Leszek KRZEMIŃSKI

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA INTRUZJI ZASADOWEJ

Przewiercona na głęb. 3129,2–3170,6 m w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 hipabisalna zasadowa intruzja magmowa występuje na granicy słabo zmetamorfizowanych utworów ediakaru z płytkomorskimi klastycznymi skałami osadowymi środkowego kambru. Poza główną intruzją cienkie żyły pokrewnych skał magmowych tną ponadto osadowy kompleks środkowokambryjski na głęb. 2899,5; 2911,0 i 2944,7 m oraz utwory ediakaru na głęb. 3180,2 m (Cebulak, Kotas, 1982). Podobne wystąpienia nielicznych dajek diabazowych i apofiz gabrowych opisano w pojedynczych otworach wiertniczych także w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego w sąsiedztwie strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Przecinają one najczęściej utwory kambru, rzadziej ordowiku (Wieser, 1957; Ryka, 1974; Juskowiak i in., 1978; Harańczyk, 1982; Żaba, 1999).

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Do badań petrograficznych i geochemicznych pobrano cztery próbki możliwie najbardziej świeżych skał intruzyjnych z interwału głęb. 3130,1–3145,0 m. Wykonano z nich standardowe płytki cienkie do badań mikroskopowych w świetle przechodzącym oraz płytki cienkie polerowane do badań w mikrosondzie rentgenowskiej. W Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG wykonano 13 mikroanaliz rentgenowskich składu chemicznego piroksenów i plagioklazów za pomocą spektrometru dyspersji energii EDS (system Link ISIS). Napięcie przyspieszające wynosiło 20 kV, prąd wiązki – 2 nA, średnica wiązki – ok. 1 μm i czas zliczania impulsów – 50 s. Stosowano zestawy wzorców naturalnych i syntetycznych, a wyniki mikroanaliz korygowano metodą ZAF. W Laboratorium Chemicznym PIG-PIB wykonano analizy chemiczne czterech próbek całej skały. Metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF) oznaczono zawartość pierwiastków głównych w próbkach stapianych oraz Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, La, Ce, Y, Co, Ni i Cr w preparatach proszkowych prasowanych (spektrometr Philips PW2400). Koncentracje Nd, Sm i Sc oznaczono w roztworze metodą spektrometryczną ze wzbudzeniem plazmowym (ICP-AES).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Intruzja jest zbudowana z diabazów o zróżnicowanej strukturze, w zależności od odległości od kontaktu ze skałami osłony. Szybkie chłodzenie magmy jest odpowiedzialne za powstanie wąskiej strefy brzeżnej (ok. 10 cm) skały o wyglądzie hyalobazaltu. Typową *chilled margin* obserwuje się zwłaszcza w górnym endokontakcie. W kierunku wnętrza intruzji stopniowo wzrasta wielkość ziarna, a struktura ze szklistej zmienia się na intersertalną i subofitową, miejscami ofitową. Profil intruzji przedstawia się następująco:

- 3129,2–3129,3 m – hyalobazalt, stanowiący typową *chilled margin*, przechodzący w diabaz drobnoziarnisty o strukturze porfirowej;
- 3129,3–3130,1 m – diabaz drobnoziarnisty porfirowaty o strukturze intersertalnej;
- 3130,1–3145,0 m – diabaz oliwinowy drobno- do średnioziarnistego, o strukturze subofitowej, miejscami ofitowej;
- 3145,0–3170,6 m – diabaz drobnoziarnisty porfirowaty o strukturze subofitowej, przechodzącej miejscami w strukturę intersertalną.

Główną odmianą skalną jest diabaz oliwinowy o strukturze subofitowej (fig. 18) charakteryzujący się prostym składem mineralnym. Jak można wnioskować z relacji przestrzennych pomiędzy ziarnami minerałów, pierwotne fazy krystalizowały w następującej kolejności: ±oliwin, plagioklaz, klinopiroksen, tlenki Fe-Ti. Składnikami głównymi są plagioklaz i ustępujący mu ilościowo klinopiroksen, które łącznie stanowią 80–90% obj. skały. W ilości nie przekraczającej 10% obj. występuje oliwin, który ze względu na fazę metastabilną, jest reprezentowany wyłącznie przez pseudomorfozy zbudowane z agregatu drobnych blaszek krzemianów warstwowych o barwie oliwkowozielonej lub oliwkowobrunatnej (fig. 18B–C). Prawdopodobnie jest to mieszanina chlorytu i saponitu z bardzo licznymi drob-

nymi wrostkami tlenków żelaza. Pseudomorfozy te mają przeważnie formy zaokrąglone o rozmiarach najczęściej 0,25–0,60 mm. Skupienia pseudomorfoz osiągają maksymalnie 1 mm. Na głęb. 3144,3 m brak charakterystycznych pseudomorfoz po oliwinie. Plagioklaz tworzy mniej lub bardziej wydłużone tabliczki idiomorficzne do subidiomorficznych, o długości najczęściej w granicach 0,3–1,0 mm i szerokości 0,05–0,20 mm. Rzadkie są porfirokryształy osiągające długość 6 mm. Część ziaren ma normalną budowę pasową z rozległym jądrem i dość wąską obwódką, bez ostrej granicy stref. Klinopiroksen jest reprezentowany przez augit i pigeonit. Ksenomorficzne ziarna tych minerałów, wypełniające interstycja między ziarnami plagioklazów, mają najczęściej wielkość 0,2–1,3 mm. Największe ziarna, poikilitowo poprzerastane tabliczkami plagioklazów, osiągają 3,0–6,0 mm. Optycznie klinopiroksen jest zawsze jednorodny, szarozielonawy, niepleochroiczny lub wykazuje tylko bardzo słaby pleochroizm.

Pierwotnymi minerałami nieprzezroczystymi są magnetyt i ilmenit, niekiedy o budowie szkieletowej. Pospolitym minerałem wtórnym o charakterze deuterycznym jest silnie pleochroiczny chloryt w barwach od trawiastozielonej do brunatnej, wypełniający przeważnie interstycja pomiędzy ziarnami plagioklazu (fig. 18B). Rzadko minerał ten wypiera klinopiroksen. Miejscami chlorytowi towarzyszą śladowe ilości drobnych blaszek brunatnego łyszczyku oraz minerały ilaste. Asocjację minerałów wtórnych uzupełniają w śladowej ilości węglany, skrytokrystaliczne skupienia tlenków tytanu, kwarc, produkty przeobrażenia plagioklazu oraz piryt.

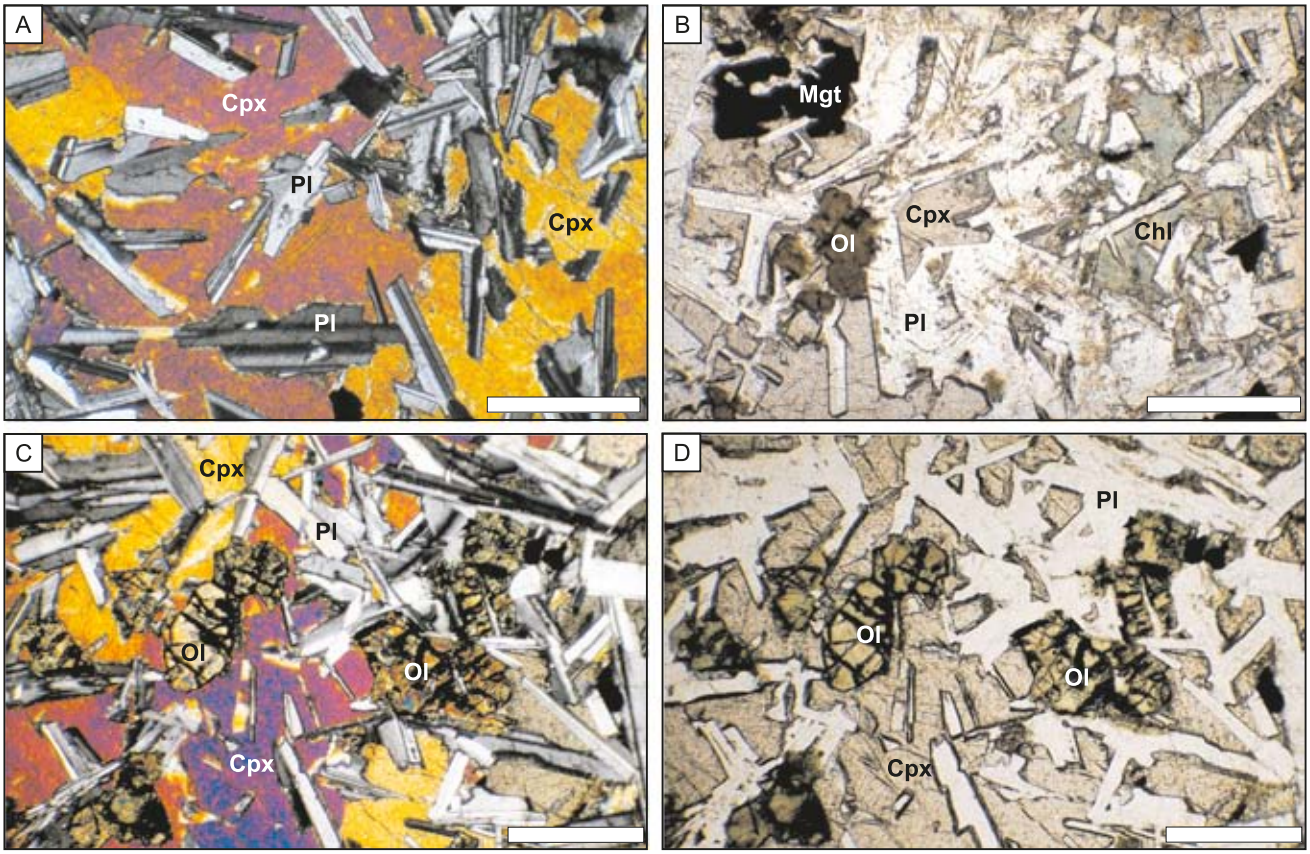


Fig. 18. Mikrofotografie diabazów z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 w świetle przechodzącym

A – diabaz o strukturze subofitowej zbudowany z plagioklazu (Pl) i klinopiroksenu (Cpx), głęb. 3133,6 m, nikole skrzyżowane; **B –** smektytowe pseudomorfozy po oliwinie (Ol), chlorytowe pseudomorfozy po klinopiroksenie (Chl) i podrzędny magnetyt (Mgt), głęb. 3140,8 m, bez analizatora; **C–D –** diabaz oliwinowy o strukturze subofitowej z euhedralnymi i subhedralnymi listewkami plagioklazu (Pl) częściowo zamkniętymi w dużych ziarnach klinopiroksenu (Cpx), podrzędnym składnikiem są pseudomorfozy po oliwinie (Ol) zbudowane ze smektytów i tlenków żelaza; głęb. 3133,6 m, C – nikole skrzyżowane, D – bez analizatora. Skala liniowa 0,5 mm

Transmitted light photomicrographs of diabases from the Goczałkowice IG 1 borehole

A – diabase with a sub-ophitic texture composed of plagioclase (Pl) and clinopyroxene (Cpx), depth 3133.6 m, crossed polars; **B –** smectite pseudomorphs after olivine (Ol), chlorite pseudomorphs after clinopyroxene (Chl) and minor magnetite (Mgt), depth 3140.8 m, plane-polarized light; **C–D –** olivine diabase with a sub-ophitic texture, which contains large clinopyroxene grains partially enclosing euhedral to subhedral laths of plagioclase, pseudomorphs after olivine (Ol), composed of smectites and iron oxides, occur in a minor amount; depth 3133.6 m, C – crossed polars, D – plane-polarized light. Scale bars = 0.5 mm

CHEMIZM MINERAŁÓW

Klinopiroksen w diabazie z Goczałkowic jest reprezentowany przez serię augitową i pigeonitową (fig. 19A). Współwystępowanie obu tych serii jest powszechnie uważane za typowe dla toleitów kontynentalnych (np. Bertrand, 1991). Udział cząsteczek wollastonitu, klinoenstatytu i klinoferrosilitu w augicie zmienia się w granicach $Wo_{34–39}$ $En_{46–25}$ $Fs_{18–38}$. Są to zatem augity względnie bogate w żelazo i ferroaugity o dość dużej zmienności zawartości FeO* (10,9–21,9% wag.) i liczbie magnezowej Mg# w zakresie 42–73 (tab. 8). Wysoka zawartość żelaza oraz bardzo niskie koncentracje Cr_2O_3, często poniżej progu wykrywalności mikrosondy elektronowej, wskazują na krystalizację augitów z magmy macierzystej o składzie dość odległym od składu magmy pierwotnej. Raczej niskie koncentracje CaO (16,3–18,5% wag.) upodobniają je do augitów z toleitowych bazaltów śródpłytowych, które są uboższe w wapń niż augity ze środowisk oceanicznych i alkalicznych bazaltów śródpłytowych (Nisbet, Pearce, 1977). Toleitowy kontynentalny charakter badanych augitów potwierdza bardzo niska zawartość Al_2O_3, często poniżej 1% wag., oraz zawartość TiO_2, która nie przekracza 1% wag. – augity w bazaltach grzbietów śródoceanicznych są z reguły bogatsze w te składniki (np. Bertrand, 1991). Skład pigeonitów zmienia się w zakresie $Wo_{8–18}$ $En_{54–36}$ $Fs_{36–45}$ przy wysokiej zawartości FeO* w granicach 22,1–26,5% wag. i liczbie magnezowej Mg# w przedziale 46–61, mieszczącej się w zakresie zmienności augitów. Koncentracje Al_2O_3, TiO_2 i Cr_2O_3 są podobne lub nieco niższe niż w augitach. Plagioklaz jest reprezentowany przez zasadowe i pośrednie człony szeregu, których skład w wewnętrznych partiach ziaren zmienia się od labradoru An_{67} do zasadowego oligoklazu An_{27} (tab. 9, fig. 19B).

GEOCHEMIA SKAŁ

Diabazy z Goczałkowic charakteryzują się zawartością SiO_2 ok. 50% wag., niską zawartością TiO_2 (1,03–1,57% wag.), umiarkowaną zawartością MgO (6,93–7,77% wag.) i niską K_2O (0,20–0,62% wag.). Pod względem składu normatywnego CIPW diabazy należą do oliwinowych toleitów z umiarkowaną ilością normatywnego oliwinu (3,4–9,5% wag.; tab. 10). Projekcja na diagramie klasyfikacyjnym $(Na_2O + K_2O) – SiO_2$ sytuuje je w polu bazaltu (fig. 20A). Umiarkowanie niska wartość liczby magnezowej Mg# 58–62 wskazuje na intensywne frakcjonowanie oliwinu w magmie macierzystej. O toleitowym charakterze skał świadczy obecność normatywnego hipersenu (13,2–22,8% wag.) oraz położenie analiz na diagramach AFM i Nb/Y *vs*. Zr (fig. 20B–C). Niskotytanowy (*Low-Ti*) skład diabazów zilustrowano na diagramie TiO_2–MgO (fig. 20D). Niezbyt wysokie koncentracje Cr (121–162 ppm), Ni (85–101 ppm), Co i Sc potwierdzają dość zaawansowaną dyferencjację pierwotnej magmy diabazów.

Względne zawartości pierwiastków niedopasowanych w stosunku do potencjalnych źródeł płaszczowych przedstawiono na diagramie wielopierwiastkowym, na którym koncentracje pierwiastków w analizowanych próbkach są podzielone przez średnie zawartości tych pierwiastków w pierwotnym płaszczu (PM). Pierwiastki są uszeregowane według stopnia niedopasowania, od najbardziej niedopasowanego Ba do najmniej niedopasowanego Y (fig. 21A). Wszystkie próbki wykazują wzrastające wzbogacenie w pierwiastki bardziej niedopasowane: pierwiastki litofilne

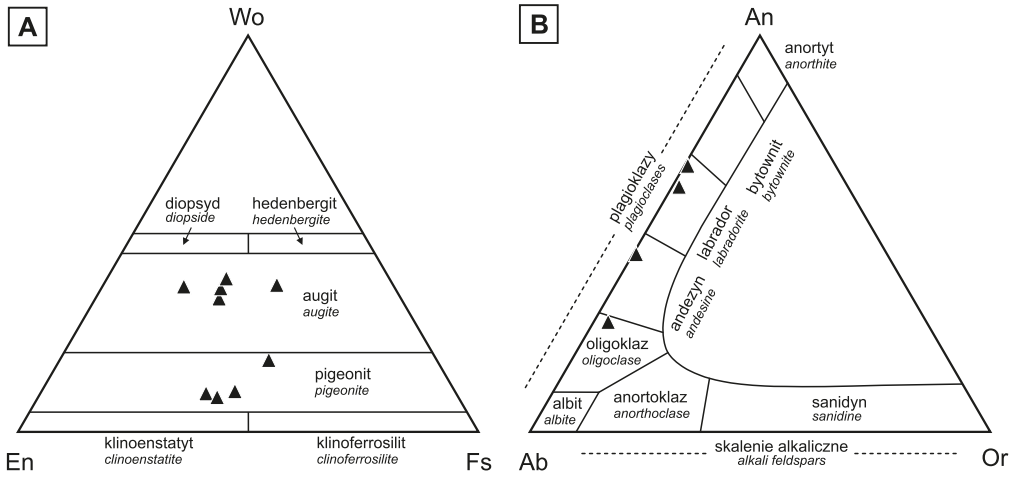


Fig. 19. A. Skład klinopiroksenów na trójkątnym diagramie klasyfikacyjnym Morimoto i in. (1988). B. Diagram klasyfikacyjny skaleni Ab–An–Or pokazujący zmienność składu plagioklazów w diabazie z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

A. Compositions of clinopyroxenes in the classification ternary diagram of Morimoto et al. (1988). **B.** Classification diagram Ab–An–Or for feldspars, showing the chemical variability of plagioclase in diabase from the Goczałkowice IG 1 borehole

Tabela 8

Analizy mikrosondowe (% wag.) klinopiroksenów w diabazie z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (próbka G 1473, głęb. 3140,8 m)

Electron microprobe analyses (in wt%) of clinopyroxenes in diabase from the Goczałkowice IG 1 borehole (sample G 1473, depth 3140.8 m)

	Próbka G 1473 (głęb. 3140,8 m) Sample G 1473 (depth 3140.8 m)								
	augit augite					pigeonit pigeonite			
SiO_2	51,08	50,45	51,06	50,37	50,68	50,30	52,18	51,55	52,18
TiO_2	0,60	0,27	0,81	0,99	0,80	0,41	0,58	0,38	0,75
Al_2O_3	2,15	0,00	0,97	1,08	1,42	0,48	0,50	0,13	0,34
Cr_2O_3	0,22	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00
FeO*	10,91	21,91	16,64	15,90	15,25	26,44	22,15	24,14	24,24
MnO	0,15	0,99	0,09	0,06	0,62	1,07	0,34	0,35	0,85
MgO	16,00	8,62	13,79	13,08	12,19	12,41	19,05	18,52	16,03
CaO	17,88	17,59	16,34	17,41	18,52	8,58	4,75	4,31	4,78
Na_2O	0,84	1,06	1,22	1,05	1,03	0,30	0,44	0,33	0,65
K_2O	0,00	0,13	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,17
Suma/Total	99,83	101,02	100,92	99,99	100,53	100,05	99,99	99,79	99,99
Liczba kationów na 6 atomów tlenu Number of cations on the basis of 6 oxygen atoms									
Si	1,892	1,951	1,909	1,905	1,911	1,964	1,964	1,959	1,995
Al^{IV}	0,086	0,000	0,043	0,048	0,063	0,022	0,022	0,006	0,004
Al^{VI}	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012
Fe^{3+}	0,146	0,177	0,188	0,168	0,151	0,051	0,052	0,082	0,008
Cr	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
Ti	0,017	0,008	0,023	0,028	0,023	0,012	0,016	0,011	0,022
Fe^{2+}	0,188	0,521	0,324	0,328	0,324	0,809	0,642	0,680	0,766
Mn	0,005	0,032	0,003	0,002	0,020	0,035	0,011	0,011	0,028
Mg	0,883	0,497	0,768	0,737	0,685	0,723	1,069	1,049	0,914
Ca	0,709	0,729	0,654	0,705	0,748	0,359	0,192	0,175	0,196
Na	0,060	0,079	0,088	0,077	0,075	0,023	0,032	0,024	0,048
K	0,000	0,006	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008
Suma/Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Mg#	73	42	60	60	59	46	61	58	54
Wo	36,7	37,1	33,6	36,2	38,7	18,1	9,7	8,8	10,2
En	45,6	25,3	39,5	37,9	35,4	36,5	54,3	52,4	47,8
Fs	17,7	37,7	26,9	25,9	25,9	45,4	36,0	38,9	42,0
Di	77,7	44,0	64,9	64,5	62,1	45,5	60,9	59,5	52,0
Hd	17,0	49,0	27,6	28,8	31,1	53,1	37,2	39,2	45,2
Ae	5,3	7,0	7,5	6,7	6,8	1,4	1,8	1,4	2,7

FeO* – żelazo całkowite jako FeO; $Mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg + Fe_T)$

FeO* – total iron as FeO; $Mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg + Fe_T)$

Tabela 9

Analizy mikrosondowe [% wag.] plagioklazów w diabazie z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (próbka G 1473, głęb. 3140,8 m)

Electron microprobe analyses (in wt%) of plagioclases in diabase from the Goczałkowice IG 1 borehole (sample G 1473, depth 3140.8 m)

	Próbka G 1473 (głęb. 3140,8 m) Sample G 1473 (depth 3140.8 m)			
SiO_2	59,83	57,25	51,35	51,32
Al_2O_3	24,33	25,86	30,62	29,46
FeO*	0,53	0,47	0,78	0,63
CaO	5,79	9,25	13,98	13,17
Na_2O	7,98	6,22	3,71	4,32
K_2O	0,55	0,12	0,13	0,27
Suma/Total	99,01	99,17	100,57	99,17
Liczba kationów na 32 atomy tlenu Number of cations on the basis of 32 oxygen atoms				
Si	10,792	10,372	9,328	9,453
Al	5,173	5,522	6,557	6,396
Ca	1,119	1,796	2,721	2,599
Na	2,791	2,185	1,307	1,543
K	0,127	0,028	0,030	0,063
Fe	0,080	0,071	0,119	0,097
Suma/Total	20,001	19,902	19,943	20,055
An	27,7	44,8	67,1	61,8
Ab	69,1	54,5	32,2	36,7
Or	3,1	0,7	0,7	1,5

FeO* – żelazo całkowite jako FeO
FeO* – total iron as FeO

o dużym promieniu jonowym (LILE: Ba, Rb, K) i lekkie pierwiastki ziem rzadkich (LREE). Miarą frakcjonowania LREE względem MREE (o pośrednim ciężarze at.) jest znormalizowany do chondrytu stosunek $(La/Sm)_N$ wynoszący 1,3–2,4 (tab. 10). W zakresie La–Y charakterystyki próbek są tylko łagodnie nachylone w kierunku Y z ujemną anomalią P i niewielką dodatnią anomalią Sr; ta ostatnia anomalia świadczy o słabej akumulacji plagioklazu. Niewielkie nachylenie charakterystyk wskazuje na dość wysoki stopień parcjalnego topienia źródła płaszczowego (rzędu 20%, por. Wilson i in., 1999). Szczególnie charakterystyczna dla diabazów z Goczałkowic jest wyraźna anomalia ujemna Nb, której miarą jest znormalizowany do pierwotnego płaszcza stosunek $(Nb/La)_N$ w zakresie 0,34–0,60 (średnio 0,43 ±0,15; tab. 10). Stosunek ten nie jest przy tym znacząco zmieniany przez frakcjonalną krystalizację (Hooper, Hawkesworth, 1993).

Na figurze 21B zestawiono charakterystyki średniego składu diabazów z Goczałkowic i średnich składów bazaltów toleitowych ze środowisk oceanicznych reprezentowanych tu przez bazalty wysp oceanicznych (OIB), wzbogacone bazalty grzbietów śródoceanicznych (E-MORB), bazalty łuków wysp (IAT) i załukowych centrów spreadingu (BAB). Najbardziej zbliżone do diabazów z Goczałkowic są położenie i w pewnym stopniu kształt charakterystyk E-MORB i BAB. Te pierwsze mają jednak dodatnią, a nie ujemną anomalię niobu [$(Nb/La)_N$ = 1,37], natomiast w bazaltach załukowych brak jest wzbogacenia w LREE [$(La/Sm)_N$ = 1,0 w porównaniu do 2,0 w Goczałkowicach], a ujemna anomalia Nb jest znacząco mniejsza [$(Nb/La)_N$ = 0,62]. Skrajnie jest odmienna charakterystyka OIB, natomiast charakterystyka IAT ma do pewnego stopnia wspólne cechy ze średnią charakterystyką diabazów z Goczałkowic, polegające na zasadniczo płaskim kształcie w zakresie La–Y oraz silnie ujemnej anomalii niobu [$(Nb/La)_N$= 0,28].

UWAGI O ŚRODOWISKU TEKTONICZNYM

Diabazy z Goczałkowic wykazują znaczne pokrewieństwo geochemiczne z toleitowymi kontynentalnymi platobazaltami (CFB; *continental flood basalt*) (zob. Krzemiński, 2004). Prawie powszechna ujemna anomalia Nb w platobazaltach CFB jest źródłem poglądów o obecności „składnika subdukcyjnego" w płaszczu litosferycznym (np. Hergt i in., 1989, 1991). Uwolnione przez subdukcję fluidy i stopy podnosiły koncentracje LREE w klinie płaszcza powyżej strefy subdukcji, jednocześnie powodując tylko małe zmiany w zawartościach pośrednich i ciężkich REE i większości pierwiastków o wysokim potencjale jonowym (HFSE), w tym niobu (np. Pearce i in., 1995). Na figurze 20C–D pokazano średnią charakterystykę diabazów z Goczałkowic i średnie charakterystyki skał bazaltowych z sześciu prowincji CFB dobrze rozpoznanych pod względem geochemicznym. To zestawienie uwzględnia tylko skały o podobnym stopniu zdyferencjowania wyrażonym przez liczbę magnezową Mg# i zbliżonej zawartości SiO_2 (por. tab. 10). Najbardziej diagnostyczny na diagramach „pajęczych" jest zakres Nb–Y obejmujący głównie HFSE i REE. Platobazalty trzech spośród tych prowincji CFB (Norylsk, Lesotho/Karoo i Środkowoatlantycka Prowincja Magmowa – CAMP; fig. 21C) zostały wyróżnione przez Puffera (2001) jako osobna kategoria bazaltów A-CFB o podobnej do łukowej (*arc-like*) sygnaturze geochemicznej, których wzbogacone źródła płaszczowe generowały magmy typu łukowego lub załukowego w środowisku tektonicznej ekstensji. Wykazują one wzbogacenie w mobilne pierwiastki niedopasowane i zubożenie w Nb (HFSE), podobnie jak bazalty środowisk subdukcyjnych. Występowanie sygnatur podobnych do łukowych w niektórych prowincjach CFB jest ściśle skorelowane z odległością centrów erupcji do stref paleosubdukcji przy krawędziach prekambryjskich kratonów. Taką zależność zaobserwowano w permo-triasowej prowincji syberyjskich trapów bazaltowych w ich relacji do mongolsko-ochockiej strefy szwu (Ivanov, Litasov, 2014), a także w prowincji Karoo. Sugeruje to, że fluidy i stopy uwalniane z subdukujących

Tabela 10

Zawartość pierwiastków głównych [% wag.] i śladowych [ppm] oraz normatywny skład mineralny diabazów z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (dla porównania podano średni skład kontynentalnych platobazaltów z dwóch prowincji magmowych – Lesotho (Karoo) i Dekanu)

Major (in wt%) and trace element (in ppm) contents and the normative mineral proportions in diabases from the Goczałkowice IG 1 borehole (the average compositions of continental flood basalts from two magmatic provinces, Lesotho (Karoo) and Deccan, are shown for comparison)

Goczałkowice IG 1									Kontynentalne platobazalty Continental Flood Basalts (CFB)			
									A-CFB Lesotho		P-CFB Dekan	
Głęb. [m] Depth [m]	3133,6	3138,0	3140,8	3144,3	3133,0	3142,5	średnia mean n = 4 (6)	±1σ	średnia mean n = 269	±1σ	średnia mean n = 6	±1σ
SiO_2	49,70	49,44	49,26	50,11	49,34	51,03	49,82	0,61	51,44	0,43	48,41	1,04
TiO_2	1,57	1,52	1,27	1,57	1,21	1,03	1,36	0,21	1,03	0,12	1,82	0,10
Al_2O_3	16,04	16,52	17,15	16,38	16,46	16,26	16,47	0,34	15,72	0,55	14,22	0,48
Fe_2O_{3T}	12,05	11,95	11,40	11,12	11,81	11,09	11,57	0,38	10,52	0,95	13,38	0,96
MnO	0,193	0,187	0,176	0,212	0,155	0,123	0,175	0,029	0,185	0,018	0,19	0,01
MgO	7,11	7,26	7,49	6,93	7,77	7,74	7,38	0,31	7,19	0,69	7,98	0,52
CaO	10,17	9,95	10,12	9,92	10,06	9,47	9,95	0,23	10,94	0,37	10,76	0,41
Na_2O	2,74	2,81	2,71	2,96	2,73	2,85	2,80	0,09	2,15	0,23	2,54	0,15
K_2O	0,25	0,20	0,29	0,62	0,30	0,29	0,33	0,14	0,61	0,19	0,47	0,14
P_2O_5	0,168	0,164	0,134	0,163	0,155	0,123	0,151	0,017	0,176	0,022	0,22	0,04
LOI	1,26	1,79	1,38	1,91	–	–	–	0,31	–	–	–	–
Mg#	58	59	61	59	61	62	60	1	61	4	58	3
Cr	162	153	125	121	–	–	140	20	239	72	537	246
Ni	85	88	101	87	–	–	90	7	79	20	205	65
Co	35	35	38	33	–	–	35	2	44	2	48	6
Sc	33,1	32,3	28,3	32,5	–	–	31,6	2	33,0	2,8	33,4	2,8
Rb	13	11	13	22	–	–	15	5	12	12	8	5
Sr	236	241	253	274	–	–	251	17	183	28	265	66
Ba	89	61	56	95	–	–	75	20	192	40	152	53
Zr	100	95	78	102	–	–	94	11	89	12	136	16
Nb	5	4	4	5	–	–	5	1	6,6	2,0	8,8	3,0
Y	27	25	22	25	–	–	25	2	25,9	2,5	28,0	2,7
La	8	<5	11	14	–	–	11	3	11	2	11,1	2,1
Ce	16	19	23	16	–	–	19	3	26	4	36	10
Nd	13	12	10	12	–	–	12	1	14	2	22	4
Sm	4	4	3	4	–	–	4	1	2,8	0,3	5,5	0,3
$(Nb/La)_N$	0,60	–	0,35	0,34	–	–	0,43	0,15	0,59	0,14	0,76	0,12
$(La/Sm)_N$	1,3	–	2,4	2,3	–	–	2,0	0,6	2,5	0,5	1,3	0,2
Q	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	–	0,8	–	0,0	–
Pl	54,5	56,2	57,3	55,2	55,5	55,4	55,7	–	49,6	–	48,1	–
Or	1,5	1,2	1,8	3,7	1,8	1,7	2,0	–	3,6	–	2,8	–
Di	15,5	13,6	12,9	15,4	14,2	12,8	14,1	–	17,9	–	21,6	–
Hyp	18,3	17,0	14,7	13,2	14,6	22,8	16,8	–	24,1	–	9,8	–
Ol	5,0	6,8	8,9	7,5	9,5	3,4	6,9	–	0,0	–	11,8	–

Zawartości tlenków przeliczone na 100% z pominięciem składników lotnych. Mg# = 100 · MgO / (MgO + 0,85 · FeO_T) % mol. LOI – straty prażenia. Fe całkowite jako Fe_2O_3. $(Nb/La)_N$ – Nb/La znormalizowane do pierwotnego płaszcza; $(La/Sm)_N$ – La/Sm znormalizowane do chondrytu, wartości normalizacyjne wg Suna i McDonougha (1989). A-CFB – kontynentalne platobazalty związane ze środowiskiem łuku; P-CFB – kontynentalne platobazalty związane z pióropuszem płaszcza (Puffer, 2001). Źródła danych dla CFB: Lesotho (Marsh i in., 1997), Dekan (Patel i in., 2020). Q, Pl, Or, Di, Hyp, Ol – normatywne kwarc, plagioklaz, ortoklaz, diopsyd, hipersten i oliwin (CIPW). 1σ – odchylenie standardowe; n – liczba próbek

Oxides contents are recalculated to 100% on an anhydrous basis. Mg# = 100 · MgO / (MgO + 0,85 · FeO_T) mol%. LOI – loss on ignition. Total iron expressed as Fe_2O_3. $(Nb/La)_N$ – primordial mantle-normalized Nb/La; $(La/Sm)_N$ – chondrite-normalized La/Sm, normalizing values are from Sun and McDonough (1989). A-CFB – arc-related continental flood basalts; P-CFB – plume-related continental flood basalts (Puffer, 2001). Data sources for CFB: Lesotho (Marsh *et al*., 1997), Deccan (Patel *et al*., 2020). Q, Pl, Or, Di, Hyp, Ol – CIPW-normative quartz, plagioclase, orthoclase, diopside, hypersthene and olivine. 1σ – standard deviation; n – number of samples

płyt mogą być odpowiedzialne za podobne do łukowych sygnatur bazaltów (Wang i in., 2016).

W przypadku CAMP bazalty ekstrudowały w trakcie rozpadu Pangei bezpośrednio na paleozoicznych terranach, które w postaci łuków wysp i fragmentów kontynentalnych uprzednio podlegały akrecji do wschodniej krawędzi Laurencji podczas amalgamacji tego superkontynentu. Źródłem ich magmy, generowanej na skutek dekompresji, był ten sam wzbogacony w wyniku paleosubdukcji płaszcz, który wcześniej był źródłem magmatyzmu łukowego i załukowego (Puffer, 2001). W przypadku prowincji Karoo w południowej Afryce (np. Lesotho) wulkanizm CFB był związany z rozpadem paleokontynentu Gondwany w mezozoiku i otwieraniem się południowego Atlantyku (np. Gallagher, Hawkesworth, 1994; Kirstein i in., 2000). Natomiast bardzo obfity, głównie triasowy wulkanizm CFB

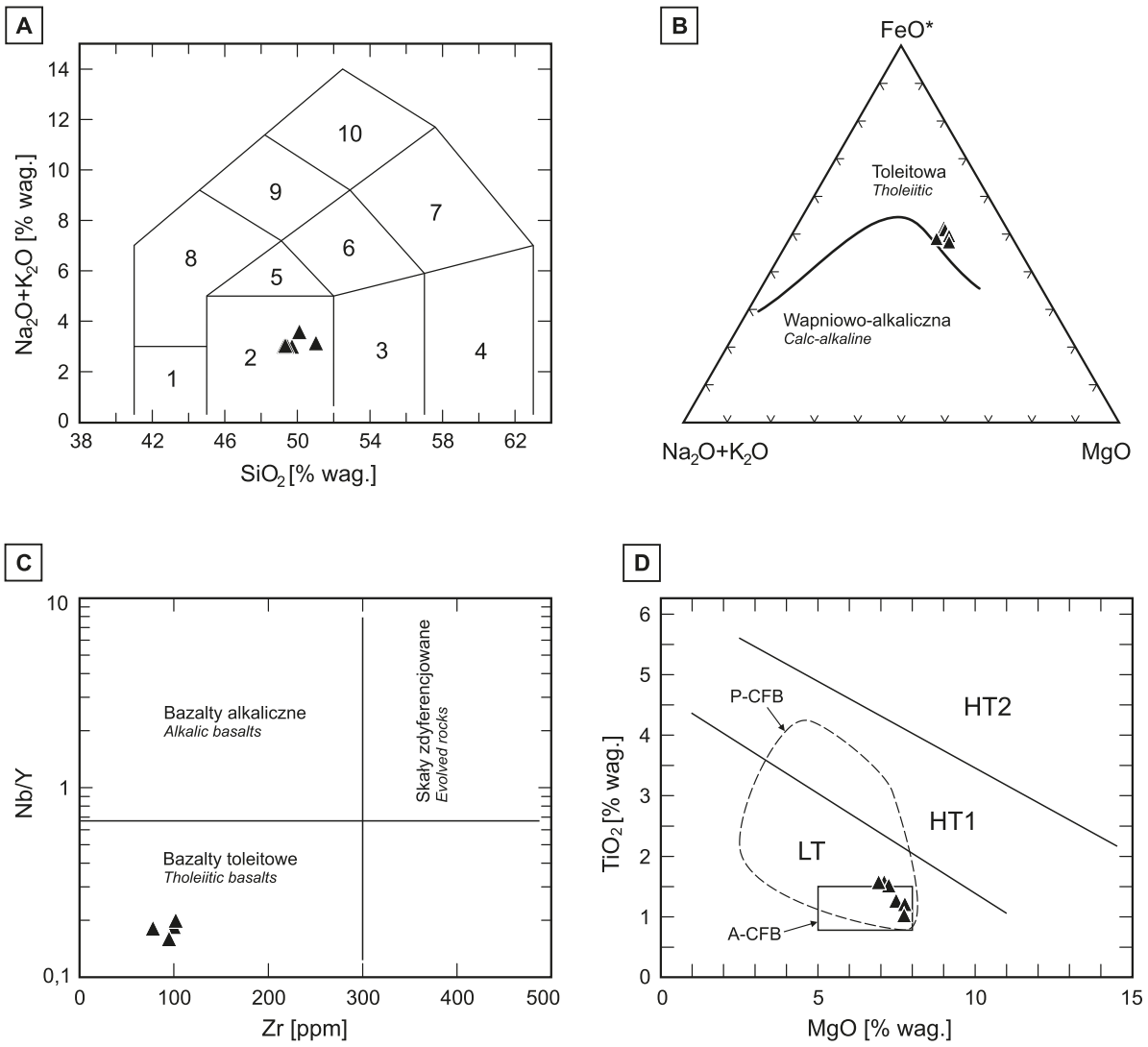


Fig. 20. Chemiczne diagramy klasyfikacyjne diabazów z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

A – diagram klasyfikacyjny suma alkaliów–krzemionka (Le Bas i in., 1992): 1– bazalt pikrytowy, 2 – bazalt, 3 – andezyt bazaltowy, 4 – andezyt, 5 – trachybazalt, 6 – trachyandezyt bazaltowy, 7 – trachyandezyt, 8 – bazanit/tefryt, 9 – tefryt fonolitowy, 10 – tefryfonolit. **B** – diagram AFM pokazujący toleitowy charakter diabazu z Goczałkowic. **C**– diagram Nb/Y *vs*. Zr (Floyd i in., 2000). **D** – diagram TiO_2 *vs*. MgO: LT – toleity niskotytanowe, HT1 – toleity wysokotytanowe, HT2 – wysokotytanowe bazalty przejściowe i pikryty (Beccaluva i in., 2009), A-CFB – kontynentalne platobazalty związane ze środowiskiem łuku, P-CFB – kontynentalne platobazalty związane z pióropuszem płaszcza (Puffer, 2001)

Chemical classification diagrams for diabases from the Goczałkowice IG 1 borehole

A – total alkali–silica classification diagram (Le Bas *et al*., 1992): 1– picritic basalt, 2 – basalt, 3 – basaltic andesite, 4 – andesite, 5 – trachybasalt, 6 – basaltic trachyandesite, 7 – trachyandesite, 8 – basanite/tephrite, 9 – phonolitic tephrite, 10 – tephriphonolite. **B** – AFM diagram showing the tholeiitic nature of the Goczałkowice diabase. **C** – Nb/Y *vs*. Zr diagram (Floyd *et al*., 2000). **D** – TiO_2 *vs*. MgO diagram: LT – Low-Ti tholeiites, HT1 – High-Ti tholeiites, HT2 – High-Ti transitional basalts and picrites (Beccaluva *et al*., 2009), A-CFB – arc-related continental flood basalts, P-CFB – plume-related continental flood basalts (Puffer, 2001)

platformy syberyjskiej (Norylsk), towarzyszący umiarkowanej ekstensji litosfery, nie zakończył się rozpadem kontynentu (Wooden i in., 1993). Najwięcej wspólnych cech geochemicznych z diabazami z Goczałkowic mają niskotytanowe bazalty kategorii A-CFB. Mają one bardzo podobny stopień wzbogacenia w zakresie Nb–Y, przy nieco mniejszej ujemnej anomalii niobu [$(Nb/La)_N$ = 0,66–0,59)]. Małe zróżnicowanie charakterystyk A-CFB wskazuje, że frakcjonowanie, kontaminacja skorupowa i mieszanie magm nie miały istotnego wpływu na ich chemizm (Puffer, 2001). Druga wyróżniona przez Puffera (2001) kategoria CFB, związanych z pióropuszem płaszcza (P-CFB), różni się od diabazu z Goczałkowic na ogół większym wzbogaceniem w zakresie Nb–Y i wyraźnie mniejszą ujemną anomalią niobu [$(Nb/La)_N$ = 0,81–0,76)]. Przykładem są tu bazalty Dekanu, Columbia River i Keweenawan (fig. 21D).

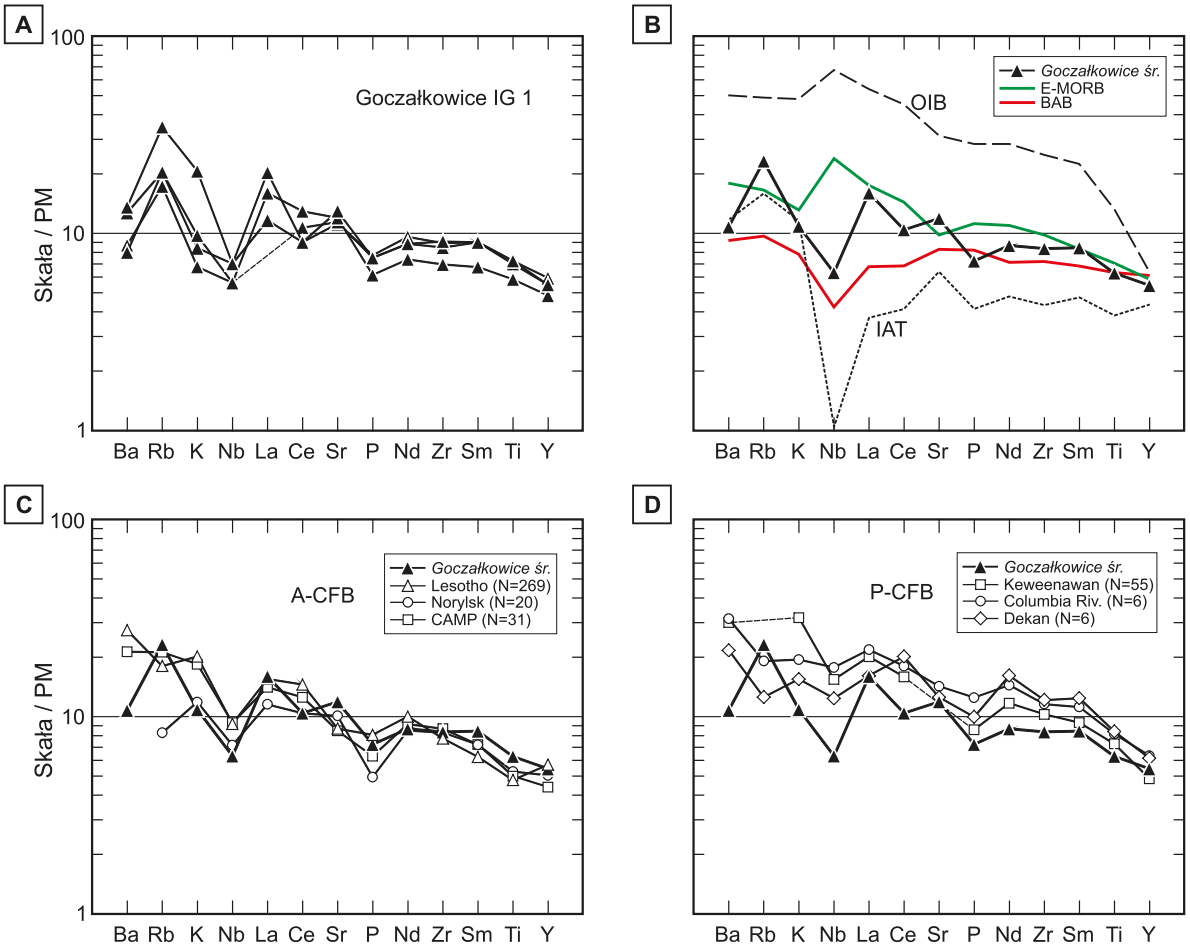


Fig. 21. A. Znormalizowane do składu pierwotnego płaszcza (PM) charakterystyki wielopierwiastkowe próbek diabazów z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1. B. Charakterystyka wielopierwiastkowa średniego składu diabazu z Goczałkowic w porównaniu ze współczesnymi bazaltami oceanicznymi z różnych środowisk tektonicznych. C–D. Porównanie średniego składu diabazu z Goczałkowic ze składem kontynentalnych platobazaltów z kilku wielkich prowincji magmowych

Źródła danych (fig. B): wzbogacone bazalty grzbietów śródoceanicznych (E-MORB) i bazalty basenów załukowych (BAB) – Gale i in., 2013; toleity łuków wysp (IAT) – Pearce i in., 1995; bazalty wysp oceanicznych (OIB) – Sun i McDonough, 1989. Źródła danych dla średnich składów kontynentalnych platobazaltów (fig. C–D): Lesotho – Marsh i in., 1997; Norylsk – Lightfoot i in., 1990; CAMP (Środkowoatlantycka Prowincja Magmowa) – Merle i in., 2014; Keweenawan – Nicholson i in., 1997; Columbia River – Hooper i Hawkesworth, 1993; Dekan – Patel i in., 2020. Objaśnienie skrótów A-CFB i P-CFB jak na figurze 20D. Wartości normalizacyjne PM wg Suna i McDonougha (1989)

A. Primordial mantle (PM)-normalized multi-element patterns of individual samples of the Goczałkowice diabases. **B.** Multi-element pattern of the average composition of the Goczałkowice diabase compared with modern oceanic basalts from various tectonic settings. **C–D.** Comparison of the average composition of the Goczałkowice diabase with those of continental flood basalts from several Large Igneous Provinces

Sources of data (Fig. B): enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) and back-arc basin basalts (BAB) – Gale *et al*., 2013; island arc tholeiites (IAT) – Pearce *et al*., 1995; oceanic island basalts (OIB) – Sun and McDonough, 1989. Data sources for continental flood basalt averages (Fig. C–D): Lesotho – Marsh *et al*., 1997; Noril'sk – Lightfoot *et al*., 1990; CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) – Merle *et al*., 2014; Keweenawan – Nicholson *et al*., 1997; Columbia River – Hooper and Hawkesworth, 1993; Deccan – Patel *et al*., 2020. Abbreviations A-CFB and P-CFB as in Figure 20D. Normalizing values for PM are from Sun and McDonough, 1989

Ich magmy macierzyste reprezentują stopy pochodzące bezpośrednio z czoła pióropusza lub będące produktem jego oddziaływania na wzbogacony subkontynentalny płaszcz litosferyczny (Hooper, Hawkesworth, 1993; Nicholson i in., 1997).

Wyraźne pokrewieństwo geochemiczne diabazów z Goczałkowic z kontynentalnymi platobazaltami A-CFB może oznaczać podobne pochodzenie ich magm macierzystych i środowisko tektoniczne magmatyzmu zasadowego. Istnienie źródła płaszczowego, uprzednio selektywnie wzbogaconego w strefie nadsubdukcyjnej (paleosubdukcja), oraz środowisko tektonicznej ekstensji wydają się zgodne z niektórymi rekonstrukcjami paleotektonicznymi terranu Brunovistulikum, którego częścią jest blok górnośląski, w najmłodszym prekambrze i paleozoiku. Zdaniem Jelinka i Dudka (1993) oraz Fingera i Steyrera (1995) w późnym proterozoiku zachodziła subdukcja Morza Tornquista pod aktywną krawędź paleokontynentu Gondwany. Subdukcja płyty oceanicznej mogła być przyczyną wzbogacenia klina płaszcza litosferycznego późniejszego terranu Brunovistulikum w silnie niedopasowane LILE i LREE i powstania ujemnej anomalii Nb („składnik subdukcyjny"). Późniejszy dryf pery-gondwańskiego w tym ujęciu terranu Brunovistulikum w kierunku Baltiki spowodował przy jego południowym krańcu otwarcie się wąskiego morza Raabs jako basenu załukowego (Finger, Steyrer, 1995). Występujące na kontakcie Brunovistulikum z masywem czeskim dajki metabazaltów, będące efektem załukowego ryftowania we wczesnym paleozoiku, noszą cechy stopów pochodzących z heterogenicznego zbiornika mającego charakter subkontynentalnego płaszcza wzbogaconego pod wpływem subdukcji w pierwiastki niedopasowane, a część z nich ma ujemną anomalię Nb (dz. cyt.). Byłby to zatem „składnik subdukcyjny" odziedziczony przez magmę bazaltową po wcześniej zmodyfikowanym źródle płaszczowym. Analogiczne jak w późnym proterozoiku warunki geotektoniczne wystąpiły także we wczesnej fazie ewolucji waryscydów środkowoeuropejskich. Zdaniem Nawrockiego i in. (2020) i zgodnie z rekonstrukcją Frankego i in. (2017) po ostatecznej amalgamacji Brunovistulikum w epoce pokaledońskiej, na przełomie syluru i dewonu, miały tu miejsce regionalne procesy ekstensyjne związane z zamykaniem oceanu Reik i jednoczesnym otwieraniem załukowego basenu reńsko-hercyńskiego na avalońskiej krawędzi kontynentu Old Red. Ujemna anomalia Nb w diabazach z Goczałkowic, analogicznie jak w przypadku późnosylurskiej intruzji diorytowej z Sosnowca (Nawrocki i in., 2020), może być konsekwencją subdukcji płyty oceanu Reik pod południowo-wschodnią krawędź kontynentu Old Red, która spowodowała selektywne wzbogacenie płaszczowych źródeł magmy zasadowej w LILE i LREE. Mielibyśmy tu zatem do czynienia z nałożeniem na siebie efektów dwóch rozdzielonych w czasie procesów subdukcyjnego wzbogacania płaszcza litosferycznego, starszego w późnym proterozoiku i młodszego w paleozoiku, które łącznie kontrolowały paleozoiczny magmatyzm zasadowy bloku górnośląskiego.