawiera ona również skład kilku dodatkowych plagioklazów ze skał, z których piroksenów nie separowano, bądź to z uwagi na ich bardzo niewielką zawartość w skale, bądź też z powodu daleko posuniętego przeobrażenia. Z wykresu Ab-An-Or (fig. 8), na który naniesiono skład plagioklazów w % molekularnych, widać, że plagioklasy troktolitów charakteryzuje wyraźnie wyższa zawartość anortytu.

Na wykonanych dyfraktogramach pomierzono odległości w 2θ pomiędzy refleksami od płaszczyzn: (1) 131 i $\bar{1}31$ oraz (2) $1\bar{1}1$ i $\bar{2}01$. Wartości liczbowe tych odległości zestawiono w tabeli 7. Na pierwszym wykresie (fig. 9) przedstawiono zależność odległości refleksów 131 i $\bar{1}31$ od zawartości An mol., zgodnie z propozycją Slemmonsa (1962), na drugim (fig. 10) odległości $1\bar{1}1$ i $\bar{2}01$ od zawartości An wag. według Smitha i Gaya (1958). Na wykresie Slemmonsa formy najsłabiej uporządkowane (wysokotemperaturowe) oznaczone zostały wskaźnikiem 0, formy najsłabiej uporządkowane (niskotemperaturowe) – wskaźnikiem 100. Zgodnie z tym, na wykresie na figurze 9

* Obserwacja i analiza C. Desnoyers'a.

Tabela 6. Skład chemiczny plagioklazów ze skał gabroidowych okolic Nowej Rudy (% wag.)
Chemical composition of plagioclases of the gabbroid rocks from the environs of Nowa Ruda (weight %)

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Nr próbki Sample No.	I	II	III	5h	36b	26	27	4a	96a	95	682	36c	44c	5c	5a
SiO ₂	50,60	51,40	51,32	50,02	51,24	49,81	51,44	54,05	50,84	51,68	48,95	46,18	48,32	45,56	48,40
TiO ₂	n.o.	n.o.	n.o.	0,06	n.o.	—	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,04	n.o.	0,04
Al ₂ O ₃	29,85	29,45	29,55	30,77	30,77	28,34	27,70	28,91	31,92	31,46	33,24	34,23	32,50	35,25	32,76
Fe ₂ O ₃	0,32	0,52	0,61	0,63	0,38	1,03	0,55	0,31	—	0,22	0,64	0,02	0,45	0,27	0,60
FeO	0,33	0,07	0,07	—	0,32	0,35	0,07	1,22	0,22	0,72	0,27	0,21	—	0,19	—
MnO	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,01	—	—	0,02	0,01	0,01	—	0,01	—	—	—
MgO	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	—	1,84	0,75	—	—	—	—	—	—	—	0,81
CaO	12,82	13,08	12,62	12,80	13,42	12,56	12,01	9,72	13,46	10,34	12,90	16,40	15,99	16,04	13,96
K ₂ O	0,25	0,07	0,07	0,12	0,16	0,10	0,12	0,09	0,20	1,12	0,77	0,36	0,12	0,02	0,20
Na ₂ O	4,10	4,37	4,02	4,33	3,69	3,40	3,85	5,63	3,34	4,44	3,23	2,38	2,57	2,67	3,20
H ₂ O ⁺	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	(0,48)	n.o.	n.o.	(0,76)	(0,80)	(1,44)	(1,20)	(2,64)	(1,42)	(1,16)	n.o.
H ₂ O ⁻	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	(0,12)	n.o.	n.o.	(0,12)	(0,05)	(0,16)	(0,12)	(0,26)	(0,08)	(0,08)	n.o.
Suma	98,27	98,96	98,26	98,73	99,99	97,43	96,49	99,95	99,99	99,99	100,00	99,79	99,99	100,00	99,97

Liczba kationów na podstawie 32 tlenów – Number of ions on the basis of thirty two O

Si	9,387	9,462	9,487	9,240	9,336	9,336	9,664	9,798	9,238	9,367	8,947	8,532	8,866	8,393	8,857
Ti	—	—	—	0,009	—	—	—	—	—	—	—	—	0,006	—	0,006
Al	6,528	6,392	6,440	6,699	6,608	6,261	6,134	6,178	6,837	6,722	7,163	7,456	7,030	7,656	7,068
Fe ³⁺	0,045	0,073	0,084	0,087	0,052	0,144	0,077	0,041	—	0,031	0,088	0,002	0,064	0,038	0,084
Fe ²⁺	0,051	0,011	0,011	—	0,048	0,055	0,011	0,185	0,034	0,109	0,042	0,032	—	0,029	—
Mn	—	—	—	—	0,001	—	—	0,003	0,001	0,001	—	0,001	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	0,513	0,210	—	—	—	—	—	—	—	0,221
Ca	2,548	2,580	2,499	2,533	2,620	2,522	2,418	1,888	2,621	2,008	2,526	3,246	3,143	3,166	2,737
K	0,060	0,016	0,016	0,029	0,037	0,025	0,029	0,022	0,046	0,259	0,180	0,084	0,029	0,004	0,046
Na	1,474	1,560	1,440	1,552	1,303	1,234	1,402	1,980	1,177	1,560	1,143	0,853	0,915	0,954	1,135
Suma	20,093	20,094	19,977	20,149	20,005	20,090	19,945	20,095	19,954	20,057	20,089	20,206	20,053	20,240	20,154
% wag. An	63,75	63,45	64,54	62,96	67,44	67,98	64,16	50,02	69,41	53,73	66,74	78,53	77,91	77,80	71,04
% mol. An	62,42	62,09	63,20	61,61	66,14	66,71	62,82	48,56	68,18	52,48	65,60	77,60	76,91	76,76	69,85

Numerы próbek I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682 i 44c odpowiadają numerom skał, z których wyseparowano plagioklasy i których opis i lokalizacja podane zostały w objaśnieniu do tabeli 1; 4a (anal. 8) – gruboziarniste gabro bezoliwinowe z przekopu kolejowego w Dzikowcu; 36c (anal. 12) – troktolit (pstrągowiec) ze wzgórza Kmiołek na SE od Woliborza; 5c (anal. 14) – troktolit (pstrągowiec) wstęgowany z tego samego wzgórza; 5a (anal. 15) – warstwa plagioklazowa (plagioklazyt) w gruboziarnistym troktolicie wstęgowanym z tego samego wzgórza.

The sample numbers I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682 and 44c correspond to the numbers of rocks described under table 1. from which plagioclases have been separated; 4a (anal. 8) – coarse-grained olivine-free gabbro from the tunnel at Dzikowiec; 36c (anal. 12) – troctolite ("Forellenstein") from Kmiołek hill, SE of Wolibórz; 5c (anal. 14) – layered troctolite ("Forellenstein") from the same hill; 5a (anal. 15) – plagioclase layer (plagioclasite) in a coarse-grained layered troctolite from the same hill.

punkty odpowiadające plagioklazom o strukturach najbardziej uporządkowanych znajdują się najbliżej linii dolnej, plagioklasy o strukturach najslabiej uporządkowanych najbliżej linii górnej. Na wykresie na figurze 10 sytuacja jest odwrotna: plagioklasy najbardziej uporządkowane znajdują się najbliżej linii górnej, najmniej uporządkowane blisko linii dolnej. Generalnie należy stwierdzić,

że uporządkowanie struktury plagioklazów skał gabroidowych badanego masywu jest bardzo zróżnicowane, co jest raczej zaskakujące w skałach typowo plutonicznych. Drugim wnioskiem, jaki się nasuwa przy analizie wykresów, jest stwierdzenie, że najmniej uporządkowany stan strukturalny wykazują plagioklasy troktolitów i plagioklazytu.

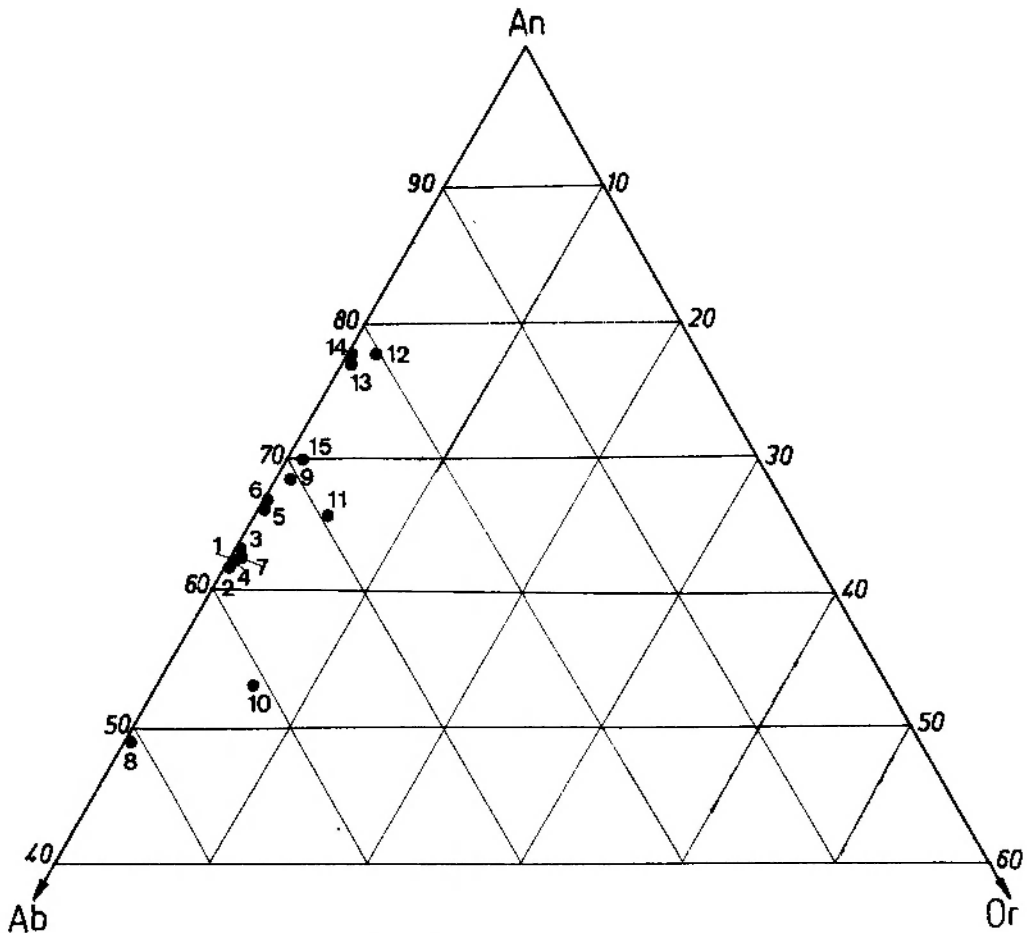


Fig. 8. Ab-An-Or (% mol.) w plagioklazach gabroidów noworudzkich
Ab-An-Or (mol. %) in plagioclases of the Nowa Ruda gabbroids

Tabela 7. Skład i niektóre dane rentgenowskie plagioklazów gabroidów noworudzkich

Composition and some X-ray data of plagioclases of the Nowa Ruda gabbroids

L.p.	Nr próbki Sample No.	% mol. An	$2\theta(131) - 2\theta(131)$	% wag. An	$2\theta(111) - 2\theta(201)$
1	I	62,4	2,007	63,7	0,843
2	II	62,1	2,019	63,4	0,856
3	III	63,2	1,995	64,5	0,892
4	5h	61,6	2,000	63,0	0,848
5	36b	66,1	1,960	67,4	0,849
6	26	66,7	2,024	68,0	0,848
7	27	62,8	2,012	64,2	0,874
8	4a	48,6	1,823	50,0	0,859
9	96a	68,2	1,999	69,4	0,856
10	95	52,5	1,870	53,7	0,834
11	682	65,6	2,010	66,7	0,808
12	36c	77,6	2,146	78,5	0,760
13	44c	76,9	2,134	77,9	0,759
14	5c	76,8	2,122	77,8	0,788
15	5a	69,8	2,107	71,0	0,745

Numery próbek jak w tabeli 6.

The sample numbers like in table 6.

OLIWINY

Oliwiny są z reguły silnie zserpentyzowane i poprzątkane wrostkami minerałów nieprzezroczystych, bardzo trudne do separacji. Separacja czystych oliwinów okazała się w ogóle niemożliwa. Mimo to spróbowano wydzielić koncentrat oliwinu z troktolitu 44c i ze skały melanokraticznej 5e. Analizy chemiczne wykazały w jednym i drugim przypadku bardzo wysoki procent serpentynu (około 60). Potwierdziła to analiza rentgenowska. Mimo tak dużego „zanieczyszczenia”, umożliwiła ona pomiar położenia refleksu od płaszczyzny 130. Dla czystego forsterytu $d_{130} = 2,766$, dla czystego fajalitu $d_{130} = 2,83$. Według Yodera i Sahamy (1957) Fo (% mol.) = $4233,91 - 1494,59 \cdot d_{130}$. Wykonane na dyfraktogramach rentgenowskich pomiary wykazały w próbce 5e $d_{130} = 2,772$ ($\approx 90\%$ mol. Fo), a w próbce 44c $d_{130} = 2,769$ ($\approx 94\%$ mol. Fo). Oliwin z troktolitu 44c został też zanalizowany na mikrosondzie elektronicznej w Laboratorium Mineralogii i Krystalografii Uniwersytetu Piotra i Marii Curie w Paryżu (tab. 8,

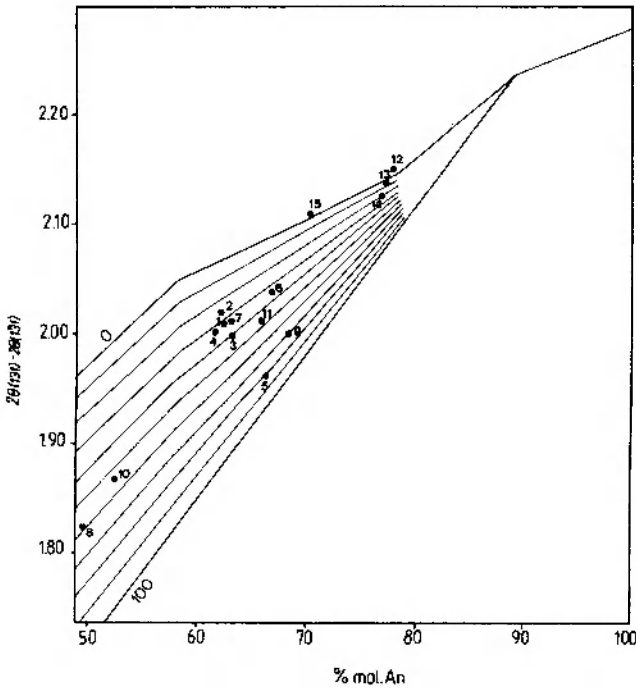


Fig. 9. Zmienność $2\theta(131)-2\theta(131)$ i $\%$ mol. anortytu w plagioklazach skał gabroidowych okolic Nowej Rudy („wskaźnik pośredniości” wg Slemmons 1962)

Variation of $2\theta(131)-2\theta(131)$ with mol. $\%$ anorthite in plagioclases of gabbroids from the environs of Nowa Ruda (“intermediacy index” diagram of Slemmons 1962)

anal. 1-3). Wykonano tam również analizę oliwinu z gabra 36b (anal. 4-5). Po przeliczeniu analiz na forsteryt i fajalit okazało się, że zawartość Fo w oliwinie troktolitu wynosi 85,7%

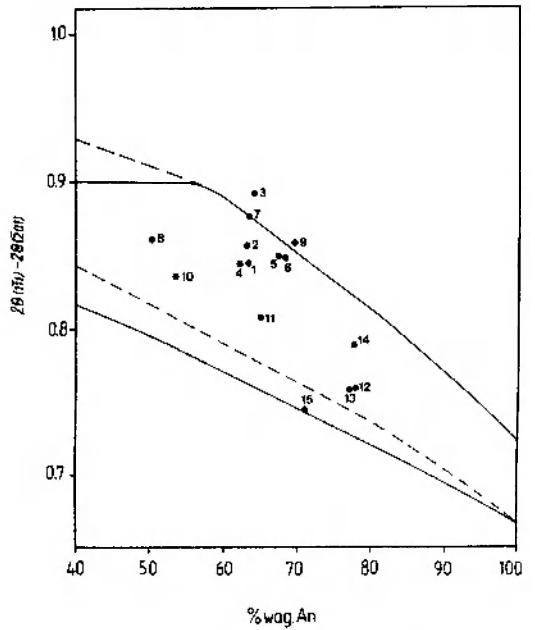


Fig. 10. Zmienność $2\theta(111)-2\theta(201)$ względem $\%$ wag. anortytu w plagioklazach skał gabroidowych okolic Nowej Rudy
Variation of $2\theta(111)-2\theta(201)$ with weight $\%$ anorthite in plagioclases of gabbroids from the environs of Nowa Ruda

(średnia z 3 analiz), a w oliwinie z gabra – 76,6% (średnia z 2 analiz). Oliwin z gabra zawiera więc wyraźnie więcej żelaza i mniej magnezu od oliwinu z troktolitu. W porównaniu z analizą rentgenowską analiza na mikrosondzie elektronicznej wykazała w oliwinie 44c zawartość Fo niższą o ok. 8%.

Tabela 8. Skład chemiczny oliwinów z troktolitu i gabra z Woliborza ($\%$ wag.)
Chemical composition of olivines from troctolite and gabbro of Wolibórz (weight $\%$)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,57	38,74	38,61	38,86	39,72
FeO	13,95	13,90	13,95	22,15	21,92
MgO	46,59	46,62	45,76	39,76	40,20
	99,11	99,26	98,32	100,77	101,84
Liczba kationów na podstawie 4 tlenów Number of ions on the basis of four O					
Si	0,972	0,975	0,981	0,998	1,008
Fe	0,293	0,292	0,295	0,474	0,462
Mg	1,762	1,769	1,743	1,531	1,527
Mg/ (Mg + Fe)	85,7	85,8	85,5	76,4	76,8

Analizy wykonane zostały na mikrosondzie elektronicznej w Laboratorium Mineralogii i Krystalografii Uniwersytetu Piotra i Marii Curie w Paryżu. Analizy 1-3 – oliwin z troktolitu 44c ze wzgórza Kmiotek k. Woliborza. Analizy 4-5 – oliwin z gabra oliwinowego 36b z tego samego wzgórza.

The analyses have been realized by electron microprobe in the Laboratory of Mineralogy-Crystallography of the Pierre and Marie Curie University in Paris. Analyses 1-3 – olivine from troctolite 44c – Kmiotek hill at Wolibórz. Analyses 4-5 – olivine from olivine gabbro 36b – the same hill.

Analizę rentgenowską oliwinów (wykonaną z koncentratów zanieczyszczonych serpentynem) wykorzystano również dla orientacyjnego określenia ich struktury, która w zależności od pochodzenia oliwinu może być różna, choć nie znajduje to swego odbicia we własnościach optycznych. Kuroda i współpracownicy (Kuroda, Shimoda 1967; Kuroda, Matsuhisa 1970) wykazali, że oliwiny z dobrze wykształconą łupliwością według (100), (010) i (001), jaką stwierdzono w niektórych ultramafitach powstałych w warunkach wyraźnie przekraczających fację amfibolitową, wykazują bardzo intensywny refleks od płaszczyzny 020 i stosunki intensywności refleksów 020/130, 020/131 i 020/112 kilkakrotnie większe niż podobne sto-

sunki oliwinów syntetycznych otrzymanych pod ciśnieniem atmosferycznym. Wielkość tych stosunków odzwierciedla charakter wiązań chemicznych Mg–O, które w warunkach wysokich ciśnień mogą wykazywać charakter kowalentny, a w warunkach niskich ciśnień i wysokich temperatur charakter bardziej jonowy (Kuroda 1969). Oliwiny zbadanych troktolitów z Woliborza mają I_{020}/I_{130} i I_{020}/I_{112} (tylko te stosunki udało się w przybliżeniu określić) niskie, a zatem powstały w warunkach wysokich temperatur i niskiego ciśnienia. Podobne lub nieco wyższe stosunki tych intensywności wykazały oliwiny bazaltów dolnośląskich, powstałe we wczesnym stadium krystalizacji magmy (Wyszomirski 1972).

PIERWIĄSTKI ŚLADOWE W SKAŁACH I MINERAŁACH

W tabelach 9, 10 i 11 zestawiono wyniki analiz pierwiastków śladowych w skałach (tab. 9) oraz w piroksenach i oliwinach (tab. 10), a także w plagioklazach (tab. 11). Dane odnoszące się do zawartości Cr, V, Ni i Co przedstawione zostały graficznie na wykresach na figurze 11 (skały) i figurze 12 (minerały ciemne). Ogólnie stwierdzić można, że koncentracje chromu w zbadanych skałach są wysokie, z reguły kilkakrotnie wyższe od średnich koncentracji podawanych dla

skał zasadowych, przy czym również niemal z reguły gabra są bogatsze w chrom od troktolitów. Jedynie jeden z troktolitów (44c) zawierający w swym składzie dużą ilość chromitu zbliża się pod względem zawartości Cr do gabr. Omawiane skały odznaczają się również na ogół wysoką zawartością wanadu i niklu oraz z reguły niższą zawartością kobaltu, miedzi i skandu. Stront daje w nich także wysokie choć zmienne koncentracje. Troktolity wykazują wyraźnie niższą zawartość

Tabela 9. Pierwiastki śladowe w skałach gabroidowych okolic Nowej Rudy (ppm)
Trace elements in gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda (ppm)

L.p.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Nr próbki Sample No.	I	II	III	5h	36b	26	27	96a	95	682	27A	36c	44c	44d	5e
Cr	1000	1000	1350	1100	2000	860	1020	1000	720	1300	120	260	1300	595	215
V	190	240	270	500	660	95	140	340	140	250	3	29	40	33	22
Ni	120	170	210	180	100	560	560	150	100	160	560	330	400	380	180
Co	36	48	50	58	49	14	48	35	46	40	14	37	48	45	50
Sr	1400	500	430	280	500	50	50	1000	2100	1000	200	3150	220	4000	10
Ba	60	3	4	3	4	5	3	5	300	92	3	10	3	3	1
Zr	35	23	35	38	31	3	4	19	8	19	—	1	3	2	—
Sc	50	52	59	130	72	12	8	41	38	65	—	—	3	2	7
Sn	22	24	30	23	32	—	—	28	18	28	—	8	29	18	—
Ti	1920	2160	2160	3890	4800	1020	2100	2400	650	650	1440	330	350	300	4750
Cu	23	55	23	27	44	105	100	48	24	7	45	75	36	200	52

Opis i lokalizacja próbek skał I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682, 27A, 44c i 5e podane zostały w objaśnieniach do tabeli 1; 36c – troktolit (pstrągowiec) ze wzgórza Kmiołek na SE od Woliborza; 44d – troktolit z tego samego wzgórza.

Description and localization of rock samples I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682, 27A, 44c and 5e are presented in explanations to table 1; 36c – troctolite ("Forellenstein") from Kmiołek hill, SE of Wolibórz; 44d – troctolite from the same hill.

Tabela 10. Pierwiastki śladowe (ppm) w piroksenach i oliwinach skal gabroidowych okolic Nowej Rudy
Trace elements (ppm) in pyroxenes and olivines in gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda

L.p.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Nr próbki Sample No.	II	III	5h	36b	26	27	27mc	96a	95	682	36c	44c	44d	44c	44d	5e
	Pirokseny													Oliwiny		
Cr	1800	1800	540	1800	2100	2700	3000	2300	2800	2600	500	4000	3900	900	4400	400
V	270	260	250	290	420	200	205	310	850	600	600	120	114	10	36	20
Ni	400	440	90	240	350	340	340	260	280	330	130	2310	3200	630	3200	450
Co	500	64	48	46	52	10	46	44	62	53	54	75	92	80	89	150
Sr	100	100	1300	50	160	13	10	50	230	200	2300	20	20	3	—	~3
Ba	5	2	4	4	72	3	3	4	52	7	4	3	7	~2	—	2
Zr	30	30	15	34	36	80	22	20	21	24	49	2	3	4	6	2
Sc	70	30	110	60	140	3	42	92	170	130	140	—	—	—	—	—
Sn	28	29	24	33	26	30	82	36	29	36	6	125	54	5	70	5
Ti	8990	120	2760	6710	4450	3400	2700	5330	5510	2760	6590	1440	900	700	720	—
Cu	7	16	64	2	70	68	138	1	100	65	56	20	13	60	360	68

mc – megakryształy – megacrysts.

Opis i lokalizacja próbek skal II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682, 44c i 5e, z których wyseparowano minerały, podane zostały w objaśnieniach do tabeli 1; 36c – troktolit (pstrągowiec) ze wzgórza Kmiotek na SE od Woliborza; 44d – troktolit z tego samego wzgórza.

Description and localization of rock samples II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682, 44c and 5e, from which the minerals have been separated, are presented in explanations to table 1; 36c – troctolite ("Forellenstein") from Kmiotek hill, SE of Wolibórz; 44d – troctolite from the same hill.

wanadu, prawdopodobnie dlatego, że wanad gromadzi się w piroksenach, w które troktolity są ubogie. Niklu z kolei jest w troktolitach na ogół więcej, jako że pierwiastek ten nagromadza się w produktach wczesnomagmowych, a w porównaniu z gabrami za takie uznawać należy troktolity. Troktolity są również ubogie w tytan i szczególnie w cyrkon, który we wszystkich zbadanych skałach występuje w niewielkich ilościach. Zawartość baru jest zmienna i mało charakterystyczna.

Zawartość chromu w minerałach ciemnych (piroksenach i oliwinach) jest na ogół wysoka, szczególnie w piroksenach*, najczęściej dużo wyższa niż w skałach. W większości zbadanych piroksenów stwierdzono wyższą koncentrację (1800-4000 ppm z 2 wyjątkami), niż wynosi średnia (1188 ppm) dla diallagów gabr tego masywu podana przez Białowską (1973). Zdecydowanie wyższą zawartość chromu (średnio 6800 ppm) w piroksenach stwierdziła Białowska (1979) jedynie w pegmatytach gabrowych. W piroksenach jest też sporo wanadu (114-850 ppm), z reguły wielokrotnie więcej niż w oliwinach (10-36 ppm).

W nikiel wzbogacone są wyraźnie minerały ciemne troktolitów (450-3200 ppm) z wyjątkiem jednej skały (36c), której piroksen jest w Ni ubogi (130 ppm). Podział niklu pomiędzy piroksen i oliwin w zbadanych skałach nie jest jednoznaczny. Według Białowskiej (1973) średnia zawartość Ni w oliwinach gabr masywu noworudzkiego wynosi 1410 ppm, w diallagach – w zależności od rodzaju gabra, w którym występują – 105 lub 169 ppm, jest więc w oliwinach dużo wyższa. Zawartość kobaltu jest raczej mało charakterystyczna. Nie wiadomo, dlaczego jest go tak dużo (500 ppm) w piroksenach gabra oliwinowego II, jeśli skała nie wyróżnia się wyższą od innych jego koncentracją. Również dość wysoką zawartością kobaltu odznacza się zserpentyzowany melatroktolit 5e (150 ppm). Z pozostałych pierwiastków na uwagę zasługuje zaskakująco wysoka zawartość strontu w niektórych piroksenach, przede wszystkim w troktolicie 36c i w gabrze bezoliwinowym 5h. Tytanu jest mniej (z jednym wyjątkiem) w oliwinach niż w piroksenach. W większości przypadków różnica jest bardzo wyraźna. Podwyższoną zawartość baru obserwuje się w piroksenach wzbogaconych w glin.

W większości plagioklazów (tab. 11) stront

* Jak wykazała analiza na mikrosondzie, w piroksenach występują drobne wrostki spinelu chromonośnego.

Tabela 11. Pierwiastki śladowe (ppm) i wapń ($\%$, wag.) w plagioklazach skał gabbrodowych okolicy Nowej Rudy
Trace elements (ppm) and calcium (wt. $\%$) in plagioclases of gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nr próbki Sample No.	I	II	III	5h	36b	26	27	4a	96a	95	682	44c	44d	5e	5c	5a
Ba	8	6	5	6	5	5	8	16	140	170	90	6	10	3	5	17
Sr	120	130	140	125	140	300	180	190	160	170	275	132	300	125	156	168
Cr	6	10	4	3	—	92	9	9	9	10	38	23	14	30	12	26
Ca	9,14	9,33	9,00	9,13	9,57	8,56	8,57	6,93	9,60	7,38	9,20	11,41	11,16	10,79	11,44	9,96

Opis i lokalizacja próbek skał I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 95a, 95, 682, 44c i 5e podane zostały w objaśnieniach do tabeli 1; 4a (anal. 8) — gruboziarniste gabbro bezoliwne z przekopu kolejowego w Dzikowcu; 44d (anal. 13) — troktolit (pstrągowiec; ze wzgórze Kmiotek na SE od Wołborza; 5c (anal. 15) — troktolit (pstrągowiec) wstęgowany z tego samego wzgórze; 5a (anal. 16) — warstwa plagioklazowa (plagioklazyt) w gruboziarnistym troktolicie wstęgowanym z tego samego wzgórze

Description and localization of rock samples I, II, III, 5h, 36b, 26, 27, 96a, 95, 682, 44c and 5e are presented in explanations to table 1; 4a (anal. 8) — coarse grained olivine-free gabbro from the tunnel at Dzikowiec; 44d (anal. 13) — troctolite ("Foretenstone") from Kmiotek hill, SE of Wołbórz; 5c (anal. 15) — layered troctolite ("Forellenstone") from the same hill; 5a (anal. 16) — plagioclase layer (plagioclaseite) in a coarse-grained layered troctolite from the same hill.

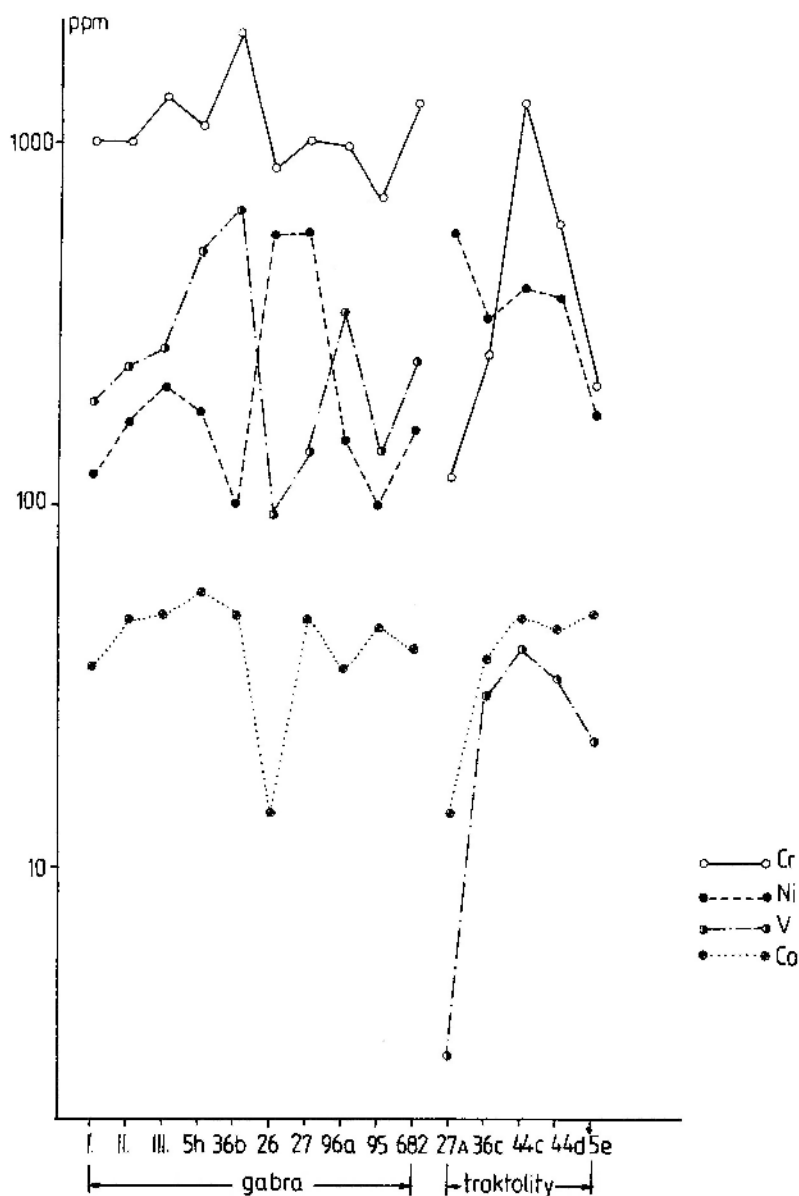


Fig. 11. Chrom, kobalt, nikiel i wanad w skałach gabroidowych okolic Nowej Rudy
Chromium, cobalt, nickel and vanadium in gabbroids of Nowa Ruda

występuje w mniej więcej równych ilościach (120-190 ppm). Jedynie w 3 skałach (w gabrach 26 z Woliborza i 682 z Jugowa oraz w troktolicie 44d z Woliborza) zawartość strontu w plagioklazach jest wyższa (275-300 ppm). W bar zbadane plagioklasy gabr noworudzkich są na ogół bardzo ubogie (poniżej 20 ppm). Wyraźnie bogatsze w Ba są jedynie plagioklasy gabr okolic Sokolca (140 i 170 ppm) i Jugowa (90 ppm). Zastanawiająca jest wysoka zawartość chromu (92 ppm) w plagioklazie gabra diallagowego 26. W pozostałych plagioklazach chrom występuje w ilościach od 3 do 38 ppm. Wanad pojawia się w ilościach bardzo małych, poniżej granicy oznaczalności metody.

Zawartość strontu w plagioklazach, jak się zdaje, nie zależy w żadnym stopniu od zawartości – bardzo zmiennej – tego pierwiastka w skałach. Nie widać też zależności między zawartością baru w plagioklazach i skałach. W większości skał, podobnie jak plagioklazów, baru jest bardzo mało. Najwyższej zawartości baru w skale (300 ppm) odpowiada co prawda najwyższa jego koncentracja w plagioklazie (170 ppm) w próbce 95 z Sokolca, ale już w próbce 96a, gdzie w plagioklazie stwierdzono 140 ppm Ba, zawartość tego pierwiastka w skale wynosi tylko 5 ppm. Nie stwierdzono korelacji pomiędzy zawartością Sr i Ca w plagioklazach.

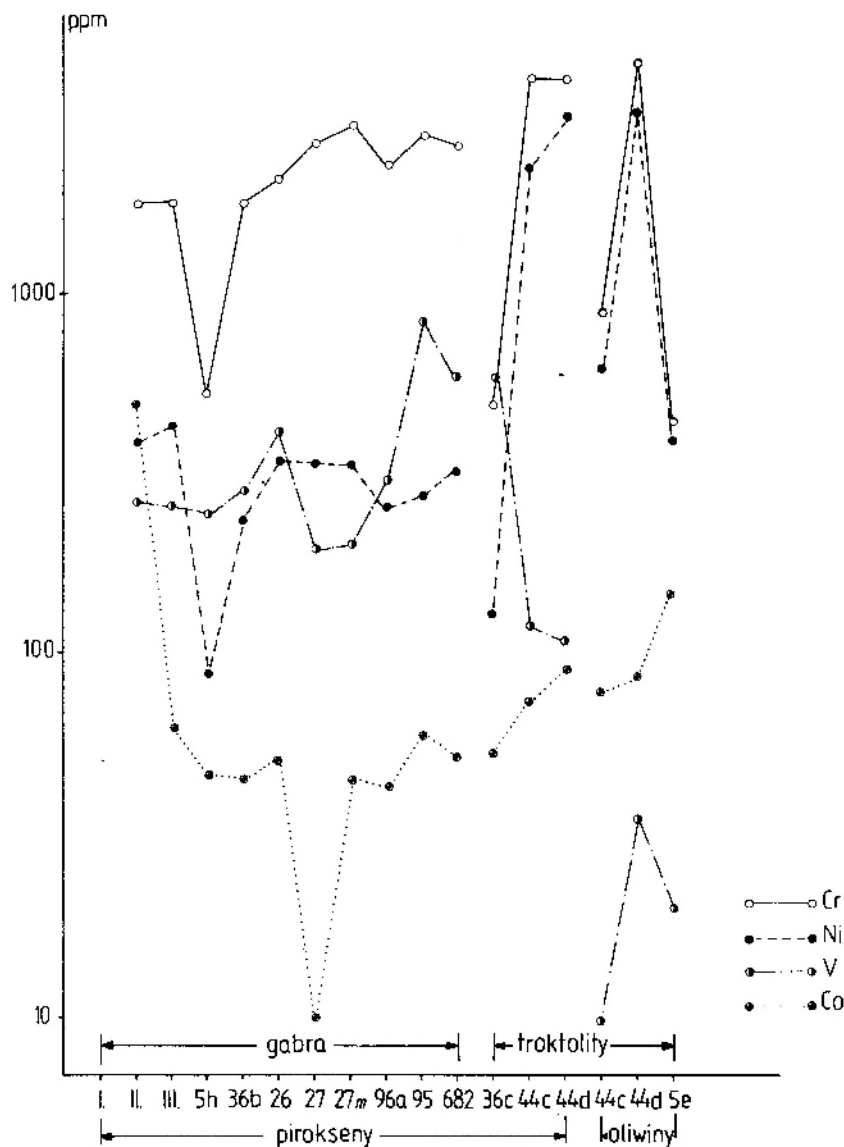


Fig. 12. Chrom, kobalt, nikiel i wanad w piroksenach i oliwinach gabroidów noworudzkich
Chromium, cobalt, nickel and vanadium in pyroxenes and olivines of Nowa Ruda gabbroids

TEMPERATURY KRYSZALIZACJI

Skład chemiczny współwystępujących ze sobą piroksenów bogatych i ubogich w wapń zależy od temperatury krystalizacji. Różnice we względnym stosunku Ca : Mg : Fe minerałów mogą być uważane za rezultat dwóch równoczesnych reakcji, mianowicie reakcji przenoszenia (transfer reaction) i reakcji wymiany (exchange reaction) (Kretz 1982).

W 1961 roku Kretz zwrócił uwagę, że pirokseny skał magmowych i metamorficznych różnią się nie tylko zawartością Ca, ale i względnym stosunkiem Mg : Fe²⁺. W czasie powolnego ogrzewania skał zawierających współwystępujące ze

sobą pirokseny bogate i ubogie w Ca zachodzą zmiany dwojakiego rodzaju: (1) zmiana zawartości Ca w tych minerałach, (2) zmiana względnych stosunków Mg : Fe²⁺ będąca wynikiem wymiany tych dwóch kationów pomiędzy piroksenami.

Spadek zawartości Ca w piroksenie wapniowym ze wzrostem temperatury został – na podstawie próby powiązania danych eksperymentalnych dla piroksenów beżelazystych z danymi naturalnymi ze skał gabrowych i metamorficznych – wyrażony przez Kretza (1982) w postaci dwuczęściowego równania:

$$> 1080^{\circ}\text{C } T[{}^{\circ}\text{K}] = 1000 / (0,468 + 0,246 X^{\text{Cpx}} - 0,123 \ln(1 - 2[\text{Ca}]^{\text{Cpx}}))$$

$$< 1080^{\circ}\text{C } T[{}^{\circ}\text{K}] = 1000 / (0,054 + 0,608 X^{\text{Cpx}} - 0,304 \ln(1 - 2[\text{Ca}]^{\text{Cpx}})),$$

gdzie Cpx = piroksen bogaty w Ca (klinopiroksen), X = frakcja atomowa $\text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ w kryształach, [Ca] = frakcja atomowa Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+}) w kryształach.

Tabela 12. Temperatury krystalizacji piroksenów skał gabroidowych Nowej Rudy obliczone na podstawie równania dla reakcji transferu

Crystallization temperatures of pyroxenes from the gabbroid rocks of Nowa Ruda (calculated from the equation for transfer reaction)

Nr próbki	X^{Cpx}	[Ca]	$^{\circ}\text{K}$	$^{\circ}\text{C}$	Uwagi
II	0,1435	0,4087	1404	1131	
III	0,1354	0,4086	1408	1135	
5h	0,1476	0,4116	1394	1121	
27	0,0831	0,4475	1306	1033	
96a	0,1173	0,4137	1402	1129	
95	0,1298	0,4282	1354	1081	
682	0,0854	0,4060	1440	1167	
36b	0,1466	0,4135	1390	1117	
36bm	0,1965	0,4099	1375	1102	Fe_{tot}
36bm	0,1706	0,4176	1366	1093	Fe^{2+}
44c	0,1168	0,4781	1135	862	Fe_{tot}

Skorzystano z pierwszego równania, aby dla wszystkich tych skał, w których obok klinopiroksenu występuje ortopiroksen (najczęściej w obwódkach), obliczyć temperatury krystalizacji. Wyniki przedstawia tabela 12. W gabrze 36b klinopiroksen zanalizowany został zarówno klasyczną metodą chemiczną, jak i metodą mikrosondy elektronowej (36bm). Obie analizy posłużyły do określenia temperatury, przy czym w przypadku wykorzystania wyników analizy na mikrosondzie obliczono dwie temperatury: w pierwszej uwzględniono przy obliczaniu zawartość żelaza oznaczoną Fe_{tot} , w drugiej jedynie żelazo dwuwartościowe obliczone z tej analizy metodą zaproponowaną przez Hamma i Vietena (1971).

W troktolicie (próbka 44c) oznaczony został skład chemiczny zarówno klinopiroksenu, jak i ortopiroksenu (por. anal. 5 i 6 w tab. 4). Umożliwiło to określenie temperatury również na podstawie reakcji wymiany. W obliczeniach skorzystano ze skorygowanego równania Kretza (1982): $T[{}^{\circ}\text{K}] = 1130 / (\ln K_D + 0,505)$, w którym K_D , czyli współczynnik podziału Mg i Fe między

współwystępujące pirokseny, zdefiniowany został w sposób następujący*:

$$K_D = \frac{X^{\text{Opx}}}{1 - X^{\text{Opx}}} \cdot \frac{1 - X^{\text{Cpx}}}{X^{\text{Cpx}}}$$

Przy $X^{\text{Cpx}} = 0,1430$ i $X^{\text{Opx}} = 0,1168$ uzyskano z zacytowanego równania Kretza temperaturę 1259°C , a zatem nieco wyższą od temperatur dla wszystkich skał gabrowych i wyraźnie wyższą od temperatury dla tej samej skały obliczonej z równania dla reakcji transferu. Pokaźna różnica mogłaby świadczyć o tym, że w troktolicie pirokseny osiągnęły równowagę jedynie w jednej z dwóch reakcji. Przy zastosowaniu równania Moriego i Greena (1978), którzy biorąc pod uwagę zawartość pierwiastków podrzędnych mogących zmodyfikować współczynniki podziału i stosunek Mg:Fe we współistniejących piroksenach ustalili zależność: $\ln K_D = (1500/T[{}^{\circ}\text{K}]) - 1,07$, a zatem

$$T[{}^{\circ}\text{K}] = 1500 / (\ln K_D + 1,07),$$

uzyskano temperaturę 879°C , a zatem bardzo bliską, niemal identyczną z temperaturą obliczoną dla reakcji transferowej z równania Kretza.

W tej samej próbce troktolitu oznaczono również na mikrosondzie elektronowej skład oliwinu (tab. 8, anal. 1-3) i chromitu. Analiza chromitu przeliczona na podstawie 32 tlenów (po przeliczeniu przybliżonym sumy Fe na Fe^{3+} i Fe^{2+}) przedstawia się następująco:

Al	5,902	} 15,80	Fe^{2+}	3,992	} 8,15
Ti	0,311		Mg	4,160	
Cr	6,800				
Fe^{3+}	2,782				

Zdjęcia 2 i 3 (pl. I) przedstawiają analizowane oliwin i chromit. Analizę chromitu, razem z analizą oliwinu, wykorzystano do określenia temperatury metodą geotermometru oliwinowo-spinelowego stosując równanie:

$$T[{}^{\circ}\text{K}] = \frac{\alpha 3480 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400}{\alpha 2,23 + \beta 2,56 - \gamma 3,08 - 1,47 + 1,987 \ln K_D},$$

$$\text{gdzie: } \alpha = \frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}, \quad \beta = \frac{\text{Al}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{2+}},$$

* W 1963 roku Kretz we wprowadzonym przez siebie współczynniku K_D jako X określał % mol. magnezu ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) w piroksenie, nie można więc tych dwóch współczynników (z roku 1963 i z roku 1982) bezpośrednio ze sobą porównywać.

$\gamma = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ w spinelu, a

$$K_D = \left(\frac{\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})}{\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})} \right)_{\text{Ol}} \times \left(\frac{\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})}{\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})} \right)_{\text{Sp}}$$

Termometr ten, zaproponowany przez Roedera, Campbella i Jamiesona (1979) stanowi modyfikację geotermometru przedstawionego 10 lat wcześniej przez Jacksona (1969). Autorzy nowego termometru wykazali eksperymentalnie, że w temperaturach subsolidusu następuje w skałach ponowne dojście do równowagi powodujące zmiany w podziale Mg i Fe^{2+} pomiędzy oliwiny i spinele.

Obliczona dla pary oliwin-chromit z troktolitu 44c temperatura wynosi 1176°K , czyli 903°C .

WNIOSKI KOŃCOWE

Przeprowadzone badania pozwalają na określenie warunków krystalizacji skał gabroidowych masywu Nowej Rudy.

Obecność troktolitów w kompleksie gabroidowym, charakterystyczna stratyfikacja, objawiająca się występowaniem warstw wyraźnie wzbogaconych w minerały ciemne i towarzyszących im warstw niemal czysto plagioklazowych, typowe dla skał plutonicznych struktury świadczą o tym, że skały te krystalizowały *in situ* przy nie zaburzonym kumulowaniu się wydzielanych kryształów.

Temperatury krystalizacji były wysokie. Przemawiają za tym: skład oliwinu z wysoką zawartością forsterytu, skład klinopiroksenów z przewagą magnezu nad żelazem i z dużą ilością glinu w pozycjach tetraedrycznych, podział Mg i Fe pomiędzy klino- i ortopiroksen, wysoka zawartość chromu w skałach i minerałach ciemnych, słabo uporządkowane struktury plagioklazów. Obliczone temperatury $860\text{--}1260^\circ\text{C}$, z przewagą wyników bliższych temperaturze wyższej, potwierdzają ten wniosek. O stosunkowo niskim ciśnieniu w czasie krystalizacji świadczy wczesne pojawienie się plagioklazu (w stosunku do piroksenu), stabilność pary oliwin-plagioklaz, wiązania raczej jonowe niż kowalentne Mg—O w oliwinach, zmienny i słabo uporządkowany stan strukturalny plagioklazów. Należy więc przypuszczać, że skały krystalizowały na niewielkiej głębokości.

Temperatura ta odpowiada obliczonej dla piroksenów z tej samej skały na podstawie równania Kretza dla reakcji transferowej (różnica ok. 40°C), niższa jest natomiast od temperatury uzyskanej z równania Kretza dla reakcji wymiany Mg i Fe^{2+} (1259°C).

Przeprowadzone rozważania nad temperaturą krystalizacji skał gabroidowych masywu noworudzkiego prowadzą do wniosku, że mieści się ona między ~ 1200 a $\sim 900^\circ\text{C}$ (ściślej między 1260 a 860°C), przy czym wydaje się, że wartość dolna odpowiada temperaturze równowagi osiągniętej w warunkach subsolidusu, a wartość górna najwyższej temperaturze w czasie krystalizacji magmy gabroidowej. Temperatura $\sim 1200^\circ\text{C}$ jest niewątpliwie wysoka, ale jeszcze do przyjęcia dla początku krystalizacji wysokotemperaturowych skał plutonicznych, jakimi są niewątpliwie gabroidy noworudzkie.

Troktolity krystalizowały przed gabrami, za czym przemawiają:

- wysoka zawartość An w plagioklazach i ich na ogół słabiej uporządkowane struktury,
- wyższa zawartość magnezu w oliwinach troktolitów niż gabr,
- wysoka zawartość niklu w troktolitach, wyższa niż w gabrach.

Dla rozwiązania zagadnienia, czy gabroidowe skały masywu Nowej Rudy są produktami przetopienia skorupy oceanicznej, to jest czy stanowią zasadowy fragment kompleksu ofiolitowego, nie uzyskano jednoznacznych danych. Nie precyzyjności do kompleksu ofiolitowego skład zbadanych skał, choć naniesione na diagram AFM odpowiadające im punkty tylko w części znajdują się w polu określonym przez Colemana jako charakterystyczne dla skał kumulatowych ofiolitów. Nie ma tej niezgodności na diagramach $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ i $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, ale zakreszone na nich pola skał ofiolitowych są dostatecznie duże, aby się w nich mogły zmieścić skały o tak małej zmienności chemicznej, jaką odznaczają się gabroidy noworudzkie. Zbadane skały nie wykazują jednakże żadnych tendencji w kierunku zmienności charakterystycznej dla skał masywu Skaergaard i Bushveldu, które z kolei z całą pewnością należą do skorupy kontynentalnej. Różnią się też gabra noworudzkie od skał tych masywów składem swych klinopiroksenów, bardzo bliskich klinopiroksenom bazytów z kom-

pleksów ofiolitowych. Mimo że chemizm skał gabroidowych masywu Nowej Rudy różni się od chemizmu bazytów typowych ofiolitów Colemana, istniejące zbieżności skłaniają do uznania ich pochodzenia ze skorupy oceanicznej za prawdopodobne.

Autorka pragnie wyrazić swą głęboką wdzięczność Panu Profesorowi K. Smulikowskiemu za udostępnienie jej materiałów do badań oraz za krytyczne przeczytanie maszynopisu pracy i pomocną dyskusję. Szczególne podziękowanie

winna jest Pani Dr Mireille Christophe Michel-Lévy i Panu Drowi Christianowi Desnoyers z Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie Uniwersytetu im. Piotra i Marii Curie w Paryżu za analizy minerałów na mikrosondzie elektronowej i wielokrotne dyskusje. Dziękuje też bardzo Pani Mgr Tattiane Wesołowskiej za wykonanie analiz pierwiastków śladowych w skałach i minerałach oraz nieocenioną pomoc przy przeliczaniu analiz i sporządzaniu wykresów.

Praca została wykonana w ramach problemu MR I. 16 „Geodynamika obszaru Polski”.

LITERATURA

- ATKINS F. B., 1969: Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. *J. Petrol.*, 10 (2), 222-249.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Palaeont.*, H. 7, 1-50. Berlin.
- BIAŁOWOLSKA A., 1973: Geochemia masywów gabrowych Nowej Rudy i Ślęży. Geochemistry of gabbro massifs of Nowa Ruda and Ślęża. *Arch. Miner.*, 31, 113-189.
- 1979: Chromian augites of gabbro pegmatites of Nowa Ruda (Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. sci. Terre*, 27, 3-4, 129-135.
- BIAŁOWOLSKA A., SAŁACIŃSKI R., 1981: Pegmatyty gabrowe masywu Nowej Rudy. Gabbroic pegmatites of the Nowa Ruda massif. *Arch. Miner.*, 37, 61-71.
- BROWN G. M., 1957: Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Miner. Mag.*, 31, 511-543.
- COLEMAN R. G., 1977: *Ophiolites – Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- DATHE E., 1904: *Erläuterungen zur Geologischen Karte etc. Blatt Neurode*. Berlin.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1978: *Rock-Forming Minerals, 2A – Single-Chain Silicates* (second edition) Longman, London.
- HAMM H. M., VIETEN K., 1971: Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe²⁺-Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. *N. Jb. Miner., Mh.*, 310-314.
- JACKSON E. D., 1969: Chemical variation in coexisting chromite and olivine in the chromite zones of the Stillwater complex. *Econ. Geol. Mon.*, 4, 41-71.
- JAMROZIK L., 1981: General geology of the Nowa Ruda serpentinite-gabbro-diabasic massif, [w:] *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif*. Guide Book of Excursions in German Democratic Republic and Polish People's Republic, May-June 1981, vol. II. Potsdam-Freiberg.
- JOHANNSEN A., 1939: *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, vol. I. University of Chicago Press, Chicago.
- KRETZ R., 1961: Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. *J. Geol.*, 69, 361-387.
- 1963: Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.*, 71, 733-785.
- 1982: Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 411-421.
- KURODA Y., 1969: Crystal structure of olivine and its chemical bonds. *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 62, 66-79.
- KURODA Y., MATSUHISA Y., 1970: O kristaliczeskoj strukturie oliwina. Problemy petrologii i gieneticzeskoj minieralogii. Nauka, Moskwa, t. 2, 169-180.
- KURODA Y., SHIMODA S., 1967: Olivine with well-developed cleavages – its geological and mineralogical meanings. *J. Geol. Soc. Jap.*, 73, 377-388.
- MACIEJEWSKI S., 1968: Ultrabasic and basic rocks in the framework of the Góry Sowie gneissic block. *Inst. Geol. Biul.* 222, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. 16, 107-124.
- MORI T., GREEN D. H., 1978: Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J. Geol.*, 86, 83-97.
- MUELLER R. F., SAXENA S. K. 1977: *Chemical Petrology*. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten, *Pr. Inst. Geol.* 30 (2), 309-354.
- 1972: *Budowa geologiczna Polski*, t. 4: *Tektonika*, cz. 2 – *Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geol., Warszawa.
- ROEDER P. L., CAMPBELL I. H., JAMIESON H. E., 1979: A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 68, 325-334.
- SLEMMONS D. B., 1962: Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. *Norsk geol. Tidsskr.*, 42 (Feldspar volume), 533-554.
- SMITH J. V., GAY P., 1958: The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars, II. *Miner. Mag.*, 31, 744-762.
- SMULIKOWSKI K., 1973: Massif gabbroïwal de Wolibórz. Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie (XV-ème Session de l'AZOPRO), 127-132. Inst. Nauk Geol. PAN., Wyd. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, 4, 7-45.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski*, t. 3 – *Sudety*. Kraków.
- WYSZOMIRSKI P., 1972: X-ray study of olivines from

- some Lower Silesian basalts. *Miner. Pol.*, 3 (1972), 73-78.
- YODER H. S., SAHAMA T. G., 1957: Olivine X-ray determinative curve. *Amer. Miner.*, 42, 475-491.
- ZNOSKO J., 1981: The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes, [w:] *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif*. Guide Book of Excursions in German Democratic Republic and Polish People's Republic, May-June 1981, vol. II, 3-28. Potsdam-Freiberg.
- ZWAAN P. C., 1955: On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse Geol. Meded.*, 29 (1954), 166-276.

GABBROIC ROCKS AND THEIR MINERALS FROM THE NOWA RUDA MASSIF (SUDETES)

Maria BORKOWSKA

Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Summary

ABSTRACT: Coarse-grained plutonic rocks from the northern part of the gabbro-diorite massif of Nowa Ruda (south-western border-land of the Góry Sowie block) have been submitted to chemical and mineralogical analyses in order to estimate their origin and crystallization conditions. The results of chemical analyses have been presented on the following diagrams: Px-Pl-Ol (normative composition), SiO_2 versus $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$, $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ and AFM. The chemical composition of the rocks has been compared with the composition of basic rocks from other massifs, particularly with cumulate ophiolite rocks. It has been found that the normative composition of the analyzed gabbroids is very close to the real one and that the variability of principal chemical elements is usually revealed on the diagrams within the fields plotted by Coleman (1977) as characteristic for the chemistry of mafic and ultramafic cumulate rocks. The composition of

Nowa Ruda pyroxenes also approaches the composition of pyroxenes from such rocks. The plagioclase structures are relatively low ordered, the lowest ordering degree (the lowest "intermediacy indices") being found for plagioclases from troctolites and plagioclases. Olivines are rich in forsterite, more in troctolites than in gabbros. Their structures have Mg-O bonds rather ionic than covalent (low I_{020}/I_{110} and I_{020}/I_{112} ratios) indicative of high temperature and low pressure of crystallization. The crystallization temperatures of the Nowa Ruda gabbroic rocks range from $\sim 900^\circ\text{C}$ to 1260°C ; the lowest value implies the subsolidus equilibrium, the higher one the highest temperature of pyroxene, olivine and chromite crystallization. It is likely, that these rocks are melting products of the ancient oceanic crust, i.e. a fragment of an ophiolite assemblage, despite of some deviations from the composition of typical basic ophiolite rocks.

The present study deals with gabbroic rocks from the environs of Nowa Ruda, in the south-western border-land of the Góry Sowie gneissic block. The gabbro-diorite massif to which these rocks belong spreads over an area of about 15 km^2 between Nowa Ruda in the north and Bożków in the south. The age of the gabbroids, up till now not precisely defined, cannot be younger than Upper Devonian, because in the Upper Devonian limestones at Dzikowiec (SE of Nowa Ruda) gabbros are present as pebbles. From the petrological point of view the gabbros of Nowa Ruda are the most interesting among all the basic rocks around the Góry Sowie block.

In the northern part of the massif the following varieties of typical plutonic coarse-grained gabbroids can be distinguished: olivine gabbros, olivine-free gabbros, troctolites, plagioclases. The majority of them show advanced postmagmatic transformations. In order to estimate their origin and crystallization conditions, 13 most representative rock samples have been chosen and submitted to chemical analyses (Tab. 1). Their compositions based on normative diopside + hypersthene, plagioclase and olivine have been plotted on the diagram Px-Pl-Ol (Fig. 2). For comparative purposes, the compositions of gabbroids from other massifs (particularly gabbros and troctolites from ophiolite assemblages) based on the same normative minerals have also been plotted on the same diagram. To illustrate the chemical variation of the rocks under consideration, the diagrams SiO_2 versus $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ (Fig. 3), $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Fig. 4) and AFM (Fig. 5) have been used. In addition, points reflecting selected mafic and ultramafic rocks from other massifs (Tab. 2) have been plotted on these diagrams. On the two first diagrams almost all the Nowa Ruda rocks fall in the fields established by Coleman (1977) for mafic cumulate rocks, and one sample (serpentinized troctolite) in the field of Coleman's ultramafic cumulate rocks. On the AFM triangle more than a half of Nowa Ruda gabbroids are outside the Coleman's ophiolite field.

Pyroxenes separated from 9 samples have been analyzed

by classical chemical methods (Tab. 3) and by X-ray method (Tab. 5). In 2 samples pyroxenes have been analyzed by electron microprobe in the Laboratory of Mineralogy-Crystallography of the Pierre and Marie Curie University in Paris. The minerals analyzed are: augite with intergrowths (Fig. 6) from the olivine gabbro 36b, and clinopyroxene and orthopyroxene co-existing in the troctolite 44c (Tab. 4). There is no distinct difference in the composition of the augite host and the intergrowths; the host seems to be less rich in Ca. All the results of chemical analyses, recalculated to $\text{Fe} (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, Mg and Ca, have been plotted on the pyroxene quadrilateral (Fig. 7). Only 3 points are present in the diopside-salite fields, the other ones being in the fields of augite and endiopside. A small differentiation of the clinopyroxene composition similar to that of clinopyroxenes from ophiolite cumulates (Coleman 1977) has been stated. The X-ray powder patterns of clinopyroxenes (Tab. 5) have revealed all the reflections characteristic of the group B1 of Zwaan and in many samples also weak reflections of amphibole (tremolite-actinolite) and orthopyroxene; these minerals are also observed under the microscope, mostly in the form of rims on clinopyroxenes.

The chemical composition of plagioclases is presented in Table 6 and on the Ab-An-Or triangle. A distinctly higher anorthite content has been noted in plagioclases from troctolites. The variation of $2\theta(131) - 2\theta(1\bar{1}1)$ with mol. % An and of $2\theta(1\bar{1}1) - 2\theta(201)$ with weight % An is shown in Figures 9 and 10. It is evident that the structural state of plagioclases is very differentiated in the Nowa Ruda gabbroids and plagioclases from troctolites and one plagioclase sample have least ordered structures.

Chemical analyses of olivines separated from two troctolites have revealed their high degree of serpentinization confirmed by X-ray powder diagrams. On the basis of the X-ray analysis a high forsterite content has also been recognized. This has been additionally confirmed by the microprobe analyses which yielded: $\sim 86\text{ mol } \% \text{ Fo}$ in the olivine of

troctolite 44c and ~77 mol. % Fo in the olivine of gabbro 36b. Low I_{020}/I_{130} and I_{020}/I_{112} ratios which have been estimated on the basis of X-ray powder diagrams are indicative of high temperature and low pressure during the crystallization of olivines.

The analytical results for trace elements are presented in tables 9-11 (whole rocks, pyroxenes and olivines, plagioclases) and on diagrams in Figure 11 (whole rocks) and 12 (mafic minerals) and show a high concentration of chromium and – to a lesser extent – of vanadium in gabbros, and a higher nickel content in troctolites. Chromium and vanadium are especially concentrated in pyroxenes and the chromium content in these minerals usually proves higher than the mean value reported previously by Białowolska (1973). The nickel content is particularly high in mafic minerals of troctolites. The presence of cobalt in rocks, as well as in minerals, is not characteristic. In plagioclases the strontium content seems to be independent of the very variable content of this element in the rocks. No correlation between strontium and calcium has been noted.

To estimate the temperature of crystallization of the rocks, the Kretz (1982) equation (high temperature equation for solvus) for transfer reaction in all the rocks containing two pyroxenes (orthopyroxene most often in rims on clinopyroxene crystals) was used. The calculated temperatures are shown in Table 12. They oscillate about 1100°C; only the temperature for troctolite 44c is distinctly lower (862°C). For the latter rock the temperature from the Mg–Fe distribution coefficient was also estimated. From Kretz equation (1982) for the temperature-dependence of this coefficient a temperature of 1259°C, while from Mori and Green (1978) equation only 879°C has been obtained. One has, therefore, tried to use the chemical analyses of olivine and chromite from the same rock to calculate also the temperature with application of olivine-spinel geothermometer formulated by Jackson (1969) and re-evaluated by Roeder, Campbell and Jamieson (1979). The estimated temperature for the rock under consideration, e.g. the temperature of re-equilibration of Mg and Fe²⁺ in chromite and olivine at subsolidus temperatures, is 903°C which is in agreement with the temperature calculated for pyroxenes from solvus (Kretz equation for transfer reaction). The temperatures of crystallization of the gabbroids of Nowa Ruda range, therefore, between ~900°C and 1260°C; the

lower value is the temperature of equilibration at subsolidus conditions and the higher one implies the highest possible temperature during the crystallization of pyroxenes, olivines and chromite.

In addition, the following arguments support the existence of high temperature during the crystallization of gabbroids: (a) a high forsterite content in olivines, (b) a distinct predominance of magnesium over iron in clinopyroxenes and a high content of Al in their tetrahedral positions, (c) high chromium content in rocks and mafic minerals and (d) a rather low ordering degree of the plagioclases structure. Low pressures of crystallization for these rocks are implied by the early appearance of plagioclase (relative to pyroxenes), by the stability of the olivine-plagioclase pair, by the rather ionic than covalent bonds Mg–O in olivine structure (low I_{020}/I_{130} and I_{020}/I_{112} ratios), by the variable and low ordered plagioclases structural state. Troctolites cumulated prior to gabbros as evidenced by (a) a higher An content and usually lower ordering degree of the structure of their plagioclases, (b) a higher magnesium content in their olivines and (c) a high (higher than in gabbros) nickel content.

The Nowa Ruda gabbroids constitute a chemically homogeneous group which on the diagrams (with some exceptions on the AFM triangle) fall together with Coleman's ophiolite cumulate rocks. Their clinopyroxenes are only slightly differentiated and in their composition approach the clinopyroxenes of cumulate ophiolite rocks. The magma of the Nowa Ruda gabbroids is evidently different from the Skaergaard liquid trend. It is, therefore, quite possible that the gabbroids from the Nowa Ruda region are melting products of the oceanic crust, but their insignificant chemical and mineralogical differentiations provide no reliable support for this hypothesis.

The author is deeply indebted to Professor K. Smulikowski for his kindness in providing rock samples from his collection, for discussion and helpful criticism of the manuscript. She gratefully acknowledges Dr. Mireille Christophe Michel-Levy and Dr Christian Desnoyers from the Laboratoire de Mineralogie-Cristallographie de l'Université Pierre et Marie Curie in Paris for microprobe determinations, for many discussions and friendly advices. Thanks are due to Mgr Tatiana Wesolowska for determining trace elements in rocks and minerals and for her invaluable technical help throughout the work.

Translated by the author

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I – PLATE I

1. Przerosty klinopiroksenów w gabrze oliwinowym 36b ze wzgórza Kmiotek koło Woliborza. Światło zwyczajne, $\times 70$
Clinopyroxene intergrowths in olivine gabbro from Kmiotek hill at Wolibórz. Ordinary light, $\times 70$
2. Chromite i oliwin w troctolicie 44c ze wzgórza Kmiotek koło Woliborza. Światło zwyczajne, $\times 90$
Chromite and olivine in troctolite 44c from Kmiotek hill at Wolibórz. Ordinary light, $\times 90$
3. To samo w świetle odbitym $\times 90$
The same microscope image in reflection light $\times 90$

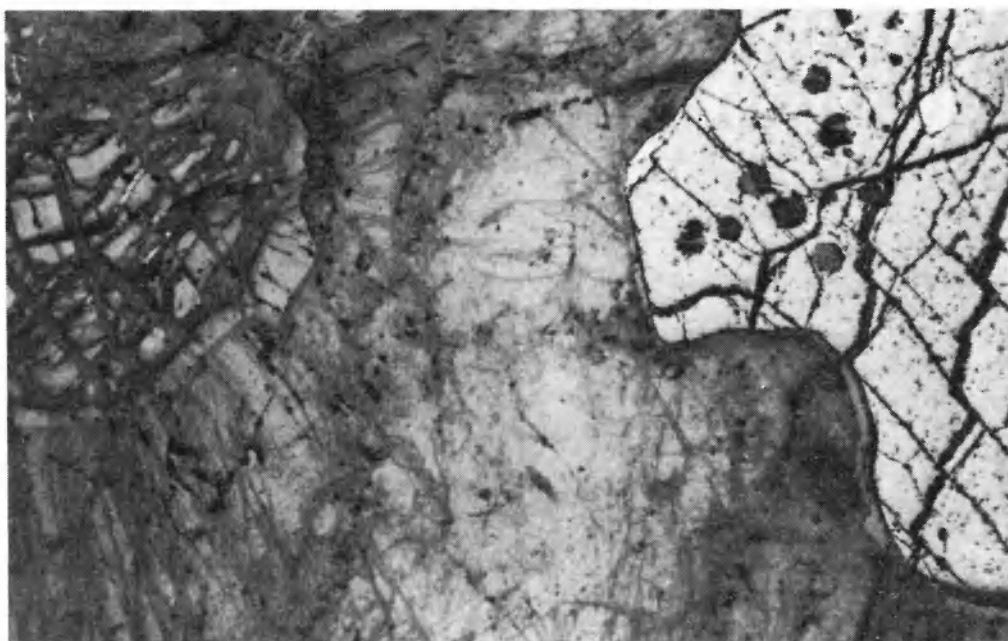
Fot. M. Christophe Michel-Levy



1



2



3

Maria BORKOWSKA – Skąły gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały
Gabbroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda massif