

STANISŁAW MAŁKOWSKI

*Pamięci Jana Czarnockiego
pracę tę poświęcam*

O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich*

TREŚĆ: Wstęp — Przegląd materiałów: Lamprofiry (Góra Salkowa, Cisów, kolonia Wzory, młyn Kabza, Zielonka); wyniki badań spektrograficznych lamprofirów z Wzorów, Kabzy i Zielonki; pokrewieństwo magmatyczne lamprofirów świętokrzyskich; wietrzenie — Diabazy (bazalty) świętokrzyskie: diabazy synkliny bardziańskiej; diabazy św. Katarzyny — Tufity Gór Świętokrzyskich: materiały pochodzenia wulkanicznego w skałach górno-sylurskich niecki bardziańskiej; tufity dolno-dewońskie pasma klonowskiego; tufity górno-dewońskie z okolicy Gałęzic; tufity dolno-karbońskie z okolicy Zarębów i Kowali; tufity dolno-tortońskie pod Bogoryją i inne — Utwory hydrotermalne — Wiek geologiczny przejawów wulkanicznych na obszarze Gór Świętokrzyskich — Cykliczność przejawów wulkanicznych — Zakończenie — Literatura cytowana

WSTĘP

Rozpoznawanie dowodów działalności wulkanicznej przejawiającej się w ciągu dziejów geologicznych Ziemi Polskich i terenów je otaczających następowało powoli, w miarę rozwoju pojęć naukowych, a także w miarę postępu badań oddzielnych regionów. Jakkolwiek znane były St. Staszicowi „porfiro-łopień” z Nowej Góry i „gatunek trapu, na którym stoi stary wielki zamek Tęczyński”, to jednak wyraża on opinię, że „w całej tutejszej okolicy... nie ma nigdzie gór otchłannych (volcaniques)”. Dalej w tymże dziele Staszica czytamy, że „nigdzie w wszystkich Polskich krainach, nigdzie z strony północnej Karpatów, nie ma najmniejszego śladu działań podziemnego ognia, czyli gór otchłannych”¹.

* Rozprawa niniejsza była przedstawiona w zarysie i głównych тезach na posiedzeniu naukowym Muzeum Ziemi w dniu 20 grudnia 1952 r.

¹ Stanisław Staszic, O ziemiorództwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa, 1815, s. 49, 52, 53, 380.

W cytowanej opinii Staszica zaznaczył się w całej pełni panujący wówczas w Polsce wpływ Wernera, według którego bazalty, diabazy, melafiry (nazywane

Spośród regionów Polski, na których przestrzeni odsłaniają się spod płaszcza osadów plejstocénskich i holocénskich utwory starszego wieku, Góry Świętokrzyskie najdłużej ukrywały tajemnice swej przeszłości, nie pozbawionej, jak się okazuje, wielu bardzo interesujących epizodów działalności wulkanicznej.

Pierwszego odkrycia skał wulkanicznych na tym terenie dokonał Jan Czarnocki, który w r. 1919 (1) podał wiadomości o występowaniu diabazów w następujących miejscach okolic Łagowa:

- 1) wąwóz „Pragowiec” pod Bardem, dwa poziomy diabazu (l. c., s. 77),
- 2) szczyt wzgórza „tworzącego występ w dolinie potoku, stanowiącego dopływ rz. Czarnej” (l. c., s. 77),
- 3) „wśród podmokłych łąk i pól”, po stronie północnej drogi polnej, prowadzącej z Widełek do Zarobin (l. c., s. 90),
- 4) niewielkie odsłonięcie, widoczne w drodze do Zarobin (l. c., s. 90), oraz
- 5) odsłonięcie w drodze do Widełek (l. c., s. 90).

W miejscu występowania diabazów między Widełkami i Zarobinami stwierdzono nadto znajdowane w postaci okruchów „łupki kontaktowe, b. silnie zmienione, podobne do jaspisów”, a także — „druzy kryształów kwarcu półprzezroczystego i chalcedon, tworzący warstewki do 5 cm grubości o pięknie wyrażonych listewkach przyrostowych”.

W podanym w tejże pracy przekroju poprzecznym przez synklinę bardziańską zaznaczono dwa poziomy diabazów między należącymi do górnego gotlandu „łupkami graptolitowymi” i „szarowąką niewachłowską”.

W r. 1920 i 1921 J. Samsonowicz odkrywa żyły lamprofirów pod Iwaniskami wśród łupków dolnego kambru (21, 26).

W r. 1923 J. Czarnocki (2) publikuje opis odnalezionego przez siebie wśród osadów dolnego cechsztynu pod Gałęzicami utworu o charakterze

trapami) zaliczane były do skał powstałych w środowisku wodnym, wbrew zdecydowanemu w tymże czasie przekonaniu geologów francuskich, które znane już było w Polsce (por. F. Drzewiński, Początki mineralogii, Wilno, 1816, s. 215-216, 590). Rzecz ciekawa, że w wydanym wcześniej przekładzie „Epok Natury” Buffona (wydanie II, Kraków 1803) Staszic czyni dopisek na str. 197, w którym stwierdza, że „w Polsce znajdują się również ślady wygasłych otchłaniów. W okolicach Babigóry, Łanckorony, znajdują się sztuki lawy; dowód, że tam nie daleko musi znajdować się wygasła otchłania”. Dalej w tymże dopisku Staszic wspomina, że znajdował między Babią Górą i okolicami Cieszyńska „rozczyniające się lawy”. Porównując treść wypowiedzi w „Epokach Natury” i w „Ziemióródtwie” można by przypuszczać, że dawniej wyrażoną swą myśl o dowodach istniejących niegdyś wulkanów w okolicach Łanckorony, Babiej Góry i Cieszyńska uznał Staszic z czasem za niedość uzasadnioną.

martwicy wapiennej z chalcedonem i galeną, który uważa za produkt źródeł gorących.

W r. 1928 J. Czarnocki komunikuje o odnalezieniu nowych odsłoneń diabazów: w pobliżu wsi Czarnej i Kierdona (w dolinie Kierdonki) oraz w Zbelutce (w wąwozie zw. „Chojnowy Dół“, 3). Z innego komunikatu tegoż autora (4) dowiedzieliśmy się o znalezieniu tufitów w famenie górnym w Gałęzicach oraz w dolnym karbonie w Zarębach pod Łagowem.

W tymże r. 1928 J. Czarnocki i J. Samsonowicz (3, 26) ogłaszają komunikaty o lamprofirach odkrytych pod Cisowem oraz pod Iwaniskami (Wzory, Kabza).

W roku następnym J. Samsonowicz podaje wiadomość o odkryciu lamprofiru w Zielonce pod Klimontowem (27).

W r. 1933 J. Czarnocki podaje wiadomość o odnalezieniu tufitów karbońskich w okolicy Kowali (9).

W latach 1933-1936 pojawiają się komunikaty Cz. Kuźniara i J. Samsonowicza o złożu piryty (zawierającym drobne ilości miedzi, ołowiu, arsenu, antymonu, cynku i krzemionki w postaci chalcedonu) w Rudkach pod Nową Słupią (16, 17, 25). Opisy i rysunki profilów tego złoża podaje J. Czarnocki w latach 1939 i 1948 (13, 15).

J. Czarnocki w r. 1936 publikuje pracę o występującym pod Strawczynkiem złożu barytu, któremu towarzyszy w niewielkich ilościach galena i chalkopiryt. Złoże jest wybitnie metasomatyczne. Autor przypisuje mu wiek trzeciorzędowy (10).

W r. 1937 J. Czarnocki podaje wiadomość o znalezieniu w tzw. warstwach barczańskich emsu dolnego zielonych łupków tufitowych, które badał Zb. Sujkowski (11).

W r. 1939 tenże autor (J. Czarnocki) ogłasza nowe wiadomości o diabazach, wykrytych na znacznej przestrzeni przy pomocy badań geomagnetycznych w okolicach Łagowa (13). W tejże pracy, uzupełnionej mapą i rysunkami profilów, podano wzmianki o nowych miejscach występowania lamprofirów. Autor wspomina również o osadach gotlandzkich złożonych z okruchów skał wulkanicznych, częściowo zapewne tufogenicznych.

W r. 1947 dowiadujemy się z pracy J. Czarnockiego o odkryciu w okolicy św. Katarzyny, dzięki badaniom geomagnetycznym St. Pawłowskiego, żyły diabazowej związanej ze strefą dyslokacji paleozoicznych, poprzecznych względem kierunku pasma łysogórskiego (14).

Jak widać z powyższego krótkiego przeglądu, rozporządzamy dziś szeregiem faktów świadczących, że w różnych okolicach dzisiejszych Gór Świętokrzyskich zaznaczyła się kilkakrotnie działalność wulkaniczna, czy to w postaci intruzji (lub ekstruzji) magmy, czy też — tufitów lub osadów wód gorących. Do kategorii ostatnio wymienionych wypada zaliczyć

również znane od dawna na tym terenie złoża minerałów kruszcowych (miedzi, ołowiu i in.), o których znajdujemy pewne mogące nas tu zainteresować wiadomości w nowszej literaturze (5, 6, 7, 8, 12, 16, 17, 19, 20, 22 i in.).

Poza wymienionymi wyżej pracami spis literatury przedmiotu, podany na końcu niniejszej rozprawy, obejmuje kilka opracowań petrograficznych i mineralogicznych: J. Tokarskiego (32, 1921 i 33, 1926), J. Morozewicza (23, 1924 i 24, 1925), M. Karasińskiego i St. Małkowskiego (18, 1928), poświęconych diabazom i lamprofirom świętokrzyskim oraz tworzącym je minerałom.

Wobec zamierzonego w swoim czasie podjęcia przez Zakład Mineralogii i Petrografii Muzeum Ziemi opracowania materiałów dotyczących przejawów wulkanizmu na obszarze Gór Świętokrzyskich wydało mi się koniecznym zebranie wyników badań ogłoszonych dotychczas drukiem (rozproszonych w kilku wydawnictwach, niekiedy już trudnych do odnalezienia). Zebrany i ujęty w myśl pewnego planu materiał uzupełniłem wynikami badań własnych oraz uzyskanych od moich współpracowników. W rozdziale końcowym przedstawiam próbę wskazania *cykliczności zjawisk wulkanicznych* w ciągu dziejów geologicznych Gór Świętokrzyskich oraz próbę korelacji przejawów wulkanizmu z procesami orogenezy na tym terenie.

W ten sposób praca niniejsza może dopomóc do wyznaczenia startu i kierunku nowych badań, zmierzających do pogłębienia wiadomości jednego z bardzo ciekawych rozdziałów geologii Gór Świętokrzyskich.

Materiały do opracowań laboratoryjnych zawdzięczam Janowi Czarnockiemu oraz prof. J. Samsonowiczowi. Osobiście poznałem odsłonięcia diabazów w Prągowcu pod Bardem oraz lamprofirów pod Iwaniskami (Wzory i Kabza), jak również pod Klimontowem (Zielonka), dokąd odbyłem wycieczki pod przewodnictwem prof. J. Samsonowicza.

Rozpatrywanie osiągniętych dotychczas wyników badań rozpoczynam od lamprofirów, a następnie z kolei zajmuję się: diabazami, tufitami i osadami hydrotermalnymi.

PRZEGLĄD MATERIAŁÓW

LAMPROFIRY

Między Kranowem na zachód od Daleszyc a Zielonką pod Klimontowem (miejscowościami odległymi od siebie w linii prostej około 51 km) rozrzucone są w obrębie skał dolnego kambru znane dotychczas odsłonięcia żył lamprofirowych:

pod Kranowem (13),
w Salkowej Górze pod Daleszycami (13),
pod Cisowem, na linii między Daleszycami i Rakowem (3),
w pobliżu kol. Wzory pod Iwaniskami (26),
przy młynie Kabza pod Iwaniskami (26),
przy cegielni Zielonka pod Klimontowem (27).

Na podstawie wypowiedzi J. Czarnockiego sądzić można, że znane mu były i inne poza wymienionymi odsłonięcia tych skał, skoro na s. 26 jego pracy (13) znajdujemy następujące zdanie, dotyczące miejsc występowania skał magmatycznych: „Na zachód od Daleszyc ilość ich stopniowo maleje”.

Lamprofiry tworzą żyły właściwe w silnie sfałdowanych łupkach dolno-kambryjskich. Poza strefą występowania tych łupków nie znaleziono dotychczas nigdzie lamprofirów w Górach Świętokrzyskich.

O odsłonięciu lamprofirów pod *Kranowem* nie mam bliższych wiadomości.

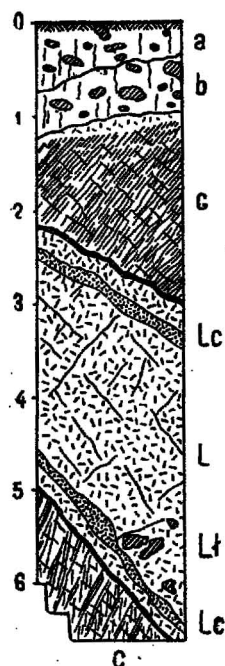


Fig. 1

Żyła lamprofirowa w łupkach dolno-kambryjskich, odsłonięta w szybiku na Górze Salkowej pod Daleszycami (wg J. Czarnockiego, 13, s. 26)

a iły wietrzelinowe szare z odłamkami kwarcytu dewońskiego, b iły wietrzelinowe brudnoczerwone dewońskie z odłamkami kwarcytu, c łupki oliwkowożółte, dolno-kambryjskie, L lamprofir brudnożółty, z obfitą miką, silnie zwietrzały, Lc lamprofir zabarwiony ciemno, tworzący nieregularne smugi w stropie i spągu żyły, Lt porwaki łupków w masie lamprofiru
Cyfry z lewej strony oznaczają głębokość w metrach

Żyła na Górze Salkowej przecina łupki pod kątem niemal prostym, przy czym górną część profilu (ponad żyłą), zajmują łupki oliwkowo-żółte (p. fig. 1) o biegu 55° - 235° , z upadem ku N = 55° ; na dole zaś występują łupki oliwkowe o biegu 100° - 280° , z upadem ku N = 80° . Stąd można by wnosić, że żyła wyzyskała szczelinę tektoniczną, wzdłuż której na-

stąpiła pewna dyslokacja (13). Miąższość żyły przekracza nieco 2,5 m. Zaczyna się w niej budowa symetryczna. W pobliżu kontaktu żyły ze skałą otaczającą widoczne są ciemne, nieregularne smugi, które by mogły być tłumaczone jako utwór starszej intruzji (żyła złożona) lub raczej — jako związane z odmiennymi warunkami zastygania w strefie kontaktu. W obrębie żyły zauważono porwaki skał łupkowych.

Według opisu J. Czarnockiego lamprofir ten, silnie zwietrzały, barwy brudnożółtej, obfituje w mikę (13, s. 26).

Skała ta nie była opracowywana petrograficznie. Okazy jej nie są mi znane.

O żyłę z okolic Cisowa wiemy co następuje:

Odkryto ją przy robotach ziemnych na górze Wrzesnej w odległości dwóch kilometrów na zachód od Cisowa. Miąższość żyły mała, waha się od 20 do 30 cm. „Żyła przecina pod kątem warstwy łupków oliwkowych, wchodzących w skład fałdu Cisowskiego“ (3, s. 37). Lamprofir jest silnie zwietrzały. Stwierdzono w nim obecność biotyту i chlorytu (3, 18).

Analiza chemiczna lamprofiru z Cisowa

Analitik: M. Karasiński (r. 1927)

SiO ₂	62,14
TiO ₂	1,92
Al ₂ O ₃	13,29
Cr ₂ O ₃	nie znaleziono
Fe ₂ O ₃	5,90
FeO	0,60
MnO	0,10
MgO	3,19
CaO	1,48
BaO	0,18
Na ₂ O	0,68
K ₂ O	4,60
P ₂ O ₅	0,64
CO ₂	nie znaleziono
H ₂ O + 105°	3,62
H ₂ O - 105°	1,60
S	0,07

100,01

Lamprofir w pobliżu kolonii Wzory występuje w odległości ok. 800 m na SW od Iwanisk, na prawym zboczu dolinki idącej od kolonii. Tworzy on tu „żyłę 1-1,25 m grub., leżącą, jak się zdaje, zgodnie z łożyskami“, których warstwy mają bieg NW-80° i upad ku SSW pod kątem 75°. „W lamprofirze spotykają się ostrokrawędziaste kawałki jasnych kwarcytów; są to porwaki wyrwane z warstw głębszych kambru“ (26, s. 28).

Skala wykazuje skorupowate formy wietrzenia. Bliżej powierzchni silnie zwietrzała, ma barwę rdzawo-żółtą, która głębiej, jak przekonano się na podstawie specjalnie wykonanego wkopu do głęb. 1,5 m, przechodzi w popielato-zielonkawą. Podobnie jak w okazie z Cisowa i tutaj stwierdzono obecność biotytu i chlorytu.

Analiza chemiczna lamprofiru z Wzorów

Analitik: M. Karasiński (r. 1925)

SiO ₂	52,32
TiO ₂	1,87
Al ₂ O ₃	13,39
Cr ₂ O ₃	ślad
Fe ₂ O ₃	7,38
FeO	4,19
MnO	ślad
MgO	5,33
CaO	1,90
BaO	0,07
Na ₂ O	2,78
K ₂ O	1,10
P ₂ O ₅	1,01
CO ₂	nie znaleziono
S	nie znaleziono
H ₂ O + 105°	5,36
H ₂ O - 105°	3,12
	99,81

Odślonięcie lamprofiru przy młynie Kabza znane było w odległości 2,5 km na SE od Iwanisk, na brzegu wyrwy po upuszcie nad rzeczką Koprzywianką. Tworzy tu on żyłę mającą od 30 do 50 cm miąższości, która przebiega na ogół zgodnie z biegiem łupków (upad 80° ku S). Łupki ilaste, z dość obfitą miką (barwy żółtawej lub popielatej, niekiedy z odcieniem zielonkawym) są przeławiczone warstewkami łupków kwarcytowych, zawierających wprysnięcia pirytu. Łupki te w pobliżu żyły mają bieg NW 85° i upad ku SSW 70°.

„W kontakcie z żyłą łółupki są słabo zwichrzone i wykazują konsystencję nieco inną, niż normalna, mianowicie są bardziej zwięzłe i cięższe oraz zawierają nieco obficie piryt“ (26, s. 38).

Według J. Samsonowicza przynależność tych łupków do dolnego kambru nie ulega wątpliwości.

Żyła ma budowę symetryczną. Środek (miąższości 5-7 cm) odznacza się strukturą bardziej gruboziarnistą, gdy tymczasem części brzeżne przyległe do kontaktu są drobnoziarniste. W obrębie żyły widoczne są liczne

szczeliny. Szczególniej rzucają się w oczy dwie szczeliny podłużne oddzielające część środkową żyły od jej części brzeżnych (26).

Lamprofir z Kabzy odznacza się barwą popielato-szarą. Gołym okiem łatwo w nim na tle masy drobnoziarnistej zauważyć blaszki biotyty oraz białe skupienia kalcytu.

Szlif mikroskopowy wykazuje wybitnie porfirową strukturę tej skały. Prakryształy tworzą blaszkowate osobniki biotyty. Widoczne są również postacie pseudomorficzne przypominające kryształy oliwinu (pl. IV, fig. 1).

Analiza chemiczna lamprofiru z Kabzy

Analitik: W. Jacek (r. 1927)

SiO ₂	36,17
TiO ₂	1,53
Al ₂ O ₃	13,50
Cr ₂ O ₃	ślad
Fe ₂ O ₃	5,59
FeO	nie ozn.
MnO	2,08
MgO	3,94
CaO	14,37
Na ₂ O	1,48
K ₂ O	1,41
CO ₂	14,79
P ₂ O ₅	1,07
S	nie ozn.
H ₂ O + 105°	2,56
H ₂ O - 105°	1,23

99,72

Lamprofir w Zielonce (w odległości ok. trzech km na S od Klimontowa) był zauważony po raz pierwszy przez prof. J. Samsonowicza (27) w postaci żyły odsłoniętej w gliniance przy cegielni na przestrzeni ok. 20 m (wiadomość udzielona mi ustnie). W dwóch wkopach badawczych, odległych od siebie ok. 11 m (które odwiedziłem w maju r. 1929 w towarzystwie prof. Samsonowicza) szerokość odsłoniętej żyły wynosiła od 1,25 m do 2,00 m. Żyła przebiega niezgodnie wśród łupków dolnokambryjskich, ustawionych prawie pionowo. W jednym z wkopów widać, że żyła ma przebieg nieregularny, co się zaznacza na załączonym diagramie (fig. 2). Zdaje się, że mieliśmy tu do czynienia z miejscem rozgałęzienia żyły. Zwrócona ku NE powierzchnia żyły miała bieg zbliżony do NW 300°.

Zarówno żyła, jak i otaczające ją łupki są w stanie daleko posuniętego zwietrzenia. Dzięki bliskiemu sąsiedztwu wody gruntowej mają one

konsystencję plastycznej gliny, co uczyniło z nich surowiec ceglarski. Należy przypuszczać, że wyraźnie zielono-szara barwa zwietrzałego lamprofiru była przyczyną nazwy cegielni („Zielonka“).

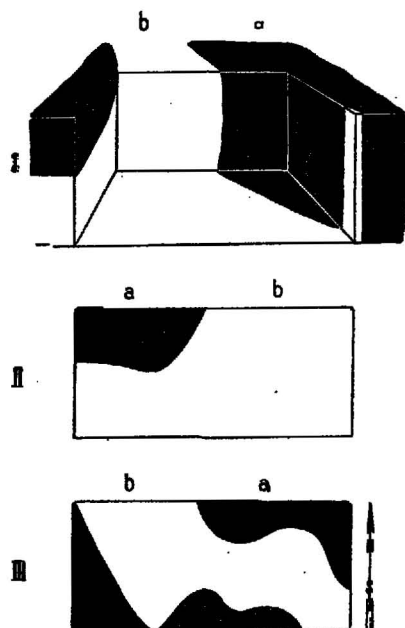


Fig. 2

Diagram wkopu wykonanego w obrębie żyły lamprofiru w Zielonce pod Klimontowem (w 1929 r.) w ujęciu schematycznym. Długość wkopu ca. 3,2 m, szerokość — ca. 2,0 m, głębokość — 1,9 m.

a łupki dolno-kambryjskie, b lamprofir; I wnętrze od strony pd.-zachodniej, II ściana pd.-zachodnia widziana z zewnątrz, III widok z góry (rys. ten zawdzięczał prof. J. Samsonowiczowi, pod którego kierunkiem wkop był wykonany)

W górnej części żyły widoczne były liczne gniazda limonitu. Poniżej 1 m gniazda te zanikają. W gliniastej masie żyły zachowała się względnie dobrze struktura skały magmatycznej, pozwalająca wyróżnić w jednym miejscu postacie pseudomorficzne jakichś składników femicznych. Szlif mikroskopowy wykonany z innej części żyły ujawnił strukturę porfirową skały i prakryształy rozłożonych przypuszczalnie skaleni (pl. IV, fig. 2).

Lamprofir z Zielonki nie był analizowany. W próbie badanej stwierdzono brak węgla wapniowego.

Wyniki badań spektrograficznych lamprofirów z Wzorów, Kabzy i Zielonki

Serię próbnych oznaczeń spektrograficznych wykonano przy zastosowaniu łuku przerywanego prądu zmiennego (5-6 amp.) i użyciu elektrod miedzianych na aparacie Hilgera w Zakładzie Fizyki Technicznej Instytutu Chemii Ogólnej. Oznaczenia te mogliśmy wykonać dzięki uprzejmości Kierowniczki tego Zakładu mgr. J. Świętosławskiej. Zawdzięczać uprzejmości Kierownika Zakładu Fizyki Doświadczalnej U. W.

(c. d. — s. 12)

T a b e l a 1

Wyniki wstępnych oznaczeń spektrograficznych lamprofirów z Kabzy, Wzorów i Zielonki oraz diabazu z Barda, wykonanych przez mgr E. Gajdównę metodą warstwy katodowej

Symbol pierwiastka	Charakterystyczne linie widmowe		Kabza	Wzory	Zielonka	Bardo
Cr	2731,90	3014,76	+	+	+	+
	2780,71	3014,92				
	2910,91	3030,25				
	2971,11	3034,20				
	2985,99	3593,48				
	2991,89	4254,34				
V	2700,96	2942,35	+	+	+	+
	2892,40	2952,08				
	2892,67	2955,80				
	2893,32	2962,78				
	2903,07	2975,65				
	2910,21	3183,42				
	2914,93	3183,99				
	2924,65	3271,11				
	2930,81	4379,24				
Co	3042,47 ¹	3044,00 ¹	+	—	+	—
Ni	2312,36	3232,94	+	+	+	+
	2345,53	3243,06				
	2992,59 ¹	3320,26				
	3064,63					
Cu	2392,64 ²	2618,38 ³	+	+	+	—
	2492,15 ¹	2824,38 ⁴				
Zn	2608,60 ¹	2800,80 ³	+	+	+	—
	2800,00					
As	2370,77		+	+	+	+
Bi	2809,63		+	—	—	—
Mo	2679,80		+	—	+	—

Tabela 1 (c.d.)

Wyniki wstępnych oznaczeń spektrograficznych lamprofirów z Kabzy, Wzorów i Zielonki oraz diabazu z Barda, wykonanych przez mgr E. Gajdównę metodą warstwy katodowej

Symbol pierwiastka	Charakterystyczne linie widmowe	Kabza	Wzory	Zielonka	Bardo
Pt	2646,89 ⁴ 2659,44 ³ 2733,94 ³ 2913,55 ⁶ 3064,71 ⁵		+	+	śląd
Ir	2368,03 ⁷ 2564,17 ²	+	+	—	+
Ru	2456,44 ³ 2591,11 ⁷ 2810,55 ⁴ 3064,83	+	+	+	+
Rh	3434,90	+	+	+	+
In	2460,08	—	+	—	—
Ba	2335,25 ⁸ 2347,58 ⁹ 2634,80 ¹ 3071,60 ¹⁰	+	+	+	+

¹ Linia stwierdzona jedynie w Zielonce

- | | | | | | |
|----|---|---|---|---|---|
| 2 | " | " | " | " | Kabzie i Wzorach |
| 3 | " | " | " | " | Kabzie |
| 4 | " | " | " | " | Kabzie i Zielonce |
| 5 | " | " | " | " | Kabzie, Wzorach, Zielonce, Bardzie (śląd) |
| 6 | " | " | " | " | Zielonce i Bardzie (śląd) |
| 7 | " | " | " | " | Kabzie, Wzorach, Bardzie |
| 8 | " | " | " | " | Kabzie, Wzorach i Zielonce |
| 9 | " | " | " | " | Wzorach |
| 10 | " | " | " | " | Kabzie i Bardzie |

Prof. Dra S. Pieńkowskiego wykonano oznaczenia wstępne zawartości małych i śladowych ilości pierwiastków metodą warstwy katodowej, przy użyciu aparatu Hilgera (duży model); stosowano prąd stały o natężeniu 18 amp., przy czym używano elektrod grafitowych (wyrób krajowy: Gliwice).

Obu wymienionym osobom pozwalam sobie na tym miejscu złożyć gorące podziękowanie w imieniu Zakładu Mineralogii i Petrografii Muzeum Ziemi.

Dwie serie oznaczeń wykonała w r. 1952 mgr Eugenia Gajdówna, st. asystentka Muzeum Ziemi. Fotogramy wykonano na kliszach Ilford Range (średnio czułych). Linie spektralne, utrwalone na fotogramach, identyfikowano według atlasów Brode'a i Gösslera, posługując się wykonywanym jednocześnie (jako wzorcem) fotogramem widma żelaza. W celu eliminacji błędów, wynikających z możliwych zawsze zanieczyszczeń elektrod, wykonywano każdorazowo fotogram widma używanej elektrody.

Wyniki wstępnych oznaczeń spektrograficznych lamprofirów oraz diabazu z Barda, wykonane metodą warstwy katodowej (p. wyżej), podano na załączonej tabeli 1. Oznaczenia, wykonane przy zastosowaniu łuku przerywanego prądu zmiennego, pozwoliły nadto stwierdzić w próbkach: z Kabzy — Pb, Ce, Sc, z Wzorów i Zielonki — Pb.

Rzut oka na uzyskane wyniki wskazuje, że badane lamprofiry ujawniają w swym składzie w sposób wyraźny pierwiastki charakterystyczne dla środowisk magmy zasadowej (V, Cr, Co, Ni, grupa platynowców). Należy zauważyć, że dwa spośród wymienionych w tabeli 1 pierwiastków, jako stwierdzonych na drodze spektralnej, tj. Cr i Ba, odnaleziono także metodą zwykłych badań chemicznych.

Pokrewieństwo magmatyczne lamprofirów świętokrzyskich

Rozporządzając wynikami trzech rozbiorów chemicznych (dokonanych na materiale uległym w znacznym stopniu wietrzeniu) oraz wstępnych badań spektrograficznych, nie można wysnuwać zbyt daleko idących wniosków o charakterze magmy, która dała początek rozpatrywanym tu skałom. W związku z tym zastrzeżeniem przedstawiam jedynie uwagi: 1^o o podobieństwach i różnicach dających się zauważyć między lamprofirami świętokrzyskimi i lamprofirami Wyżyny Śląsko-Krakowskiej oraz 2^o o pewnych cechach chemicznych wskazujących na związek opisywanych skał z diabazami świętokrzyskimi.

1^o Lamprofir, o którego występowaniu wśród skał dolno-karbońskich facji kulmowej w Głazówce pod Zawierciem wspomina F. Rutkow-

ski², tworzy żyłę przebitą wierceniem na głębokości od 519,2 m do 520,6 m. Skala ta ma barwę popielato-szara; widoczne są gołym okiem blaszki biotytu oraz skupienia kalcytu. Struktura — holokrystaliczno-porfirowa. Nieopublikowane dotychczas wyniki jej analizy chemicznej były następujące:

Analiza chemiczna lamprofiru z Głazówki
Analitik: M. Karasiński (r. 1925)

SiO ₂	—	37,85
TiO ₂	—	1,67
Al ₂ O ₃	—	14,55
Cr ₂ O ₃	—	śląd
Fe ₂ O ₃	—	2,77
FeO	—	4,80
MnO	—	0,07
MgO	—	3,75
CaO	—	12,81
BaO	—	0,14
Na ₂ O	—	1,35
K ₂ O	—	3,80
CO ₂	—	9,43
P ₂ O ₅	—	0,37
S	—	0,25
H ₂ O + 105°	—	4,01
H ₂ O - 105°	—	2,60
		100,22
- O = S ₂		0,06
		100,16

Wyglądem zewnętrznym, obecnością biotytów jako prakryształów³, a także strukturą i zawartością kalcytu skala przypomina lamprofir z Kabzy. Pod względem chemicznym podobieństwo wyraża się w zbliżonej zawartości procentowej w obu skałach SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO i Na₂O. Istotne różnice ujawniają się w zawartości sumy tlenków żelaza, MnO, K₂O, P₂O₅ i H₂O + 105°C. Chrom stwierdzono chemicznie w obu skałach. Bar, obecny w lamprofirze z Głazówki w ilości stosunkowo znacznej (0,14%), nie był oznaczany w lamprofirze z Kabzy⁴.

Jakkolwiek na podstawie dotychczasowych wyników badań oba lamprofiry (z Kabzy i z Głazówki) wypada uznać za zbliżone do siebie

² F. Rutkowski: Otwór świdrowy w Głazówce, Pos. Nauk. P. I. G. Nr 19-20, W-wa, 1928, s. 36-37.

³ W szlifie mikroskopowym lamprofiru z Głazówki zauważono pseudomorfy po prakryształach przypuszczalnie amfibolu.

⁴ Stwierdzony spektroskopowo, p. wyżej tabela 1.

w zakresie układu systematycznego, nie mamy podstaw do twierdzenia, że są one produktem tegoż samego procesu różnicowania się magmy, odbywającego się w określonym okresie geologicznym na szerszej przestrzeni, w zasadzie bowiem podobny proces mógł zachodzić w dwóch odległych od siebie epokach.

Skała żyłowa z Dziewek pod Siewierzem, zaliczana pierwotnie do lamprofirów (26), lecz mająca pewne cechy aplitów (18), różni się składem chemicznym i charakterystyką petrograficzną od lamprofirów z Cisowa, Wzorów i Kabzy.

Ze względu na dowody obecności w niej skaleni przypomina ona skałę z Zielonki. Stwierdzono w niej chemicznie bar, lecz nie stwierdzono obecności znajdowanego we wszystkich lamprofirach świętokrzyskich chromu.

Nieopublikowane dotychczas wyniki analizy chemicznej tej skały były następujące:

Analiza chemiczna skały żyłowej z Dziewek pod Siewierzem

Analitik: M. Karasiński (1925)

SiO ₂	—	50,91
TiO ₂	—	2,20
Al ₂ O ₃	—	19,09
Cr ₂ O ₃	—	—
Fe ₂ O ₃	—	5,58
FeO	—	0,80
MnO	—	ślad
MgO	—	2,05
CaO	—	3,42
BaO	—	0,08
Na ₂ O	—	0,89
K ₂ O	—	9,55
CO ₂	—	1,15
P ₂ O ₅	—	0,62
F ₂	—	0,15
S	—	0,06
H ₂ O - 105°	—	2,87
H ₂ O + 105°	—	1,33
		100,35
- O = F ₂	—	0,06
		100,29

Porównanie składu chemicznego analizowanych dotychczas lamprofirów świętokrzyskich ze skałą z Dziewek nie wykazuje (poza zawartością

baru i wspólną wszystkim tym skałom stosunkowo znaczną zawartością TiO_2) szczególnych podobieństw.

2^o Ze względu na niedalekie sąsiedztwo miejsc występowania lamprofirów świętokrzyskich i diabazów z okolic Barda pod Łagowem wykonano badania spektrograficzne orientacyjne, mające na celu wykrycie pokrewieństwa chemicznego między lamprofirami i przypuszczalną ich magmą macierzystą (18, s. 41). Wyniki tych badań, dokonanych przez mgr. E. Gajdównę w warunkach opisanych wyżej (na s. 12) przy użyciu prądu stałego o natężeniu 18 amp., podane są w tabeli 1 (s. 10 i 11). Wyniki te, stwierdzające zawartość w badanym diabazie V, Cr, Ni, As i platynowców oraz Ba, wskazują na możliwość komagmatyzmu opisywanych lamprofirów z diabazami. Czy można zatem twierdzić, że poznane dotychczas lamprofiry są związane z wylewem czy też intruzją diabazów z terenu niecki bardziańskiej? Sądzę, że twierdzić tego nie można, gdyż pokrewieństwo magmatyczne nie wyłącza możliwości związku intruzji lamprofirów z inną wcześniejszą niż bardziańska lub ew. późniejszą fazą intruzji tejże magmy diabazowej, przenikającej ku powierzchni Ziemi ze sfery Simy.

Wietrzenie lamprofirów świętokrzyskich

Jak wiadomo, lamprofiry należą do skał ulegających łatwo procesom wietrzenia i lamprofiry świętokrzyskie nie stanowią wyjątku z tej reguły. Stopień wietrzenia tych skał bywa jednak rozmaity. Między skałą mającą konsystencję gliny, eksploatowaną w Zielonce, i skałą z Kabzy, odznaczającą się względnie największą świeżością, mamy przykłady pośrednich stanów zwietrzenia. Zjawisko wietrzenia opisywanych lamprofirów, dające się śledzić w różnych fazach, pozwala najpierw podzielić te skały na dwie grupy: 1) lamprofiry zawierające kalcyt, 2) lamprofiry odwapnione. Do pierwszej grupy należy lamprofir z Kabzy (oraz, spoza lamprofirów świętokrzyskich, lamprofir z Głazówki), do drugiej — lamprofiry z Wzorów, Cisowa i Zielonki. Przyjmując, że analizowane okazy lamprofirów z Kabzy, Wzorów i Cisowa (odznaczające się dostrzegalną okiem nieuzbrojonym zawartością biotyту, będącego w rozmaitym stanie zachowania) reprezentują różne fazy wietrzenia jednego i tegoż samego typu skały, otrzymujemy obraz następujący: lamprofir z Kabzy ma charakter względnie najwcześniejszego produktu wietrzenia skały świeżej, która dotychczas nie jest poznana. Dalej posunięty proces wietrzenia znajdujemy w wyniku analizy skały z Wzorów, a najdalszą fazę zwietrzenia wśród skał analizowanych mamy w okazy z Cisowa. Liczba trzech zaledwie rozbiórów chemicznych (w tym jeden bez oznaczenia Fe^{++}) nie może być wystarczającą podstawą dla dalej sięgających wniosków. Tym niemniej rozejrzenie się w tabeli 5, która podaje wyniki obliczeń kationów

(łącznie z Si, C i P) w komórce wzorcowej⁵ (przypadających na 160 atomów tlenu), pozwala uchwycić z grubsza charakter procesu wietrzenia w badanych skałach. Brak oznaczenia Fe⁺⁺ w skale z Kabzy uniemożliwia obliczenie składu normatywnego. Ograniczyłem się przeto do obliczenia składu komórki wzorcowej metodą F. W. Bartha, którą w odniesieniu do lamprofiru z Kabzy należy traktować z zastrzeżeniem co do zawartości jonów Fe⁺⁺⁺.

Tabela 2
Procenty atomowe (odpowiedniki
% mol.)

Pierwia- stek	Kabza	Wzory	Cisów
Si	34,05	54,38	63,14
Ti	1,09	1,46	1,47
Al	14,98	16,40	15,92
Fe ⁺⁺⁺	3,96	5,77	4,51
Fe ⁺⁺	nie ozn.	3,65	0,51
Mn ⁺⁺	1,66	nie ozn.	0,09
Mg	5,52	8,25	4,83
Ca	14,49	2,12	1,61
Ba		0,03	0,07
Na	2,70	5,60	1,34
K	1,70	1,46	5,96
P	0,85	0,88	0,55
C	19,00		
	100,00	100,00	100,00

Tabela 3
Liczby atomów tlenu odpowiadające
% atomowym pierwiastków wg tabeli 2

Pierwia- stek	Kabza	Wzory	Cisów
Si	68,10	108,76	126,28
Ti	2,18	2,92	2,94
Al	22,47	24,60	23,78
Fe ⁺⁺⁺	5,94	8,66	6,77
Fe ⁺⁺		3,65	0,51
Mn ⁺⁺	1,66		0,09
Mg	5,52	8,25	4,83
Ca	14,49	2,12	1,61
Ba		0,03	0,07
Na	1,35	2,80	0,67
K	0,85	0,73	2,98
P	2,13	2,20	1,27
C	38,00		
	162,69	164,72	171,80

⁵ Obliczanie składu „komórki wzorcowej” odbywa się jak następuje. Liczby procentów wagowych tlenków dzielimy przez liczby ciężarów drobinowych, a więc liczba procentów wagowych SiO₂ dzielona jest przez 60,06, MgO — przez 40,32 itd. Jeśli jednak tlenek zawiera dwa kationy, jego ciężar drobinowy zmniejszamy do połowy otrzymując w ten sposób odpowiednie dzielniki: dla Al₂O₃ — 50,97 (= 1/2. 101,94), dla K₂O — 47,10 itd. W ten sposób, jako odpowiednik procentów molekularnych, otrzymujemy stosunek procentowy atomów (jonów) pierwiastków związanych z tlenem, które wchodzi w skład skały. Stąd uzyskujemy liczby procentowe atomów tlenu związanych z tymi pierwiastkami i następnie liczby procentowe tychże pierwiastków przypadające na przyjętą (jako orientacyjną) liczbę 160 atomów tlenu. Te właśnie liczby przedstawiają nam tzw. „komórkę wzorcową” („standard cell”). Zawartość wody obliczana jest oddzielnie. (T. F. W. Barth, Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. J. Geol. vol. 56, No. 1, 1948, pp. 50-60).

Liczba atomów (jonów) pierwiastków metalicznych oraz Si, P i C, przypadających na 160 atomów tlenu:

w lamprofirze z Kabzy	= 98,35
„ „ z Wzorów	= 97,14
„ „ z Cisowa	= 93,13

W lamprofirze z Kabzy rzuca się w oczy przede wszystkim duża ilość węglanów. Opierając się na wynikach analizy chemicznej należy stwierdzić, że nie jest to tylko węglan wapniowy, gdyż zawartość atomów C przewyższa o 4,44% liczbę atomów Ca. Wypadałoby przypuszczać, że obok CaCO_3 występuje FeCO_3 , a może i MgCO_3 . Znaczna zawartość H_2O , ulatniającej się w temperaturze ponad $+105^\circ\text{C}$ (2,56%), wskazuje na możliwość występowania w tej odmianie lamprofiru (poza stwierdzonym biotytem i produktami jego rozkładu) drobnych ilości zeolitów, trudnych do dostrzeżenia wskutek małych rozmiarów i wykruszania się z preparatów mikroskopowych, o czym należałoby pamiętać przy dalszych badaniach. Wypełnienie próżni skały z Kabzy węglanami i innymi produktami rozkładu glinokrzemianów w rodzaju zeolitów mogłoby świadczyć o oddziaływaniu na nią wód termalnych.

Porównanie składu zawartości komórki wzorcowej lamprofiru z Kabzy z taką komórką lamprofiru z Wzorów wskazuje na całkowite usunięcie atomów C i ubytek Ca, wielki, lecz nie równoważący ubytku C. Jako przybytek (nieco większy od ubytku C) notujemy Si. Charakterystycznym wydaje się przybytek Mg i Na (przy małym ubytku K). Poza tym wyraźny przybytek uwidocznia się w glinie i żelazie, a także manganie oraz w zawartości wody. Można by przypuszczać, że mamy do czynienia w tej skale z wodorotlenkami wymienionych metali. Zaznacza się również mały przybytek tytanu. Czyniąc te porównania musimy pamiętać, że opierają się one na założeniu, że lamprofir z Wzorów w stanie świeżym ma ten sam skład co i lamprofir z pobliskiej Kabzy. Czy założenie to jest słuszne w takim zakresie, aby porównanie powyższe zyskało zupełnie pewną podstawę, zdecydować dziś nie umiem. Podaję je w tej rozprawie, jak i niektóre inne dociekania, z myślą, że mogą one przydać się w przygotowywaniu planów badań dalszych, wykonywanych w warunkach bardziej sprzyjających. Ubytek 18,69% atomów C przy jednoczesnym ubytku 12,19% atomów Ca w lamprofirze z Wzorów (w porównaniu z lamprofirem z Kabzy) wskazuje, że nie wchodziło tu w grę proste wyługowanie CaCO_3 . Jednoczesny przyrost magnezu i żelaza oraz Si (19,34%) zdaje się wskazywać, że poza procesem wyługowywania CaCO_3 odbywało się wiązanie jonów Ca i innych ze wzrastającymi liczebnie jonami Si. Czy istotnie mamy tu do czynienia z metasomatycznym wypieraniem węgla przez krzem i tworzeniem się, zamiast węglanów, krzemia-

Tabela 4
„Komórki wzorcowe” lamprofirów

Pierwiastek	Kabza	Wzory	Cisów
Si	33,49	52,83	58,80
Ti	1,07	1,42	1,37
Al	14,73	15,93	14,83
Fe ⁺⁺⁺	3,89	5,60	4,20
Fe ⁺⁺		3,55	0,47
Mn ⁺⁺	1,63		0,08
Mg	5,43	8,01	4,50
Ca	14,25	2,06	1,50
Ba		0,03	0,07
Na	2,66	5,44	1,25
K	1,67	1,42	5,55
P	0,84	0,85	0,51
C	18,69		
	98,35	97,14	93,13

Tabela 5
Porównanie komórek wzorcowych lamprofirów

Pierwiastek	L a m p r o f i r ze Wzorów z Cisowa w porównaniu z lamprofirem z Kabzy wykazuje			
	przybytek	ubytek	przybytek	ubytek
Si	19,34		5,97	
Ti	0,35			0,05
Al	1,20			1,10
Fe ⁺⁺⁺				1,40
Fe ⁺⁺				3,08
Mg	2,58			3,51
Ca		12,19		0,56
Na	2,58			4,19
K		0,25	4,13	
C		18,69		

nów, czy też — z wyługowywaniem węglanów i osadzaniem się krzemionki, rozstrzygnąć mogą jedynie szczegółowe studia mineralogiczne. Brak oznaczenia Fe²⁺ w skale z Kabzy uniemożliwia obliczenie składu normatywnego tej skały, co pozwoliłoby przedstawić liczbowo rezultaty tego procesu, możliwe do uchwycenia obecnie jedynie w ujęciu przybliżonym.

Porównanie składu komórki wzorcowej skał z Wzorów i z Cisowa wskazuje na przybytek Si i K w lamprofirze z Cisowa i ubytek Na, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Ca, P, a także — na dość znaczny ubytek H₂O. Należy tutaj podkreślić równorzędność przybytku K z ubytkiem Na. Jeżelibyśmy przyjęli, że lamprofiry z Cisowa, Wzorów i Kabzy reprezentują rozmaite stadia przeobrażeń jednej i tej samej odmiany skały (co nie jest dowiedzione, lecz tylko przypuszczalne), to należałoby uznać, że okaz lamprofiru z Cisowa przedstawia stadium przeobrażeń stosunkowo najdalej posuniętych (p. tabele 4 i 5), co zgadza się z obserwacją, wspomnianą na s. 15.

DIABAZY (BAZALTY) ŚWIĘTOKRZYSKIE

Jan Czarnocki, odkrywca skały wulkanicznej zasadowej na obszarze Gór Świętokrzyskich, kierując się orzeczeniem J. Morozewicza stosował do niej w swej pracy z r. 1919 i w publikacjach późniejszych nazwę *diabazu*. Tej samej nazwy używał J. Morozewicz w celu oznaczenia tej skały w swych rozprawach oraz w wydaniu polskim „Zasad nauki o skałach” H. Rosenbuscha. Nazwę *bazaltu* proponował stosować do niej (w r. 1921) i używał jej w swym podręczniku „Petrografii” (w r. 1928) J. Tokarski.

Stosowanie nazwy diabazu lub bazaltu do opisywanej tu skały jest właściwie sprawą umowy. Kryterium wieku, wystarczające dawniej do dzielenia skał o cechach petrograficznych bazaltów na diabazy i bazalty, zostało słusznie odrzucone. Istnieje dążność do całkowitego poniesienia nazwy diabazu, nawet wtedy, gdy mamy do czynienia ze skałą magmatyczną typu bazaltowego, postaci żyłowej, uległą chlorytyzacji lub innym podobnym przeobrażeniom. W tym przypadku bywa stosowana nazwa *metabazaltu*. Zwolennicy pozostawienia nazwy diabazu ograniczają jej zakres do skał intruzyjnych.

Uważając jednak sprawę wyboru nazwy skały w danym przypadku za nieistotną będę stosował do niej tradycyjną nazwę *diabazu świętokrzyskiego* jako pierwszą nadaną tej skale. Wyrażam przy tym nadzieję, że sprawa zarówno tej nazwy jak i szeregu innych terminów petrograficznych polskich będzie rozpatrzona, wcześniej czy później, przez kompetentne gremium, które zajmie się ustaleniem polskiego słownictwa petrograficznego i mineralogicznego.

Diabazy świętokrzyskie znane są dziś z terenu tzw. niecki lub synkliny bardziańskiej na obszarze położonym między Łagowem i Rakowem oraz w okolicy Św. Katarzyny, w obrębie Doliny Wilkowskiej.

Diabazy synkliny bardziańskiej

Na mapie geologicznej, opracowanej przez J. Czarnockiego na podstawie odsłoneń naturalnych i sztucznych, jak również na podstawie wykonanych w r. 1937 zdjęć geomagnetycznych, diabazy niecki bardziańskiej zaznaczają się w postaci elipsy wydłużonej w kierunku WNW-ESE, w której przedłużeniu ku WNW widoczny jest fragment pojedynczej żyły diabazowej (13). Oś dłuższa wspomnianej elipsy ma około 27 km, krótsza — około 2 km (p. fig. 3).

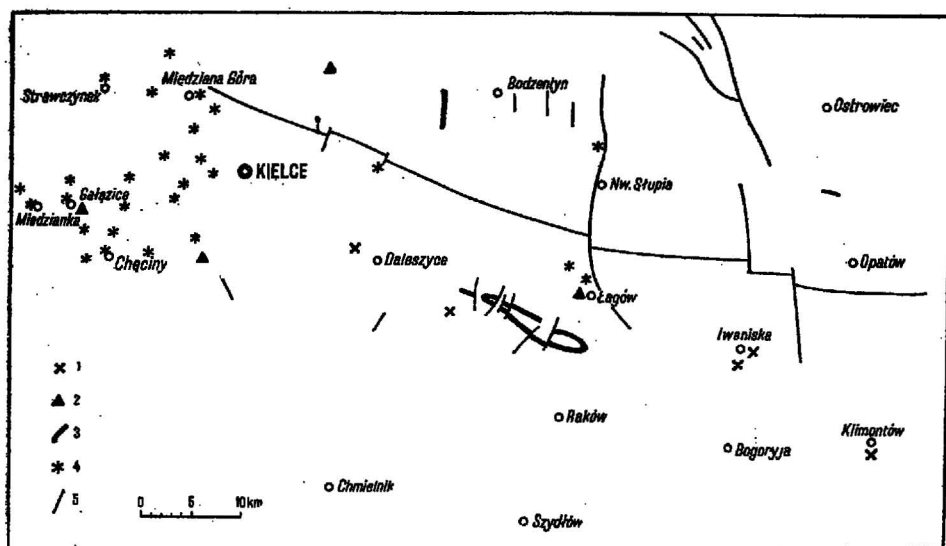


Fig. 3

Mapka rozmieszczenia materiałów pochodzenia wulkanicznego na terenie Gór Świętokrzyskich

1 lamprofir, 2 tufit, 3 diabaz, 4 utwory hydrotermalne, 5 kierunki dyslokacji

Najczęściej cytowane w literaturze jest odsłonięcie diabazów w wąwozie „Pragowiec” pod Bardem (pl. I). Stąd pochodzą okazy opisane przez J. Tokarskiego i J. Morozewicza. Odsłonięcie to znajduje się również na linii przekroju przez synklinę bardziańską, opublikowanego przez J. Czarnockiego (1, s. 81).

Według J. Morozewicza, który opisuje dokładnie odsłonięcie diabazów,

„Żył skały ogniowej ukazuje się wyraźnie... w samym korycie potoku Kierdonki, nieco poniżej Prągowca. Kierunek jej jest dość wyraźny — NW 285° — nie zdaje się być różny od biegu warstw łupkowych i leżących w ich stropie szarogłazów sylurskich (NW 310°)“ (24, s. 1.).

Upad skał osadowych i „żyły“ wynosi według tego badacza 50°-70° ku SW (24). J. Czarnocki podaje, że szarowaki sylurskie posiadają tam upad ku S dochodzący do 60° (1).

Diabazy występują stale w jednym poziomie stratygraficznym, przy czym obecnością swą wyznaczają granicę dwóch facji osadów górno-sylurskich (ludlow). Cytuję z pracy J. Czarnockiego (13, s. 24):

„Poniżej diabazów mieści się seria graptolitowa, złożona z łupków z fauną o wybitnej przewadze graptolitów. Reprezentuje ona poziom graptolitowy z *Mono-graptus nilssoni* i *M. scanicus* dolnego ludłowu, charakterystyczny tym, że często występują w nim konkretne wapienne (Zbelutka, Bardo i Niestachów). Powyżej diabazów mieści się wyższa seria ludłowu, odmienna nie tylko litologicznie, lecz i faunistycznie. W niej dominują łupki, częściowo oliwkowo zabarwione (zbliżone facjalnie do kambryjskich), w których graptolity gina niemal zupełnie, lub występują tylko sporadycznie. Najbardziej charakterystyczną cechą tej serii stanowią wkłady szarogłazów detrytycznych, złożonych z okruchów skał wylewnych, wyglądem przypominających arkozy ...Zmiana facji graptolitowej na szarogłazową w ludlowie jest zjawiskiem b. interesującym i niewykluczone, że przyczyna tego wiąże się z wylewem diabazów tegoż czasu“.

W wyniku swych badań J. Czarnocki doszedł do wniosku, że „wylewy diabazów na równi z osadami syluru biorą udział w tektonice fałdowań hercyńskich“.

W dwóch miejscach stwierdzono dwudzielność utworu diabazowego. W pracy z r. 1919 J. Czarnocki, opisując najwyższe warstwy łupków graptolitowych w wąwozie Prągowca pod Bardem, pisze (1, s. 77):

„Seria tych właśnie łupków przecięta jest intruzjami diabazów, tworzących dwa nieznacznej grubości wkłady przedzielone łupkami. Niżej leżący płat diabazów dochodzi do 3 m grubości, gdy wyższy nie przekracza 1 m“.

Wspomniane wyżej badania geomagnetyczne doprowadziły do stwierdzenia w okolicach wsi Wojteczki „dwudzielności pokładu skał wylewnych“ (11, s. 25). Zbadanie profilu stratygraficznego w tym miejscu było wówczas niemożliwe ze względów technicznych.

Odpowiedzią na pytanie: czy dają się zauważyć zmiany kontaktowe skał osadowych w bezpośrednim ich zetknięciu z diabazami w spagu i w stropie utworu wulkanicznego, może być notatka J. Czarnockiego (11, s. 21):

„Kontakty diabazów z łupkami w spagu nie ujawniają szczególnych zmian, a jedynym ich wyrazem jest silniejsze okrzemionkowanie łupków“.

Odwiedziwszy w r. 1935 odsłonięcie diabazów w Pragowcu stwierdziłem, że łupki, będące w kontakcie z powierzchnią utworu diabazowego i wykazujące zgodny z nim upad ku południowi, zdradzają miejscami wyraźne zmiany, dające się śledzić do 30 cm od miejsca bezpośredniego styku z powierzchnią diabazu. Skłonny byłem wówczas do interpretowania tego faktu jako zjawiska wywołanego „spieceniem“ łupków na skutek intruzji diabazu. Na poparcie tego przypuszczenia znajdowałem inny fakt, że diabaz w strefie kontaktu jest droбноziarnisty i dopiero w odległości około 1 m od kontaktu wielkość przeciętnych składników jego struktury wzrasta. Biorąc pod uwagę, że mamy tu do czynienia ze stropem utworu diabazowego (J. Czarnocki, 1) i przyjmując tę interpretację musielibyśmy uznać, że mamy tu do czynienia istotnie z żyłą pokładową, czemu dał wyraz J. Czarnocki w swych pierwszych wypowiedziach (1, 3) i co przyjmował J. Morozewicz, który opierał się na ocenie różnic struktury diabazu przy kontakcie i w głębi (19, s. 45). Brak tekstury gąbczastej lub żuźlowej w stropie utworu diabazowego łącznie z przytoczonymi wyżej obserwacjami przemawia na korzyść wspomnianych tu poglądów J. Czarnockiego i J. Morozewicza o żyłowym charakterze tego utworu. Późniejsza atoli opinia J. Czarnockiego (13), oparta na szeregu obserwacji stwierdzających zadziwiające utrzymywanie się utworu diabazowego na znacznej przestrzeni w jednym poziomie w obrębie łupków ludlowu, skłania do poddania rewizji poglądu, że diabazy bardziańskie tworzą żyłę, nie zaś pokrywę powstałą na skutek wylewu na powierzchni litosfery.

Mając na myśli nową będącą przed nami fazę badań przejawów wulkanizmu, zadokumentowanych na obszarze Gór Świętokrzyskich, pragnąłbym uczynić na tym miejscu jedno zastrzeżenie, które dotyczy konieczności zebrania jak największej liczby obserwacji stref kontaktowych między skałami osadowymi i diabazami zarówno w spagu jak i w strefie utworu diabazowego. Tylko te bowiem obserwacje mogą dostarczyć faktów ostatecznie wyjaśniających warunki, w których zastygała magma diabazowa. Co się tyczy moich spostrzeżeń w strefie kontaktu w stropie diabazów w Pragowcu, to

1^o zmiana wyglądu łupków widoczna w niektórych miejscach kontaktu mogłaby być wyjaśniona jako skutek odbywającej się tutaj, tj. na granicy dwóch odrębnych środowisk geochemicznych, wędrówki materii i towarzyszących jej przemian metasomatycznych, co mogło się odbywać już po ekstruzji, w fazie zastygania lub później;

2^o osady mulaste (z których powstały łupki) mogły powstawać na podłożu stygnącej podwodnej pokrywy diabazowej;

3^o nie wyłączone jest wreszcie, że tu i owdzie na powierzchni podmorskiego potoku lawy pływały uniesione przezeń płyty osadów pokry-

wających powierzchnię dna przed wylewem tej lawy. Ulegać one w takim razie musiały oddziaływaniu lawy, a zarazem mogły nie dopuszczać do tworzenia się powłoki żuzłowej

Z notatek moich wynika, że w strefie kontaktu w stropie diabazów w Prągowcu widoczne były ciemne smugi. Nie były one badane. Czy nie były to produkty przeobrażeń pogrążonych w magmie diabazowej fragmentów skał osadowych? Dodatkowych badań wymagałoby ustalenie pozycji stratygraficznej spotykanych w towarzystwie diabazów w pobliżu drogi z Widełek do Zarobin „łupków kontaktowych, przypominających wyglądem łupki adinolowe z Harcu, b. silnie zmienione, podobne do jaspisów“, o których wspomina J. Czarnocki w swej pracy z r. 1919 (1, s. 90-91). W przypadku ekstruzyjnego pochodzenia utworu diabazowego mogłyby to być okazy pochodzące z jego spagu.

Największa miąższość pokrywy diabazowej ma osiągać 18 m, przeciętnie jest znacznie mniejsza (13, s. 27). W wąwozie Prągowiec J. Morozewicz oceniał ją na 10-12 m (24).

Diabazy świętokrzyskie są na ogół mocno zwietrzałe. W niektórych miejscach występowania mają one konsystencję gliny (są „kruche i miękkie“, 13, s. 27).

„Naogół są one silnie zwietrzałe i popękane, przy czym wietrzeją skorupowo, rzadko zachowując jądro świeżej skały, zwłaszcza odmiany gruboziarniste często spotykają się w stanie zupełnie zwietrzałym i przy uderzeniu rozsypują się zupełnie na drobne okruchy“ (1, s. 77).

Nawiasem wspomnieć należy, że Morozewicz zwrócił uwagę na łatwość, z jaką diabaz bardziański ulega stopieniu na szkliwo (24, s. 9).

Nasuwa się pytanie, czy nie udałoby się stwierdzić w większych sztucznych odsłonięciach przykładów elipsoidalnego pokroju lawy, co harmonizowałoby z poglądem, że mamy tu do czynienia z wylewem podmorskim.

Na uwagę zasługują dające się stwierdzić wśród diabazów okolic Łagowa ślady działalności wód gorących. Są nimi „druzy kryształów kwarcu półprzejrystego i chalcedon“, znajduwane w pobliżu drogi z Widełek do Zarobin (1, s. 91), a także stwierdzone w bliskim otoczeniu diabazów: kwarc dwupiramidalny lub pryzmatyczny, piryty, galena, kalcyt w romboedrach i blenda cynkowa. Minerale te były obserwowane w drobnych ilościach w szczelinach skał kambryjskich i ordowickich w Zbelutce (13, s. 21-23).

W odsłonięciu w Prągowcu pod Bardem obserwowałem żyłki kwarcowo-kalcytowe i chalcedonowe, a także gniazda kalcytu wypełnione częściowo wadem.

Diabaz bardziański według J. Morozewicza wykazuje mikrostrukturę ofitową z przejściami do „pozornie porfirowej“. Tkwiącym w ziarnistej masie diabazu większym osobnikom skaleni badacz ten nie przypisuje roli „prakryształów“, charakteryzujących budowę porfirową, gdyż nie reprezentują one odrębnej generacji skaleni, lecz „są związane stopniowymi przejściami z najdrobniejszymi mikrolitami“ (23). J. Tokarski określa strukturę tych skał jako hypokrystalicznie porfirową, wypowiadając opinię, że oba składniki główne skały (piroksen i skałen) występują w dwóch generacjach. Autor ten zwraca uwagę na zmienność budowy wewnętrznej skały i zaznacza, że skała ta ma teksturę migdałowcową (32).

Na podstawie obrazów szlifów mikroskopowego diabazu z Barda (pl. II, fig. 1 i pl. III) można stwierdzić, że struktura skały jest hypokrystaliczna i posiada miejscami wyraźne cechy ofitowej lub intersertalnej. Sądzę, że, zgodnie z opinią J. Morozewicza, diabaz bardziański nie wykazuje typowych cech struktury porfirowej. Głównymi składnikami tej skały są: plagioklaz, augit, szkliwo (wraz z produktami jego rozkładu lub zastąpień) oraz tlenki żelaza.

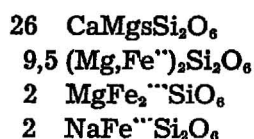
Wygląd zewnętrzny diabazów świętokrzyskich zależy przede wszystkim od stanu ich zachowania, co wpływa na odcienie barwy okazów nawet spośród tych, które opisywane były jako świeże. Cechą pozwalającą na wydzielenie odmian tych diabazów jest wielkość ziarn tworzących je minerałów oraz struktura mikroskopowa.

J. Morozewicz, opisując diabaz z wąwozu Prągowiec pod Bardem, pisze, że ma on wygląd drobnoziarnisty i barwę ciemnoszarą „z wyraźnym odcieniem zielonawo-tabaczkowym“ (23). J. Tokarski charakteryzuje barwę skały z tegoż miejsca jako czarną „z odcieniem brunatnym“ (32). Pobrany tamże w r. 1952 okaz, którym obecnie rozporządzam i który zawdzięcza uprzejmości p. Maryli Czarnockiej, odznacza się barwą czarną bez odcienia brunatnego lub zielonawo-tabaczkowego. W dalszym ciągu rozważań na temat przeobrażeń wewnętrznych diabazu z okolic Barda wypadnie mi nawiązać do wspomnianego tu szczegółu.

Gołym okiem dają się zauważyć w diabazie z Barda kryształki skaleni, które w okazach badanych przez J. Morozewicza miały wygląd „płowych plamek“ rozjaśniających ciemne tło skały. Nie przekraczały one 1 mm długości i 0,4–0,5 mm szerokości. J. Tokarski stwierdza, że „listewki żółtawych lub bezbarwnych szklistych skaleni“, widoczne na odszlifowanej powierzchni płytki, dochodzą do 7 mm. — W moim okazie połyskujące listewki skaleni (bez odcieni płowych lub żółtawych) dochodzą do długości 5 mm. Opierając się na barwie świeżego przełamu oraz na wyglądzie skaleni przyjąć należy, że diabaz mego okazu był najmniej dotknięty procesem przeobrażeń. Znajduje to swój wyraz w wyglądzie mikroskopowym zawartego w skale szkliwa, o czym niżej.

Na podstawie wykonanego przez J. Morozewicza rozbioru chemicznego wydzielonego przezeń ze skały skalenia oraz oznaczeń optycznych, wykonanych przez tegoż badacza oraz przez J. Tokarskiego, możemy przyjąć, że skład przeciętny skaleni diabazu z Barda odpowiada zasadowemu labradorowi, przy czym osobniki większe plagioklazu zbliżają się swym składem do bytownitu ($An_{80}-An_{78}$), drobne zaś są kwaśniejsze (o zawartości An poniżej 50%). J. Tokarski zauważył, że niektóre większe osobniki plagioklazu okazują ślady dwu- lub trójkrotnej resorpcji magmatycznej. Wyraża się to w postaci widocznych na przekrojach kryształów (zwłaszcza w płaszczyźnie ściany M) nierównych konturów wyżartych powierzchni, na których powstała obwódka narastającego nowego skalenia. Na linii tych konturów widoczne bywają inkluzje szkliva (32, s. 629).

Piroksen analizowany przez J. Tokarskiego (32) i J. Morozewicza (23) wypada zaliczyć do grupy augitu odznaczającego się dużą przewagą w jego składzie drobiny diopsydowej. J. Morozewicz podaje następujący wzór chemiczny tego minerału:



Augit występuje najczęściej w ziarnach, a wyjątkowo w kryształach z zaznaczoną wyraźnie formą słupa pionowego [110]. Ciężar właściwy tego minerału jest, według J. Tokarskiego, 3,306, według zaś Morozewicza — 3,381. Między wynikami analiz piroksenu J. Tokarskiego i J. Morozewicza stwierdzamy także dość znaczne rozbieżności, zwłaszcza w oznaczeniach żelaza, glinu i wapnia. Zbyt są one duże, aby ich przyczynę można było upatrywać w odmiennych metodach analitycznych obu badaczy. Wyłania się zatem zagadnienie: jak dalece podlega wahaniom skład chemiczny piroksenu wchodzącego w skład diabazów świętokrzyskich?

Jako składnik trzeci z kolei wypada wymienić szklivo, na które od razu zwrócił uwagę w swym pierwszym komunikacie J. Tokarski pisząc, że składnik ten swą czarną barwą nadaje ton całej skale. Oto opis szkliva w okazie diabazu z Barda, podany przez wymienionego badacza (32, s. 630):

„...masa szklista, przepełniona globulitami słabo reagującymi na światło spolaryzowane oraz szkieletami drobnych skaleni, piroksenów i magnetytu. Wcisną się on jako brunatna masa między wyżej wymienione składniki główne nieraz bardzo wąskimi szczelinami lub też tworzy większe jednolite nagromadzenia, ostro odcinające się od otoczenia. Przeważnie jest wtórnie zmieniona w brunatno-zieloną masę, tworzącą niekiedy przepiękne sferolityczne nagromadzenia...“.

J. Morozewicz wspomina jedynie o drobnych ilościach szkła,

„które w postaci nieprawidłowych wrostków woreczkowatych napotyka się w większych zwłaszcza osobnikach plagioklazu“ (23, s. 3).

Tę uderzającą różnicę w opisach mikroskopowego obrazu diabazu z Barda tłumaczyć można jedynie odmiennymi stanami zachowania szkliwa w okazach będących przedmiotem opracowań obu badaczy.

W okazie, którym rozporządzam, stan ten przedstawia się jeszcze inaczej. „Zielona masa“, która w okazie J. Tokarskiego jako produkt przeobrażeń szkliwa tworzyła „sferolityczne nagromadzenia“ i która w opisie okazu J. Morozewicza zajęła miejsce trzeciego składnika diabazu z Barda jako nowy minerał bardolit, w okazie moim występuje w ilości stosunkowo drobnej. Szkliwo barwy szaro-brunatnej w świetle przechodzącym, ulegające zazwyczaj dewitryfikacji, przybiera w nielicznych tylko miejscach badanego preparatu barwę zieloną. Barwa ta pokrywa niekiedy tylko część przekroju ziarna szklistego. W jednym miejscu szlifu mikroskopowego widzimy wyraźny rozkład szkliwa i zielone, blaszkowate lub igielkowate utwory, obecne w bezpośrednim sąsiedztwie ziarna szkliwa (pl. II, fig. 2).

Zagadnienie zreferowane wyżej, które dotyczy zjawiska zastępowania szkliwa przez bardolit, nie jest błahę z punktu widzenia oceny warunków zastygania magmy diabazowej. Nie idzie tu bowiem o stwierdzenie mniej lub więcej posuniętego procesu chlorytyzacji, stanowiącego zjawisko pospolite w rozkładzie bazaltów i diabazów pod wpływem oddziaływania powulkanicznych wód gorących. Proces chlorytyzacji i tu bodajże się zaznaczył, o czym wspomina J. Tokarski (32, s. 631), który odróżnia chloryt o słabej dwójłomności od minerału nazwanego później przez J. Morozewicza bardolitem i uznanego przezeń za przedstawiciela pirogenicznych minerałów uwodnionych.

Co dziś wiemy o bardolicie, jako minerale mogącym nam dopomóc do właściwego zrozumienia niedość jasnej historii geologicznej diabazu bardziańskiego?

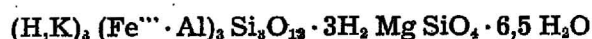
Z poświęconego temu minerałowi studium J. Morozewicza (23) dowiadujemy się, że:

1^o ilość tego minerału w diabazie z Barda wynosi od 20% do 25% masy skały;

2^o odznacza się on szczególną chwiejnością ciężaru właściwego (od 2,470 do 2,730), co jest wynikiem wahań w zawartości w nim wody, którą traci i zyskuje z powrotem pod wpływem nawet niewielkich stosunkowo zmian temperatury i wilgotności otoczenia. Zawartość wody w bardolicie, uchodzącej zeń podczas ogrzewania od 50° do 125°C, wynosiła według oznaczeń J. Morozewicza 12,80%; przy dalszym ogrzewaniu (ponad 125°).

bardolit oddawał jeszcze od 6,13% do 7,76% wody. Ta właściwość bardolitu upodabnia go do niektórych zeolitów jak analcym lub stellerit;

3^o skład chemiczny bardolitu (wyniki dwóch analiz przytacza J. Morozewicz ze s. 219 swej pracy, 24) wskazuje, że minerał ten różni się od chlorytów zawartością alkaliów ($K_2O + Na_2O$), która wynosi przeciętnie 5,13%. W tym zawartość K_2O wyraziła się liczbą 4,67%. Tak znaczna ilość alkaliów i zwłaszcza potasu nie jest notowana w chlorytach. Uproszczony wzór chemiczny bardolitu J. Morozewicz przedstawia w formie następującej



Wzór ten przypomina wzór biotyту; wykazuje on jednak znacznie większą zawartość w bardolicie wody;

4^o cechy optyczne bardolitu (znaczna dwójłomność, orientacja optyczna ułożonych zazwyczaj w postaci sferolitów włókien) wyróżniają go spośród chlorytów właściwych.

Cytuję tu interesującą obserwację J. Morozewicza:

„Bardolit w większych partiach posiada szczególną strukturę: peryferyczne ich części mają budowę sferolityczną i są dość mocno dwójłomne, środek — jest prawie izotropowy, jakkolwiek zewnętrznie nie różni się od tamtych. Robi to wrażenie, jak gdyby sferolity powstawały na skutek „dewitryfikacji” masy centralnej. Gdzie indziej znów bardolit tworzy rodzaj cementu („mesostasis”) sklejającego świeżo wydłużone osobniki plagioklazu” (24, s. 221).

5^o W konkluzji swego studium J. Morozewicz, opierając się na pracy Loewinsona-Lessinga o autokatalizie magmowej i minerałach proto-pneumatolitycznych skał ogniowych, wypowiada opinię, że bardolit jest chlorytem pierwotnym czyli pirogenicznym.

K. Smulikowski w pracy o glaukonicie (ogłoszonej w „Kosmosie” w r. 1924) skłonny jest zaliczyć bardolit do grupy glaukonitu (31).

Z podanego wyżej krótkiego przeglądu wiadomości o bardolicie wyłania się bardzo interesujące zagadnienie genezy tego minerału, odkrytego i opisanego po raz pierwszy na terenie Polski.

J. Morozewicz stawiając tezę o pirogenicznym pochodzeniu bardolitu opiera ją na obserwacjach następujących:

1^o Okaz diabazu, w którym występował opisywany bardolit, miał pozory skały świeżej. Znakomity petrograf nie wahał się użyć określenia badanej skały jako „doskonale zachowanej” (23, s. 217). W innej pracy (24, s. 3) czytamy:

„Pierwotność jego (tj. bardolitu) wypływa także i stąd, że zarówno augit, jak i plagioklaz, są zupełnie świeże i przezroczyste i nie wiążą się genetycznie z żadnymi produktami rozkładu, jak to bywa w diabazach zwietrzałych, mocno zielonych („zielenicach”), posiadających chloryt wtórny, połączony widocznymi przejściami bądź z piroksenem, bądź z amfibolem”.

2^o Bardolit wobec plagioklazu zachowuje się bardzo często podobnie, jak augit, cementując jego krzyżujące się osobniki w postaci *mesostasis*; wobec augitu występuje samodzielnie stykając się z nim bez żadnych przejść i stanowiąc równorzędny z nim, choć niewątpliwie późniejszy składnik skały (24, s. 3).

3^o Obecność w bardolicie szkieletowych utworów kwarcu o przekrojach heksagonalnych uważa J. Morozewicz również za dowód pirogenicznego pochodzenia bardolitu określając przy tym dokładniej w sposób następujący temperaturę, w której minerał ten mógł powstać:

„Nie omylimy się zbytnio, twierdząc, że krystalizacja bardolitu i kwarcu odbywała się w końcowym stadium zestalania się skały w temperaturze, nie przewyższającej 575°C” (24, s. 3).

J. Tokarski, który w pierwszej swej pracy (32) zalicza (niezbadany wówczas) bardolit do delessytu i przypisuje mu pochodzenie wtórne, wskazuje na ścisły związek tego minerału ze szkliwem. W rozprawie drugiej opublikowanej już po ukazaniu się prac J. Morozewicza (33) autor ten uzupełnia uzasadnienie wypowiedzianej przezeń poprzednio opinii jak następuje:

„Charakterystyczna morfologia skupień bardolitowych, zgoła niewłaściwa minerałom pirogenetycznym w skałach magmatycznych, podkreśla dobitnie ich genezę, jako produktów wtórnych, powstałych być może na skutek procesu chlorytacji tła szklistego”.

Który z wymienionych badaczy ma rację?

Na podstawie moich obserwacji, o których wspomniałem wyżej, związek bardolitu ze szkliwem wydaje się niewątpliwy. Czy bardolit jest jednak produktem przeobrażeń szkliwa, czy też raczej powstawał współcześnie ze szkliwem w ostatniej fazie konsolidacji lawy? W tym drugim przypadku bardolit byłby produktem krystalizacji w warunkach szczególnych masy, z której w innych warunkach powstawałoby szkliwo. Znaczna zawartość wody w składzie chemicznym bardolitu wskazuje, że odpowiednia jej ilość w środowisku powstawania tego minerału była konieczna. Porównanie składu chemicznego bardolitu i szkliwa (które dotychczas nie było analizowane) mogłoby dopomóc do wyjaśnienia, czy i jak dalece dopływ innych czynników był również potrzebny do powstawania bardolitu.

W ten sposób dochodzimy do stwierdzenia możliwości powstawania bardolitu jako minerału pierwotnego, zgodnie z tezą J. Morozewicza. „Delessytyzacja” (a raczej „bardolityzacja”) szkliwa, jak chce J. Tokarski, wydaje się tutaj nieprawdopodobna ze względu na dobry stan zachowania piroksenów oraz na stan szkliwa, które w najlepiej zachowanych

ziarnach daje zgoła odmienny obraz przeobrażeń, znamionujących zjawisko dewitryfikacji (p. pl. II, fig. 2).

Biorąc pod uwagę wymienione okoliczności możemy wypowiedzieć przypuszczenie, że bardolit tworzył się w ostatniej fazie konsolidacji lawy bardziańskiej współcześnie z krystalizacją niewielkich ilości kwarcu w temperaturze poniżej punktu krytycznego kwarcu α , w miejscach, do których przenikała obficie woda. Warunki podobne istnieć mogły przy zastyganiu podmorskich potoków lawy.

Wypada na tym miejscu zauważyć, że, zdaniem F. Loewinsona-Lessinga, chloryty pierwotne powstały w podmorskich wylewach lawy⁶.

Wniosek o powstawaniu bardolitu w potoku lawy zastygającym na dnie morza lub pod pokrywającymi go płatami osadów dennych, który starałem się tutaj uzasadnić, a który wymagałby jeszcze poważnych studiów uzupełniających i kontrolnych, harmonizuje z tezą J. Czarnockiego (wypowiedzianą w r. 1938). Teza ta głosi, że diabazy okolic Łagowa stanowią wylew powstały wśród morskich osadów górnego syluru (13).

Uwagę należy również poświęcić kwarcowi, występującemu, jak wspomniano wyżej, w paragenzie z bardolitem. W pracy J. Morozewicza znajdujemy rysunek przedstawiający przekrój mikrolitu kryształu kwarcu w postaci heksagonalnej obrączki pogrążonej w bardolicie i wypełnionej nim wewnątrz (24, s. 4). Tego rodzaju stosunek przestrzenny obu minerałów najbardziej harmonizuje z poglądem, że powstały one współcześnie, w danym przypadku z niezastygłej jeszcze ostatecznie resztki stopu magmatycznego i pod wpływem przenikającej doń pary wodnej. J. Tokarski wspomina o dwóch rodzajach osobników kwarcu zauważonych w diabazie bardziańskim: 1) w wyraźnych drobnych dyheksaedrach występujących pojedynczo, 2) w postaci drobnych sferolitycznych nieznacznych ziarn obserwowanych na obwodach skupień „masy delessytowej” (określonej później przez J. Morozewicza jako bardolit).

Ziarna kwarcowe drugiej kategorii uważał J. Tokarski za wtórne. Co się zaś tyczy doskonale wykształconych dyheksaedrów kwarcowych, niekiedy zrosłych ze skaleniami, to, zdaniem tego autora, nie jest wyłączone ich pochodzenie magmatyczne (32, s. 630-1).

Sądzę, że genezę obu rodzajów kwarcu w diabazie bardziańskim można by wiązać z ostatnią fazą zastygania lawy, przebiegającą w warunkach przenikania w głąb masy stygnącej lawy większych lub mniej-

⁶ P. Loewinson-Lessing, Sur l'autocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolitiques des roches ignées. Bull. Soc. Franç. Min., T. XIV (1922), p. 34-47. W interesującej tej pracy autor wskazuje, że lava potoków podmorskich, zastygła pod ciśnieniem pokrywającego ją słupa wody, różni się od skał ekstruzyjnych kontynentalnych i, w pewnym zakresie, zbliża się do skał intruzyjnych (s. 37).

szych ilości pary wodnej. Przyjęcie tej tezy (która obecnie może mieć charakter jedynie hipotezy roboczej) wymagałoby większej liczby dokładnych obserwacji, a może i celowo wykonanych eksperymentów, które przy stanie dzisiejszej techniki byłyby możliwe do wykonania.

Zagadnienie, które tutaj zreferowałem, mogłoby być sformułowane w postaci zadania syntetycznego odtworzenia bardolitu. Dokonanie syntezy tego polskiego minerału byłoby interesujące i pożądane z różnych względów.

J. Tokarski i J. Morozewicz wymieniają wśród składników diabazu bardziańskiego magnetyt i ilmenit. Oba te minerały były notowane jako występujące albo w postaciach idiomorficznych lub jako utwory szkieletowe czy też nieregularne, wciskające się między inne uprzednio wydzielone składniki, a także — jako pył rozproszony w skale. Przyjmowano, że krystalizacja tych składników trwała przez cały czas krystalizacji magmy diabazowej (32, s. 630). Według J. Morozewicza magnetyt tworzy charakterystyczne dendryty pierzaste, ilmenit zaś — ziarna i drobne kryształki romboedryczne (24, s. 3).

Na pl. II, fig. 2 ze strony prawej ziarna szkliva (w dole) widzimy dwie listewkowate czarne formy połączone ze sobą zrostem poprzecznym. Czynią one wrażenie utworu powstałego wskutek częściowego zastąpienia tlenkami żelaza osobnika skalenia (?).

Innym minerałem akcesorycznym występującym w diabazie w ilościach drobnych jest igiełkowaty apatyt (23, s. 3, 32, s. 630).

Chloryt barwy żółtawo-zielonawej, o słabej dwójłomności, zupełnie odmienny od bardolitu, nie ma budowy sferolitycznej. J. Morozewicz obserwował go wśród diabazu drobnodziarnistego obecnego w kontakcie z łupkami. Towarzyszy mu limonit i niekiedy kalcyt (23, 32).

Skład chemiczny diabazu bardziańskiego

Rozporządzamy dwoma rozbiorami chemicznymi diabazu bardziańskiego: J. Tokarskiego (1921) i J. Morozewicza (1925). Przedstawiają się one jak następuje (p. tabela 6 na s. 31).

Jak wynika ze streszczonych wyżej rozważań, można przypuszczać, że każdy z tych rozbiorów reprezentuje diabaz w odmiennym stadium konsolidacji. Stadium reprezentowanemu przez okaz J. Morozewicza odpowiada większa ilość utworzonego bardolitu. Podaję niżej próbę zmierzającą do rozpoznania, jak się wyrażał pod względem chemicznym proces powstawania bardolitu (jeśli przyjmujemy, że różnica między obydwoma badanymi okazami skały polegała na mniej lub więcej rozwiniętym procesie powstawania bardolitu).

T a b e l a 6

Wyniki rozbiórów chemicznych diabazu bardziańskiego wraz z podanymi obok %/o atomowymi (Si, Ti...), obliczonymi jak w tab. 2 (p. s. 16)

	I		II	
	an. J. Tokarski (1921)		an. J. Morozewicz (1925)	
	% wag.	% atom.	% wag.	% atom.
SiO ₂	50,25	49,37	49,84	49,24
TiO ₂	1,39	1,03	2,17	1,61
Al ₂ O ₃	13,55	15,69	14,17	16,50
Fe ₂ O ₃	5,21	3,86	5,77	4,29
FeO	6,85	5,63	5,83	4,82
MnO	0,16	0,14	0,70	0,59
CaO	10,35	10,90	8,81	9,32
MgO	5,45	7,98	4,45	6,55
Na ₂ O	2,11	4,02	3,01	5,76
K ₂ O	0,94	1,18	0,88	1,11
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,25	0,21
H ₂ O+	3,65		1,71	
H ₂ O	0,20		2,16	
CO ₂	ślad			
	100,35	100,00	99,75	100,00

Opieram się na obliczeniu komórki wzorcowej obliczonej z analiz obu okazów.

Porównanie liczb jonów (atomów) metalicznych oraz krzemu i fosforu, przypadających przeciętnie w każdym z okazów na 160 atomów tlenu, znajdzie czytelnik na tabeli 7 (s. 32).

Na podstawie porównań pozycji „przybytku” i „ubytku” w tabeli powyższej stwierdzamy, że różnice między okazem II w stosunku do I wyrażają się przede wszystkim ubytkiem atomów dwuwartościowych (Fe⁺⁺, Ca, Mg) oraz przybytkiem metali trójwartościowych (Al, Fe⁺⁺⁺) i sodu. Uzasadnienie wyraźnego przybytku Ti i Mn wymagałoby studiów szczegółowych, gdyż wchodzić tu mogą w grę różne okoliczności. Niewielkie stosunkowo wahania w składzie Si mogą nie być brane pod uwagę ze względu na niedoskonałość metody analitycznej w oznaczaniu zawartości SiO₂. Charakterystycznym wydaje się brak istotnych różnic w składzie K i P.

T a b e l a 7.

„Komórka wzorcowa“ diabazu bardziańskiego, obliczona na podstawie rozbiórów podanych w tabeli 6, oraz porównanie składu „komórki wzorcowej“ okazu, analizowanego przez J. Morozewicza, z taką komórką okazu, analizowanego przez J. Tokarskiego

	I okaz diabazu J. Tokarskiego	II okaz diabazu J. Morozewicza	II : I	
			przybytek	ubytek
Si	50,04	49,83		0,21
Ti	1,04	1,63	0,59	
Al	15,90	16,70	0,80	
Fe ⁺⁺⁺	3,91	4,34	0,43	
Fe ⁺⁺	5,71	4,88		0,83
Mn ⁺⁺	0,14	0,60	0,46	
Ca	11,05	9,43		1,62
Mg	8,09	6,63		1,46
Na	4,07	5,83	1,76	
K	1,20	1,12		0,08
P	0,20	0,21	0,01	
	101,35	101,20	4,05	4,20

Zauważyć wypada, że ubytek pierwiastków metalicznych dwuwartościowych w składzie chemicznym skały z jednej strony i przybytek trójwartościowych z drugiej charakteryzuje przebieg oddziaływań na bazalty procesów pneumatolityczno-hydrotermalnych (co było przedmiotem moich rozważań w pracy pt. „O przejawach wulkanizmu między Masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Wałem Kujawsko-Pomorskim“ — Acta Geol. Pol. t. II, 1952).

Biorąc pod uwagę, że odznaczający się znaczną zawartością H_2O bar-dolit występował w okazie Morozewicza w większej ilości, powinniśmy się spodziewać w wynikach analizy tego okazu większych odsetek (określających ilość wody uchodzącej w temp. do 105° i powyżej $105^\circ C$), aniżeli w analizie okazu J. Tokarskiego. Tymczasem suma odsetek H_2O w obu analizach jest niemal ta sama. Znaczne różnice wynikają z porównania oddzielnych oznaczeń $H_2O + i H_2O -$. Suma składników w rozbiórze J. Morozewicza wynosi 99,752, co jest dowodem (biorąc pod uwagę fakt, że zawsze wprowadzamy w zanieczyszczeniach nawet najlepszych, renomowanych odczynników czy to krzemionkę, czy glinę, czy alkalia, czy inne w drobnych ilościach związki), że mamy tu z niedoborem około zapewne

0,50% jakiegoś składnika, czy też składników. Być może, że niedobór ten dotyczy wody, której zawartość w bardolicie ulega, jak wiemy, silnym wahaniom w temperaturze pokojowej zależnie od stanu wilgotności otaczającego powietrza. Nadwyżka ta jednak (odpowiadająca około 2,5% wag. bardolitu w składzie skały) nie odpowiadałaby, jak można wnosić, różnicy w jego zawartości w obu okazach. Wydaje się nadto niezrozumiała zbyt niska zawartość H_2O w okazie J. Tokarskiego w porównaniu z okazem J. Morozewicza. Nasuwa się przeto przypuszczenie, że różnice w oznaczeniach H_2O obu badaczy mogą mieć swe źródło w różnicy metod przez nich stosowanych, a zatem oznaczenia te nie nadają się do porównań.

Powróćmy do tabeli, ilustrującej zawartość jonów obu odmian diabazu w komórce wzorcowej, i obliczmy sumy wartościowości jonów metalicznych z pominięciem Si i P obu kolumn: „przybytek“ i „ubytek“. Proste mnożenie procentów podanych w każdej z tych kolumn przez wartościowość danego pierwiastka daje w kolumnie „przybytek“ liczbę sumaryczną 8,73, w kolumnie zaś „ubytek“ — liczbę 8,90. Bliskie podobieństwo tych liczb wskazuje, że proces geochemiczny, który w diabazie bardziańskim był przyczyną różnic między obydwoma okazami, znamionowały reakcje zastąpienia jednych jonów metalicznych przez inne. Wobec tego, że różnice między obydwoma okazami diabazu wyrażają się w widocznych w szlifie mikroskopowym różnicach w ilości bardolitu i zawartego w skale szkliwa, mamy prawo przypuszczać, że i dające się na podstawie analiz ująć liczbowo przeobrażenia chemiczne związane były z bardolityzacją zastygającego diabazu pod wpływem przenikającej w jego masę nierównomiernie wody.

Zjawisko bardolityzacji wykazuje wyraźne znamiona swej przynależności do wielkiego procesu przeobrażeń skał zasadowych, który proponowałem nazwać „sializacją Simy“ (Acta Geol. Pol., t. II, s. 589).

Przypuszczenie to, oparte na przedstawionych wyżej rozważaniach, ma charakter hipotezy roboczej. Zagadnienie wydaje się interesujące i jako takie wymagałoby sumiennych studiów.

Diabazy św. Katarzyny

O diabazach odkrytych przed kilkoma laty w okolicy Św. Katarzyny wiemy, że występują tu one w postaci żyły (około 18-20 m grubości), stwierdzonej na przestrzeni między Św. Katarzyną i Psarami i przecinającej różne poziomy stratygraficzne od kambru po dewon dolny włącznie (15, s. 267). Diabazy te znajdują się w stanie bardzo silnego zwietrzenia. Czy nie byłoby możliwe zdobycie bardziej świeżych okazów tego diabazu przy pomocy wierceń? W ten sposób można by uzyskać charak-

terystykę tych skał potrzebną do ogólnego obrazu działalności wulkanicznej na tym terenie. Z drugiej strony, łatwo dostępny materiał zwietrzały powinien być zbadany niezwłocznie metodami spektrograficznymi i ew. innymi.

Diabazy św. Katarzyny związane są z systemem uskoku biegących prostopadle do głównego pasma Łysogór. Przypuszczalnie więc są to skały magmatyczne znacznie młodsze od diabazów bardziańskich.

Lamprofiry występujące w kilku odsłonięciach, rozrzuconych na znacznej przestrzeni, diabazy niecki bardziańskiej oraz diabazy św. Katarzyny wyczerpują na razie listę znanych nam świętokrzyskich skał magmowych. Warunki, w jakich odkryto miejsca występowania tych skał, pozwalają przypuszczać, że w miarę postępu szczegółowych badań terenowych zarówno liczba miejsc występowania, jak odmian a może i typów tego rodzaju skał na terenie Gór Świętokrzyskich wzrośnie.

Innymi śladami działalności wulkanicznej na tym obszarze lub w jego sąsiedztwie są tufity.

TUFITY GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Pierwszą wiadomość o odkryciu tufitów w fałszenie górnym pod Gałęzicami oraz w dolnym karbonie w Zarębach pod Łagowem ogłosił J. Czarnocki w r. 1924 (4). Od tego czasu ukazały się trzy nowe wzmianki tegoż autora, rejestrujące odkrycie: tufitów karbońskich w okolicach Kowali (1933, 9), tufitów dolno-dewońskich w warstwach barczańskich pod Zagnańskiem (1937, 11), tufitów (?) gotlandzkich w okolicach Łagowa-Barda (1939, 13).

Nadto na obszarze południowej części Gór Świętokrzyskich stwierdzono występowanie tufitów tortońskich (o czym wspomina J. Samsonowicz na s. 137 „Zarysu Geologii Polski“, wydanego wspólnie z M. Książkiewiczem w r. 1952).

Dotychczas więc zarejestrowano obecność osadów tufitowych w Górach Świętokrzyskich: 1^o w górnym sylurze, 2^o w dolnym dewonie, 3^o w górnym dewonie, 4^o w dolnym karbonie, 5^o w neogenie.

Zaden spośród tych osadów nie był dotychczas szczegółowo opracowany pod względem petrograficznym.

Materiały pochodzenia wulkanicznego w skałach górno-sylurskich niecki bardziańskiej

Wypada mi ograniczyć się tutaj do następującej notatki zaczerpniętej z pracy J. Czarnockiego (13, s. 24):

„Powyżej diabazów mieści się wyższa seria ludlowu... w niej dominują łupki, często oliwkowo zabarwione..., w których graptolity giną niemal zupełnie, lub występują tylko sporadycznie. Najbardziej charakterystyczną cechą tej serii stanowią wkłady szarogłazów detrytycznych, złożonych z okruchów skał wylewnych, wyglądem przypominających arkozy. Wśród nich występują różne odmiany — (prawdopodobnie pewna ich część należy do tufów wulkanicznych przerobionych już działaniem wód morskich) — od b. drobnoziarnistych, złożonych z otoczonych skaleni i kwarcu, aż do zlepieńców, składających się z otoczek skał wylewnych, czerwono zabarwionych, zbliżonych do porfirów, i z otoczek zmetamorfizowanych łupków zielonych, pochodzących prawdopodobnie z kontaktu ze skałami wylewnymi“.

I dalej na s. 25 czytamy m. in.:

„Skał wylewnych, spotykanych w zlepieńcach, dotychczas w Górach Świętokrzyskich nigdzie nie stwierdzono. Lokalizację ich przypuszczać można dalej ku południowi, być może już na obszarach przykrytych młodymi osadami. Wynika to z faktu, że facja detrytyczna górnego ludlowu w kierunku z południa ku północy stopniowo zanika, a zlepienie najgrubsze występują w ludlowie niecki bardziańskiej, poza której obrębem na południe syluru górnego brak już zupełnie“.

Aby wyczerpać wszystkie dostępne dziś informacje o tych interesujących skałach, dodajmy, że wyróżniają się one wśród otoczenia pobudliwością magnetyczną, mniejszą jednak od pobudliwości występujących w tejże okolicy diabazów (13, s. 25).

Tufity dolno-dewońskie pasma klonowskiego

W starym kamieniołomie państwowym w górze Barczy pod Zaganańskiem, w górnej części serii piaskowców płytkowych barwy brudnowiśniowej (przekładanych łupkami ilastymi o zabarwieniu wiśniowym) J. Czarnocki odkrył wkłady piaskowców tufitowych (11, s. 134). Autor ten skłonny jest zaliczać całą tę serię osadów do górnej części najdolniejszego dewonu, tj. do żedynu górnego.

Bliższej charakterystyki tych tufitów nie podano.

W dolnym poziomie następnego z kolei wyższego piętra dewonu dolnego, tj. w emsie dolnym (dolnym koblencu), J. Czarnocki stwierdził obecność, wśród serii płytkowodnych osadów piaskowcowo-łupkowych, wkładów zielonych tufitów (11, s. 135). Na podstawie wstępnych badań Z. Sujkowski podał o skale wymienionej co następuje:

„...łupek zielony składa się przeważnie z substancji drobnoziarnistej. Materiał grubszy (0,1 do 0,01 mm) składa się w 9/10 z ziarn kanciastych chlorytu, produktu rozkładu po innych minerałach. Resztę stanowi kwarc i skalenie; kryształy kwarcu posiadają zawsze dobrze rozwinięte kontury krystaliczne o ostrych krawędziach, choć miejscami noszą cechy resorpcji i wówczas występują powierzchnie nadtrawionych ścian. Częste są również wrostki gazowe i ewentualnie płynne. Skalenie, bliżej nie określone z braku szlifów, lecz badane tylko w preparatach, mają również wyraźne kształty krystaliczne. Minerale ciężkie nie były bliżej badane. Ogólnie biorąc, skała robi wrażenie zwięzłego tufu wulkanicznego o charakterze skał mało kwaśnych (np. typu dacytowych)“ (11, s. 180).

Obraz mikroskopowy tej skały w małym powiększeniu podany jest na pl. V, fig. 1. Rzucają się tu w oczy przede wszystkim ziarna kwarcu, rozrzucone wśród masy drobnoziarnistej, złożonej z bezładnie rozmieszczonych okruchów o najrozmaitszych kształtach, wśród których zdają się przeważać utwory blaszkowate oraz widoczne przy znaczniejszych powiększeniach postacie zniekształconych kulek, a także fragmenty jakby łupinek. Ziarna kwarcu do 1,5 mm średnicy, o kantach zwykle lekko zaokrąglonych, okazują niekiedy wyraźne znamiona korozji. Masa drobnoziarnista, barwy żółtawo-zielonawej w świetle przechodzącym, czyni, na pierwszy rzut oka, wrażenie złożonej z jednego składnika (chlorytu?) i będącej produktem przeobrażenia szkliwa zawartego w popiele wulkanicznym. Przekroje utworów o kształcie łupin wykazują budowę włóknistą, przy czym włókienka, ustawione prostopadle względem płaszczyzn łupin, wykazują znikanie proste, dwójłomność dość znaczną i znak opt. —. Oprócz licznych ziarn kwarcu, znajdujemy nieliczne skalenie (przypuszczalnie ortoklaz). W jednym takim ziarnie, ze słabo zaznaczonym jednym systemem łupliwości, wykazującym duży kąt osi optycznych, widoczne są liczne drobne wrostki, a wśród nich — inkluzje ciekłe z libelkami.

Składniki femiczne rozłożone są całkowicie; ich miejsce zajmują skupienia wodorotlenków żelaza, niekiedy o kształtach wydłużonych. — Żadnego uwarstwienia wśród składników nie zauważyłem.

Zdarzają się zawarte w skale okruchy drobnoziarnistego piaskowca lub mułowca zaokrąglone albo kanciaste. W ich przekrojach mikroskopowych nie zauważyłem obwódek reakcyjnych, znamionujących porwaki.

Tufity górno-dewońskie z okolicy Gałęzic

W części zachodniej Gór Świętokrzyskich pod Gałęzicami w serii szarych i czerwonych wapieni górno-fameńskich J. Czarnocki stwierdził obecność tufitów. Są to skały wapienne, zawierające miejscami dużą domieszkę popiołu wulkanicznego. Rozpoznano w nich w r. 1928 składniki odpowiadające porfirom kwarcowym: kwarc, skaleń potasowy, biotyt i szkliwo (4, s. 55-59).

Tufity dolno-karbońskie okolic Zarębów i Kowali

J. Czarnocki stwierdził obecność materiału tufogenicznego w różnych poziomach kulmu okolic Łagowa oraz Kowali (4, 9). Pojawia się on w najniższym poziomie dolnego karbonu, wśród zielonkawych łupków z soczewkami wapieni oraz w poziomie III od dołu, wśród łupków ciemnoszarych z wkładkami szarogłazów żelazistych i kwarcytowych.

Rozporządzam kilkoma szlifami mikroskopowymi tych skał z miejscowości Zareby pod Łagowem (pl. V, fig. 2 i pl. VI, fig. 1 i 2). Tworzą je skały wapienne, obfitujące w ziarna kwarcu i ortoklazu oraz w okruchy wapieni zlepione cementem wapiennym, a miejscami kalcytowym. Często kwarc o kształtach przypominających w zarysie kwarc bipiramidalny skał wulkanicznych z zachowanymi dobrze krawędziami kryształów. Obfite ziarna ortoklazu, ostrokanciaste, z dobrze zaznaczoną podwójną łupliwością, silnie zmętniałe, barwy różowej w świetle odbitym. W niektórych dają się zauważyć zrosty bliźniacze karlsbadzkie. Tu i owdzie widoczne są czarne lub brunatne grudki, będące zapewne skupieniami tlenków manganu i wodorotlenków żelaza, powstałymi z rozkładu składników femicznych skały.

Obfitość ziarn kwarcu i ortoklazu, o rozmiarach około 1 mm i większych, niekiedy w postaci kryształów, wskazuje, że transport popiołów wulkanicznych musiał nie być długi. Brak wyraźnych śladów szklawa wulkanicznego mógłby wskazywać, że mamy tu do czynienia z materiałem tufogenicznym, który się znalazł na złożu wtórnym po wypłukaniu produktów rozkładu szklawa. W jednym ze szlifów (145d) zauważyłem drobne gruzełkowate skupienia barwy zielonej, przypominające wyglądem zewnętrznym glaukonit.

Tufity tortońskie pod Bogoryją i inne

Wśród kompleksu osadów tortońskich, zwłaszcza tych, które są wykształcone w facji piaszczystej, stwierdzono w szeregu miejscowości (np. Opoka nad Wisłą, okolice Wiśniowej pod Bogoryją i inne) wkładki warstwowe bentonitu, które, według opinii J. Samsonowicza, są „sedymen-tem tufogenicznym utworzonym z popiołów wulkanicznych, wyrzuconych zapewne przez wulkany, które podówczas działały na zagórzu Karpat” (30, s. 137). Mielibyśmy tu do czynienia z przejawami wulkanizmu, którego ośrodki oddalone były od Gór Świętokrzyskich około 200 km.

Jak widzimy z podanego wyżej materiału, zagadnienie tufitów świętokrzyskich znajduje się w stadium wymagającym systematycznych studiów, zarówno w terenie jak i w pracowni.

UTWORY HYDROTHERMALNE

Materiał faktyczny dotyczący działalności źródeł gorących na obszarze Gór Świętokrzyskich, którym rozporządzam, rozgrupuję w myśl przyjętego w pracy niniejszej układu kolejności chronologicznej zarejestrowanych dotychczas zjawisk wulkanicznych.

Z intruzjami lamprofirów, które traktuję tymczasowo jako najstarsze na tym terenie przejawy działalności wulkanicznej, nie wiążą się wyraźnie żadne spośród znanych dotychczas śladów zjawisk hydrotermalnych. Zbyt mało wiemy o stwierdzonych na Hucisku pod Daleszycami objawach mineralizacji kruszczowej, aby rozważać ich możliwy związek z odnalezioną na tymże terenie intruzją lamprofiru (13, s. 26).

W pobliżu diabazów w Zbelutce, na terenie niecki bardziańskiej znaleziono w szczelinach skał kambryjskich i ordowickich drobne kryształy kwarcu i kalcytu, pirytu, galeny i sfalerytu (13, s. 21). J. Czarnocki skłonny był przyjmować, że zjawisko powstawania tych minerałów związane jest z występującymi tam diabazami wieku górno-sylurskiego.

Następne z kolei wielkie mineralizacje należałoby wiązać z systemem uskoku i dyslokacji, przecinających w kierunku poprzecznym pasmo Gór Świętokrzyskich. Największą taką dyslokację, rozpoznaną jeszcze w r. 1888 przez A. Michalskiego, mamy na linii Łagów-Nowa Słupia. W związku z nią pozostaje znane złożo pirytu (16, 17, 25), z którym występują w paragenzie syderyt i hematyt. Część górną tego złoża, występującą przy powierzchni ziemi i stanowiącą tzw. „czapę żelazną”, odkrył i opisał po raz pierwszy w r. 1922 Jan Samsonowicz (25) stwierdzając charakter żyłowy złoża. Badacz ten wyraził przypuszczenie, że drobne złoża limonitu, występujące w bezpośrednim sąsiedztwie wspomnianej wyżej dyslokacji, pozostają w związku z jej istnieniem. Pierwszy opis mineralogiczny złoża opublikował Czesław Kuźniar w r. 1933 (16) stwierdzając w procesie jego powstawania dwa następujące stadia mineralizacji:

1^o stadium starsze, charakteryzujące się powstaniem syderytu na drodze metasomatozy, oraz

2^o stadium młodsze, w którym utworzyła się żyła pirytu z towarzyszącymi jej minerałami. Informacje o stosunku żyły do budowy geologicznej terenu znajdujemy w notatce Cz. Kuźniara z r. 1936 (17) oraz w publikacji J. Czarnockiego z r. 1948 (15).

Są dowody, że w niewielkiej odległości w kierunku zachodnim od linii łączącej Nową Słupię z Łagowem, w miejscowości Płuczki, w pierwszej połowie XIX wieku eksploatowano galenę, która występuje tu w postaci drobnych żył w wapieniach dewońskich, zwłaszcza w pobliżu uskoku. Pod samym Łagowem stwierdzono galenę w postaci żył wśród wapieni franu. W paragenzie z galeną występuje sfaleryt, tworzący charakterystyczne naskorupienia na galenie. Złożo to było eksploatowane w r. 1918 (6, s. 35).

Wobec położenia wspomnianych złóż żyłowych galeny ze sfalerytem w strefie wielkiej dyslokacji Nowa Słupia-Łagów narzuca się zagadnie-

nie, czy powstawanie tych złóż nie wiązało się genetycznie z powstawaniem złoża pirytu, jako dalszy, być może, etap procesu mineralizacji wywołanej rozbudzonym wulkanizmem młodo-paleozoicznym lub późniejszym. Żyły pirytowe powstają zwykle, jak uczy obserwacja, bliżej ogniska magmatycznego aniżeli żyły galeny i sfalerytu, zazwyczaj znacznie od tego ogniska oddalone.

Dokładne zbadanie rozmieszczenia związanych z jednym cyklem wulkanicznym śladów mineralizacji mogłoby zatem rzucić światło na kierunki, w których należałoby szukać czynnych niegdyś ognisk magmatycznych. Czy teren Gór Świętokrzyskich byłby wdzięcznym obiektem tego rodzaju badań, trudno przewidzieć na podstawie dokumentacji naukowej tego przedmiotu, znanej z publikacji.

Ślady dawnych kopaliń galeny znane są nadto w kilku innych miejscowościach (poza okręgiem kieleckim, miedzanogórskim i checińskim), między innymi — w Bączkowie nad Lubrzanką (8, s. 22) w pobliżu strefy dyslokacji.

Najwięcej miejsc związanych z historią eksploatacji minerałów kruszcowych znajdujemy w części zachodniej masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Interesujące jest rozmieszczenie tak zwanych w górnictwie świętokrzyskim „szpar” pod Kielcami. Są to szczeliny uskokowe, w których wykryształizowała galena. Niektóre z nich można śledzić na dość znacznej przestrzeni (15).

Poza złożami galeny występują, jak wiadomo, na obszarze zachodniej części Gór Świętokrzyskich złoża minerałów miedzionośnych. W Miedzianej Górze mamy chalkozyn i tetraedryt oraz stosunkowo liczny piryt; zdarza się również blenda cynkowa i galena⁷ oraz bardzo rzadko spotykany chalkopiryt; poza tym mamy tam miedź rodzimą i szereg minerałów stanowiących produkty utlenienia.

W Miedziance złożę miedzi ma charakter dwoisty: żyłowy i krasowy. Treść żył (których grubość zwykle nie przekracza 2-3 cm) wypełnia gruboziarnisty kalcyt, któremu towarzyszą: chalkozyn, chalkopiryt a także, mniej często, galena. Zdarzają się jednak i znacznie grubsze żyły. W jednych z nich znaleziono minerał z grupy tetraedrytu arsenowego, któremu J. Morozewicz dał nazwę „miedziankitu”⁸, stwierdzając w nim, poza miedzią, arsenem, cynkiem i siarką jako składnikami głównymi,

⁷ Galena z Miedzianej Góry wymieniona jest w „Spisie minerałów zebranych w Polsce przez J. B. Puscha” (I polskie wydanie „Podręcznika Mineralogii” G. Tschermaka - J. Morozewicza. Warszawa 1900, s. 662, pozycja 286-287).

⁸ Będącą, według M. H. Heya (Chemical Index of Minerals, 1950), synonimem sandbergerytu, opisanego przez Breithaupta w r. 1866. Tak samo p. s. 379 „System of Mineralogy” J. D. Dana, vol. I, 1946.

Fe, Pb, Sb, Co, Ag i Bi w postaci domieszek, dających się oznaczyć metodami analityczno-chemicznymi. We wrostkach miedziankitu stwierdzono drobne krótkopryzmatyczne kryształki kwarcu oraz pirofilit (19, 22). W złożach o charakterze krasowym mamy do czynienia z bryłami i okruskami materiału żyłowego, uległego mniej lub więcej posuniętemu procesowi utlenienia i uwodnienia. Liczba minerałów w złożu Miedzianki, będących produktami tego procesu, jest znaczna. Nie zostały one jeszcze opracowane monograficznie. Na uwagę szczególną zasługują: staszycyt (zasadowy ortoarsenian wapnia, miedzi i cynku, 19), lubeckit (uwodniony związek tlenków manganu, miedzi i kobaltu, 20), srebro rodzime.

Nie ulega wątpliwości, że w obu złożach mamy do czynienia z produktami działalności hydrotermalnej. W złożu miedzianogórskim zwraca uwagę obecność piryty i bardzo drobna ilość chalkopiryty w porównaniu ze złożami Miedzianki.

Dzisiaj nie podobna zdecydować, czy różnica w składzie zespołów minerałów pierwotnych obu złóż jest wynikiem odmiennej odległości od ogniska magmatycznego, z którym związane jest ich powstanie, czy też wchodzi tu w grę inne czynniki. Oświecenie tego zagadnienia musimy pozostawić przyszłości, lecz przyszłości niedalekiej, gdyż, jak to z naciskiem należy wypowiedzieć, temat złóż kruszcowych Gór Świętokrzyskich, ważny i interesujący z najrozmaitszych względów, winien być jak najprędzej podjęty i wszechstronnie opracowany.

Poza żyłami kruszczowymi, spotykanymi często, zwłaszcza w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, stwierdzono na tym obszarze i inne dowody działalności hydrotermalnej.

W górze zwanej „Skałką” (w zachodniej części Gałęzic) w najwyższym poziomie cechsztynu dolnego J. Czarnocki znalazł i opisał utwór, który interpretuje jako martwicę wapienną (z chalcedonem i wprysnięciami galeny) będącą utworem źródeł gorących (2, s. 157-160, 172).

Do minerałów, na które wypadałoby zwrócić uwagę jako na powstające w wyniku działania wód gorących, należy baryt. Minerał ten należy do rozpowszechnionych na tym terenie (10). Spośród szeregu miejsc występowania barytu tylko trzy były bliżej rozpoznane i opisane. Jedno z nich daje ciekawy przykład procesu metasomatozy, której wynikiem było wypieranie przez baryt zlepieńca triasowego, złożonego z okruszków i bloków wapienia środkowo-dewońskiego spojonych lepiszczem marglistym. Barytowi towarzyszą drobne ilości galeny (z cerusytem) i chalkopiryty (z malachitem i azurytem). Jedno ze złóż barytu występuje w postaci żyły wypełniającej szczelinę w pstrym piaskowcu (środkowego ognia). W innym złożu baryt tworzy pokład, składający się z warstewek poprzedzielanych łem z gniazdami tzw. śmietany hematytowej i rudy

manganowej. Szczeliny i próżnie w barycie wypełnia kwarc. Złoże to znajduje się w ilach pokrywających dolomity środkowo-dewońskie. Warunki tworzenia się tego złoża nie zostały rozpoznane należycie. W skałach młodszych od triasu barytu w Górach Świętokrzyskich nie spotykano.

Wobec stwierdzonego występowania złóż barytu na obszarze kruszonośnym Gór Świętokrzyskich, a także wobec związku poznanych tam złóż kruszcowych z systemem uskoku, zapewne wieku pokredowego, J. Czarnocki skłonny jest przypisywać jednemu i drugiemu wiek trzeciorzędowy (10, s. 626-7).

Na zakończenie podanych tu w wielkim skrócie wiadomości o utworach hydrotermalnych Gór Świętokrzyskich przytoczę uzyskaną przed laty przygodnie informację o źródle wody o temperaturze podwyższonej, które było obserwowane przy młynie Piła na brzegu Pilicy powyżej Sulejowa. Wiadomość ta wymagałaby dziś sprawdzenia. Stwierdzenie wierceniami źródeł gorących w tych okolicach wydaje się możliwe, jeśli weźmiemy pod uwagę, że na odcinku Przedbórz-Sulejów bieg Pilicy wyznacza uskoku wieku pokredowego (p. mapę geologiczną Gór Świętokrzyskich w podręczniku M. Książkiewicza i J. Samsonowicza pt. „Zarys geologii Polski“).

WIEK GEOLOGICZNY PRZEJAWÓW WULKANIZMU NA OBSZARZE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

W celu ułatwienia ogólnej orientacji w zakresie przypuszczalnych związków przejawów wulkanizmu z fazami ruchów orogenetycznych, stwierdzonymi na interesującym nas obszarze, przygotowałem tabelę 8, podaną niżej. Tabela ta jest próbą ujęcia w system chronologiczny stwierdzonych dotychczas przejawów wulkanizmu na terenie Polski i jako taka — a zwłaszcza wobec niepewności oznaczeń wieku względnego niektórych spośród tych przejawów — może mieć charakter jedynie tymczasowy. Rozdział niniejszy poświęcam głównie streszczeniu rozważań, którymi się kierowałem umieszczając w tabeli w określonych poziomach przejawy wulkanizmu o niepewnym wieku względnym. Dotyczą one przede wszystkim lamprofirów.

Wiek lamprofirów. — Wypowiedziane dotychczas opinie, odnoszące się do wieku lamprofirów świętokrzyskich, były na ogół zgodne.

Jan Czarnocki w pierwszej swej na temat wieku skał wulkanicznych świętokrzyskich wypowiedzi (3) zaznacza, że

„ściśle określenie wieku skał intruzywnych środkowej części Gór Świętokrzyskich trudne jest z braku faktów, bezpośrednio rozstrzygających ich wiek“... „ogólnie biorąc najprawdopodobniej wiek ich związany jest z okresem fałdowań pokarbońskich“ (l. c., s. 37).

T a b e l a 8

Przejawy wulkanizmu na obszarze Gór Świętokrzyskich i na terenach sąsiednich w odniesieniu do faz orogenezy

System	Fazy orogenezy	Przejawy wulkanizmu w ich kolejności czasowej				
		G. Świętokrzyskie	Krakowskie	Śląsk i Sudety	Karpaty	Inne tereny
Trzeciorzęd	wołoska, rodańska, styryjska sawijska, laramijska	Bentonity pod Bogoryją Mineralizacja Miedzianej Góry, Strawczynka i in.		Bazalty i ich tufy	Bazalty Riolity Andezyty Riolity Dacyty Andezyty	
Kreda	austrydzka				Porfiryty Diabazy Cieszynity (?)	Bazalty wołyńskie
Jura	osterwaldzka deisterska				Limbургit	
Trias	starokimeryjska					
Perm	saalska	Źródła gorące (Gałęzice) Diabazy św. Kat.	Lamprofiry i in. (Dziewki, Głazówka) Melafiry (Rudno, Regulice) Porfiry (Miękinia)	Melafiry Porfiry i ich tufy		

T a b e l a 8 (c d.)

Przejawy wulkanizmu na obszarze Gór Świętokrzyskich i na terenach sąsiednich w odniesieniu do faz orogenezy

System	Fazy orogenezy	Przejawy wulkanizmu w ich kolejności czasowej				
		G. Świętokrzyskie	Krakowskie	Śląsk i Sudety	Karpaty	Inne tereny
Karbon	asturyjska		Porfiry (Zalas)? Diabazy (Niedźwiedzia G.)	Granity Sjenity Porfiry	Granity Tatr i innych trzo- nów krystalicz- nych	Tufity nad gór- nym Bugiem
	sudecka	Tufity (dwa po- ziomy — Zareby)				
Dewon	bretońska	Tufity (Gałęzice)		Diabazy i ich tufy Dunity i gabro		
	eryjska	Tufity barczań- skie Tufity w pia- skowcach klo- nowskich		Ortognejsy Izerskie		
Gotland	ardenńska	Osady tufoge- niczne Niecki Bardziańskiej Diabazy bar- dziańskie		Diabazy i ich tufy Keratofiry Ortoamfibolity (metabazalty)		
Ordowik	takońska			Diabazy		
Kambr	sandomiersk (sardyjska)	Lamprofiry (?)		Diabazy Ortoamfibolity (metabazalty) Porfiroidy		

W tymże komunikacie J. Czarnocki wyraża przypuszczenie, że lamprofiry są młodsze od występujących na tymże obszarze diabazów.

J. Samsonowicz w r. 1928 (26) wypowiada zdanie następujące:

„O wieku lamprofirów okolic Iwanisk sądzić można tylko pośrednio, na podstawie związku żył lamprofiru z tektoniką terenu“ (1 c., s. 38). „Między powstaniem żył lamprofirowych i budową synkliny centralnej⁹, która zawdzięcza swe istnienie ruchom górotwórczym *górnokarbońskim*, zdaje się istnieć związek: intruzje lamprofirów miały więc miejsce prawdopodobnie pod koniec tego okresu górotwórczego, czyli w końcu karbonu lub w permie“ (1 c., s. 39).

W r. 1934 J. Samsonowicz sądził, że

„Intruzje lamprofirów w okolicach Cisowa, Iwanisk i Klimontowa mogą być związane albo z orogenezą waryscyjską, z jej późniejszymi, *górnokarbońskimi* fazami, albo już z okresem *dolno-permskim*“ (29, s. 85).

Inne wypowiedzi z zakresu tego tematu nie są mi znane. Nie znam również żadnych nowych faktów, które by ustalały górną granicę wieku interesujących nas tutaj skał. Nie wydaje się jednak niemożliwe znaczne przesunięcie wstecz tej granicy. Jako próbę uzasadnienia tej możliwości pozwalam sobie przedstawić na tym miejscu następujące rozumowanie.

Lamprofiry świętokrzyskie nie były dotychczas znalezione w poziomach wyższych od dolnego kambru (3, 13, 26, 27). Reprezentujące ten poziom łupki są silnie zdyslokowane na skutek *górnokambryjskiej* orogenezy Sandomirydów (Samsonowicz 29, 30). Obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich był w czasie *górnego kambru* widownią intensywnego fałdowania górotwórczego. Jak twierdzi J. Samsonowicz:

„Potężna masa osadów kambryjskich została ujęta w wiązkę stromych fałdów o biegu prawie równoleżnikowym (WNW-ESE). Powstałe góry — Sandomirydy — zostały jeszcze w końcu okresu kambryjskiego i na samym początku ordowickiego mocno zdenudowane, tak, iż transgresja morza *dolno-ordowickiego* zastała tam obszar spenepienizowany“ (30, s. 54).

Czy bezpośrednio po fazie fałdowań Sandomirydów nie nastąpiły związane z nią intruzje magmatyczne? Pamiętajmy, że na Dolnym Śląsku, w Górach Kaczawskich mamy dowód potężnej działalności wulkanicznej w postaci serii wylewów diabazowych (o łącznej miąższości kilku tysięcy metrów!), której przypisywany jest wiek *środkowo- lub górnokambryjski*. Można przeto przypuszczać, że i teren Gór Świętokrzyskich, objęty w tymże czasie intensywnymi ruchami górotwórczymi, był również widownią przejawów wulkanizmu. Znalezienie wśród złepieńców podstawowych tremadoku dowodów rozmywania żył lamprofirowych

⁹ „Synklina centralna“, wypełniona osadami dewonu i karbonu dolnego, znajduje się na północ od „pasa antyklinalnego Klimontowskiego“, w którego obrębie występują żyły lamprofiru (26, s. 38).

(zawierających w swym składzie, jak podano wyżej, interesujące pierwiastki metaliczne) byłoby dowodem słuszności wypowiedzianego tutaj przypuszczenia o górno-kambryjskim wieku lamprofirów świętokrzyskich.

Wiek diabazów. — W sprawie wieku diabazów bardziańskich wypowiedziano przed r. 1939 kilka opinii:

1^o Kierując się rozważaniami opartymi na warunkowym przyjęciu tezy o przebiegu różnicowania się pramagmy, z której by miały powstać wszystkie nasze skały magmatyczne, J. Tokarski był skłonny traktować te skały jako najmłodsze ze skał wulkanicznych Polski (32, s. 637).

2^o J. Czarnocki w pierwszych swych pracach (3, 9) wypowiadał przypuszczenie, że diabazy okolic Łagowa związane są z fałdowaniami pokarbońskimi, czy też z początkową fazą orogenezy karbońskiej.

3^o J. Morozewicz, opierając się na obserwacji strefy kontaktu diabazów i łupków górno-sylurskich, twierdził, że mamy w tym przypadku do czynienia z utworem diabazowym intruzyjnym (24, s. 4), co w konsekwencji świadczyłoby o posylurskim wieku diabazu.

4^o Opierając się na późniejszych swych obserwacjach, świadczących, że we wszystkich rozpoznanych profilach diabazy bardziańskie, rozdzielając sobą dwa kompleksy łupkowe o odmiennym wykształceniu facjalnym, zajmują zawsze jeden i ten sam poziom stratygraficzny, J. Czarnocki wypowiedział pogląd, że mamy tu do czynienia z utworem diabazowym współczesnym osadzaniu się łupków. Nadto stwierdził on, że na owym utworze diabazowym, podobnie jak w łupkach, widać ślady wszelkich zaburzeń tektonicznych, które wśród nich przebiegały (13, s. 21).

5^o J. Samsonowicz (30, s. 79), uznając w zasadzie słuszność argumentacji J. Czarnockiego, nie jest jednak przekonany, że diabazy niecki bardziańskiej tworzą istotnie pokład o stałym położeniu stratygraficznym na granicy dolnego i górnego ludłowu. Nie wyłącza on możliwości ich wieku późniejszego jako utworu o charakterze intruzyjnym.

Rozważania przytoczone wyżej (s. 27 i 28) na temat genezy bardolitu, którego pochodzenie można by wiązać, w myśl hipotezy Loewinsona-Lessinga, z podmorskim wylewem diabazów bardziańskich, brak nieodpartych argumentów, stwierdzających późniejszy wiek tych diabazów, a także argumenty J. Czarnockiego czynią mnie skłonny do przyjęcia jego tezy o górno-sylurskim wieku tych skał.

O wieku diabazów św. Katarzyny można wnioskować na podstawie faktu, że intruzja ich nastąpiła na linii dyslokacji przecinającej szereg poziomów stratygraficznych od kambru po dewon włącznie (14, s. 111). Dyslokacja ta należy do układu poprzecznych dyslokacji paleozoicznych regionu łysogórskiego, których powstanie związane jest z fazami orogenezy waryscyjskiej (30, s. 83).

Wiek tufitów. — Najstarsze spośród poznanych dotychczas osady tufogeniczne występują w postaci wkładów wśród łupków górnego gotlandu (wyższa seria ludlowu) z wyglądu przypominających arkozy (p. wyżej s. 34-35). Interesujące te utwory, które pojawiają się w różnych odmianach, nie były dotychczas, niestety, przedmiotem badań szczegółowych. Nasuwa się pytanie, czy są to istotnie produkty ekstruzji magmatycznych współczesnych tworzeniu się osadów, wśród których zostały zachowane, czy też mamy tu do czynienia z produktami rozmywania skał wulkanicznych (oraz tufów) starszych, istniejących na brzegu morza górno-sylurskiego. Okazów skał tych nie widziałem. Umieszczając w tabeli chronologicznej wymienione tu osady tufogeniczne w poziomie downtonu opieram się całkowicie na wypowiedzianej opinii J. Czarnockiego (13, s. 24). Tufity te poprzedzałyby swym wiekiem zarejestrowaną w Górach Świętokrzyskich fazę ardeńską orogenezy kaledońskiej (30, s. 59, 62, 77).

Następne w kolejności wieku tufity zarejestrowano w poziomach dolnego dewonu pasma kłonowskiego okolicy Zagnańska. J. Czarnocki (11, s. 134, 135) zalicza je do żedynu górnego oraz do dolnego koblencu (ems dolny). Znanie mi ze szlifów mikroskopowego młodsze spośród wymienionych tufitów mają cechy produktów wybuchów wulkanicznych magmy kwaśnej (s. 35-36). Przyjmowany jest związek wymienionych przejawów wulkanizmu z fazą eryjską orogenezy młodo-kaledońskiej (30, s. 60, 61, 69).

Z fazą bretońską orogenezy waryscyjskiej wiązane są ślady tufitów górno-fameńskich z Gałęzic (30, s. 67). Skład ich mineralogiczny wskazywałby na ekstruzję magmy kwaśnej (4, s. 55, 59). Zapewne do tejże fazy wypadnie zaliczyć tufity (przemyte) dolno-karbońskie z okolic Łagowa i Kowali (p. s. 36-37).

Bentonity mioceńskie z okolic Bogoryi, jako według wszelkiego prawdopodobieństwa pochodzące z wybuchów wulkanów południowo-karpackich, rejestruję tutaj jedynie dla porządku.

O wieku zjawisk mineralizacji. — Nikt i problematyczne co do swej genezy ślady mineralizacji znajdujemy w postaci rozproszonych ziarn pirytu wśród łupków dolno-kambryjskich, otaczających żyłę lamprofirową w Kabzie pod Iwaniskami (p. s. 7). Nie mamy żadnych podstaw, aby twierdzić, że odbywało się tu zjawisko mineralizacji hydrotermalnej. Raczej można by przypuszczać, że obserwowane wprysnięcia pirytu powstały na skutek działania ekshalacji gazowych. Czas powstania tych wprysnięć odpowiadałby czasowi intruzji lamprofiru (p. s. 41).

Drobne dowody działalności wód gorących w szczelinach skał kambryjskich i ordowickich na terenie niecki bardziańskiej (p. s. 38) można by wiązać z fazą zastygania diabazów w epoce górnego gotlandu.

Zjawiska mineralizacji na większą, a w jednym dotychczas znanym przypadku — na dużą skalę wiążą się z cyklem wulkanicznym waryscyjskim. Złoże syderytu i pirytu w Rudkach reprezentuje najpoważniejszy spośród znanych obecnie przejawów mineralizacji (związanej z działalnością wulkaniczną) na obszarze Gór Świętokrzyskich, której największe natężenie, według opinii J. Samsonowicza, przypada na dolny perm (30, s. 83).

Silnie rozbudzona w dolnym permie (i związana zapewne z fazą saalską orogenezy Waryscydów) działalność hydrotermalna zaznacza się jeszcze w najwyższym poziomie dolnego cechsztynu osadami źródeł gorących odnalezionymi w Gałęzicach (p. s. 40).

Ostatnia faza powstawania utworów hydrotermalnych wiąże się z orogenezą karpacką (p. s. 41). Do tego okresu odnoszone jest powstawanie złóż minerałów kruszcowych i barytu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (10). Nasuwa się pytanie: czy stwierdzone zjawisko hydrotermalnej mineralizacji kruszcowej w okresie trzeciorzędowym nie miało charakteru zjawiska wtórnego, zachodzącego w tych miejscach (lub w ich pobliżu), gdzie już poprzednio istniały złoża utworzone dawniej? Wiemy bowiem, że zwłaszcza ołowianka a także i niektóre inne minerały ulegają łatwo działaniu wód gorących, dzięki czemu są przenoszone i kryształizują poza miejscami swego pierwotnego występowania. Byłoby wysoce interesujące sprawdzenie, czy w zachodniej części Gór Świętokrzyskich nie dałoby się odróżnić starszych (związanych z wulkanizmem waryscyjskim) i młodszych (trzeciorzędowych) złóż minerałów kruszcowych.

CYKLIČZNOŚĆ PRZEJAWÓW WULKANIZMU NA OBSZARZE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Czy nie za wcześnie na wysunięte w tytule rozdziału zagadnienie przy obecnym zasobie znanych faktów?

Rozejrzenie się w tabeli synoptycznej, paralelizującej stwierdzone dotychczas fazy ruchów górotwórczych w obrębie Gór Świętokrzyskich z przejawami wulkanizmu, których wiek został stwierdzony metodami stratygraficznymi lub jest przypuszczany z mniejszym lub większym prawdopodobieństwem, pozwala na dokonanie pewnych rozważań.

Najmniej pewnym wydaje się wiek lamprofirów świętokrzyskich i związek ich z orogenezą Sandomiirydów. Wypada jednak stwierdzić, że wiązanie czasu powstania tych skał z orogenezą waryscyjską, jak to czyniono, nie ma dotychczas innych argumentów poza pewnymi analogiami. Przyjmując, że lamprofiry świętokrzyskie są wieku górno-kambryjskiego, wypadałoby je wraz z diabazami, ortoamfibolitami i porfiroidami Dolnego Śląska traktować jako reprezentujące cykl wulkaniczny staropaleo-

zoiczny, którego związek z fazami orogenezy Kaledonidów nie jest jasny. Trudno, jak sądzę, obecnie być pewnym, czy orogenezę sandomierską (sardyjską), zgodnie ze schematem H. Stillego, należałoby zaliczać do Kaledonidów, czy też traktować jako fazę wygasających, potężnych ruchów górotwórczych na pograniczu neo-algonku i kambriu.

Tak, czy inaczej, początek cyklu wulkanicznego kaledońskiego w Górach Świętokrzyskich, czy też schyłek cyklu pre-kambryjskiego wypadło mi zaopatrzyć w tabeli znakiem zapytania.

Uznając wraz z J. Czarnockim wiek diabazów bardziańskich za górnosylurski oraz wiek młodszych od nich osadów tufogenicznych za współczesny wybuchom wulkanicznym law kwaśnych mielibyśmy na terenie Gór Świętokrzyskich do czynienia z przejawami wulkanizmu kaledońskiego fazy ardeńskiej. Tufity dolno-dewońskie law kwaśnych pasma kłonowskiego reprezentowałyby dalszy ciąg tego kaledońskiego cyklu już w fazie eryjskiej. Diabazy bardziańskie pochodziłyby w takim razie z fazy wstępnej cyklu kaledońskiego, kiedy w obrębie tworzącej się geosynkliny powstawały głębokie pęknięcia, sięgające do strefy Simy. Tufity skał kwaśnych związać by można z fazą następną natężenia ruchów fałdujących, a może i z ekstruzjami magmatyków przenikającymi sztywniejące już w bezruchu masy skalne. Fazy końcowej cyklu wulkanizmu kaledońskiego, odpowiadającej całkowitemu zeszywnieniu masywu górskiego i reprezentowanej zwykle przez intruzje lub wylewy magmy Simy, na terenie tym nie widzimy.

Cykl waryscyjski, rozpoczynający się fazą bretońską, reprezentują górnodewońskie tufity skał kwaśnych w Gałęzicach i młodsze dolnokarbońskie tufity w Zarębach i Kowali. Nie wiemy, czy między fazami eryjską Kaledonidów i bretońską Waryscydów nie było warunków pozwalających na wytworzenie się pełnego zeszywnienia, a także na powstanie głębokich szczelin, którymi przedzierałaby się magma zasadowa z wielkich głębin? Być może, że brak tylko na naszym terenie dowodów intruzji lub ekstruzji tej magmy. Na Dolnym Śląsku mamy z tych czasów zarówno wylewy, jak i wielkie intruzje magmy zasadowej.

Z końcową fazą orogenezy Waryscydów wiąże się zapewne intruzja diabazów Św. Katarzyny i następująca po niej działalność wód gorących, której dowody notowane są jeszcze w dolnym cechszynie.

Z całego okresu triasu i jury nie mamy żadnych śladów wulkanizmu zarówno na obszarze Gór Świętokrzyskich, jak i w ich bliższym i dalszym sąsiedztwie.

Dopiero przypuszczalnie w dolnej kredzie rozpoczyna się tu nowy cykl wulkaniczny wskutek powstawania głęboko sięgających szczelin w obrębie usztywnionych mas skorupy ziemskiej. Bazalty wołyńskie wraz z ich tufitami, cieszyńity, limburgit tatrzański byłyby pierwszymi dowo-

dami tego cyklu. Cykl ten związany z fazami orogenezy karpackiej, obfitujący w przejawy różnego rodzaju i zakończony (podobnie jak i rozpoczęty) wylewami law zasadowych, zaznaczył się w Górach Świętokrzyskich jedynie ożywieniem działalności hydrotermalnej oraz powstaniem osadów tufogenicznych, związanych z wybuchami wulkanów na sąsiednim obszarze.

Jakkolwiek działalność źródeł gorących była tylko jakby echem potężnego wulkanizmu w Karpatach i na przedpolu Sudetów, nie mniej wolno nam ją potraktować jako przejaw cyklu zjawisk wulkanicznych.

Streszczając wyniki przedstawionych wyżej rozważań można by, jak sądzę, określić w sposób następujący stan współczesny zagadnienia, wymienionego w tytule niniejszego rozdziału:

1^o Traktowanie przejawów wulkanizmu z epoki górno-kambryjskiej jako najstarszych ma w rozprawie niniejszej charakter jedynie hipotezy roboczej. Przynależność tych objawów do określonego cyklu wulkanicznego jest zagadnieniem otwartym.

2^o Cykl wulkaniczny towarzyszący orogenezie kaledońskiej reprezentowany jest przez fazę wstępną (diabazy górno-sylurskie) oraz przez przejawy fazy przypuszczalnie synorogenicznej (lawy kwaśne).

3^o Faza końcowa cyklu kaledońskiego i wstępna cyklu waryscyjskiego nie są na tym terenie znane.

4^o Cykl wulkaniczny waryscyjski stanowi tu jakby uzupełnienie i zakończenie cyklu poprzedniego.

5^o Cykl wulkaniczny karpacki zaznacza się w Górach Świętokrzyskich jedynie ożywieniem działalności hydrotermalnej oraz zasięgiem osadów pyłów wulkanicznych, wytwarzanych przez wulkany karpackie.

Jak widzimy przeto, współczesny, aczkolwiek skąpy jeszcze zasób materiałów faktycznych pozwala na wypowiedzenie opinii, że stwierdzone przejawy wulkanizmu na obszarze Gór Świętokrzyskich nie są związane z jednym cyklem zjawisk wulkanicznych.

ZAKOŃCZENIE

Jak zaznaczono wyżej, celem rozprawy niniejszej było zebranie i krytyczne rozpatrzenie dostępnych autorowi spostrzeżeń i wniosków dotyczących zjawisk wulkanicznych w Górach Świętokrzyskich, opublikowanie dotychczas nieogłoszonych materiałów własnych oraz dostarczonych przez współpracowników, a także przedstawienie całości zagadnienia, co w sumie może się przyczynić do podjęcia opracowań zespolonych, które były częściowo uwzględnione w planie sześcioletnim Mu-

zeum Ziemi. Po zakończeniu cyklu opracowań przejawów wulkanizmu trzeciorzędowego w okolicach Pienin, a przed przystąpieniem do skomplikowanego zagadnienia przejawów wulkanizmu w przeszłości geologicznej Sudetów i ich przedpola, pragnęliśmy oświetlić zagadnienie (jak się zdawało mniej złożone) wulkanizmu Gór Świętokrzyskich. Rozwiązanie czynnego w ramach Muzeum Ziemi zespołu i powierzenie jego uczestnikom innych funkcji uniemożliwiło na razie wykonanie tego planu.

Uważałem za swój obowiązek opublikowanie wyników tej mojej pracy i wysunięcie w niej problematyki tematu tak, jak ona przedstawia mi się obecnie, aby wysiłki włożone w jej przygotowanie nie zostały zmarnowane i aby mogły być wyzyskane przez tych geologów, którym wypadnie w ich pracy terenowej lub laboratoryjnej zetknąć się z zagadnieniami tak mało dotychczas opracowywanymi i tak mało znanymi, do jakich należą zagadnienia wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich.

Kolegom Prof. A. Gawłowi i Prof. K. Maślankiewiczowi serdecznie dziękuję za pomoc w skompletowaniu potrzebnej mi do tej pracy literatury.

*Pracownia Mineralogii i Petrografii
Muzeum Ziemi w Warszawie*

LITERATURA CYTOWANA

1. CZARNOCKI J. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace T.N.W.*, Nr 28, 1919, s. 77, 81, 90-91.
2. CZARNOCKI J. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. P.I.G.*, t. II, z. 1-2, 1923, s. 157-160, 172.
3. CZARNOCKI J. O odkryciu lamprofirów w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 19-20, 1928, s. 37.
4. CZARNOCKI J. Przegląd stratygrafii famenu i karbonu dolnego (kulmu) w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Ibidem*, Nr 21, 1928, s. 55, 58, 59.
5. CZARNOCKI J. O tektonice okolic Miedzianki w związku ze złożami miedzi tegoż obszaru. *Ibidem*, Nr 24, 1929, s. 29-32.
6. CZARNOCKI J. O tektonice okolic Łagowa oraz kilka słów w sprawie trzeciorzędu i złóż galeny na tym obszarze. *Ibidem*, s. 32-36.
7. CZARNOCKI J. Złoże ołowiu w okolicach Karczówki pod Kielcami. *Ibidem*, Nr 30, 1931, s. 101-103.
8. CZARNOCKI J. Wykaz złóż kruszcowych i dawnych kopalń ołowiu w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Ibidem*, Nr 32, 1932, s. 21-23.

9. CZARNOCKI J. Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Ibidem, Nr 35, 1933, s. 32-33.
10. CZARNOCKI J. Baryt w Górach Świętokrzyskich. Roczn. P. T. Geol., XII. Kraków 1936.
11. CZARNOCKI J. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Spraw. P. I. G., VIII, z. 4, 1937, s. 134, 135, 160.
12. CZARNOCKI J. O złożach ołowianki w Kielcach i w Mójczy. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 48, 1937.
13. CZARNOCKI J. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w r. 1938. Biul. P. I. G., Nr 15, 1939, s. 21-27.
14. CZARNOCKI J. Prace geologiczne w okolicy św. Katarzyny. Ibidem, Nr 31, 1947, s. 111-114.
15. CZARNOCKI J. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Roczn. P. T. Geol., t. XVIII. Kraków 1948.
16. KUŹNIAK CZ. Złoże syderytu i piryty w Rudkach pod Nową Słupią. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 37, 1933, s. 6-8.
17. KUŹNIAK CZ. Badania geologiczne wykonane w r. 1935 w Rudkach pod Nową Słupią. Ibidem, Nr 44, 1936, s. 45.
18. MAŁKOWSKI ST. & KARASIŃSKI M. Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Zagłębia Węglowego. Ibidem, Nr 19-20, 1928, s. 39-41.
19. MOROZEWICZ J. Staszycyt, nowy minerał złoża kruszcowego na Miedziance. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. A. U. w Krakowie (odb.), t. LVIII, ser. A, 1918.
20. MOROZEWICZ J. O kobaltowym mineralu Miedzianki, łubeckiej. Ibidem, t. LVIII, ser. A, 1919.
21. MOROZEWICZ J. Badania terenowe wykonane w lecie r. 1920 i w r. 1921 (Spraw. Dyr. P. I. G.). Spraw. P. I. G., t. I, 1920-1922, s. 297, 619.
22. MOROZEWICZ J. O miedziankiej. Ibidem, t. II, 1923, s. 1-3.
23. MOROZEWICZ J. O bardolite, pirogenicznym mineralu chlorytowym. Ibidem, t. II, 1924. — Sur la bardolite, un minéral chloritique igné. Bull. Soc. Franç. Minéral., vol. XLVII, 1924).
24. MOROZEWICZ J. O diabazie Gór Świętokrzyskich. Spraw. P. I. G., t. III, 1925.
25. SAMSONOWICZ J. O złożu hematytu w Rudkach pod Nową Słupią. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 4, 1922, s. 9-10.
26. SAMSONOWICZ J. Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza. Ibidem, Nr 19-20, 1928, s. 38-39.
27. SAMSONOWICZ J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicach Klimontowa na arkuszu Sandomierz. Ibidem, Nr 24, 1929, s. 13.
28. SAMSONOWICZ J. Sprawozdanie z badań geologicznych pod Słupią Nową. Ibidem, Nr 38, 1934, s. 21-23.
29. SAMSONOWICZ J. Objasnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100.000. P. I. G., 1934, s. 85.

30. SAMSONOWICZ J. Rozdziały w podręczniku: M. Książkiewicz i J. Samsonowicz „Zarys Geologii Polski“, przy tym „Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich“ w skali 1 : 300.000. Warszawa 1952.
 31. SMULIKOWSKI K. O glaukonicie. Kosmos, t. 49, 1924, s. 549.
 32. TOKARSKI J. O skale magmowej odkrytej w Górach Świętokrzyskich. Kosmos, t. 46, s. 625-638. Lwów 1921.
 33. TOKARSKI J. Uwagi w sprawie skały magmowej odkrytej w Górach Świętokrzyskich. Spraw Tow. Nauk. we Lwowie, t. VI, s. 1-10 (odb.). Lwów 1926.
-



Fig. 1

Kontakt diabazu z łupkami górno-sylurskimi. — Wąwóz Pragowiec pod Bardem
Fot. St. Małkowski (1935)



Fig. 1

Struktura diabazu bardziańskiego (gruboziarn.) z Prągowca; polaroidy // ca. $\times 14$

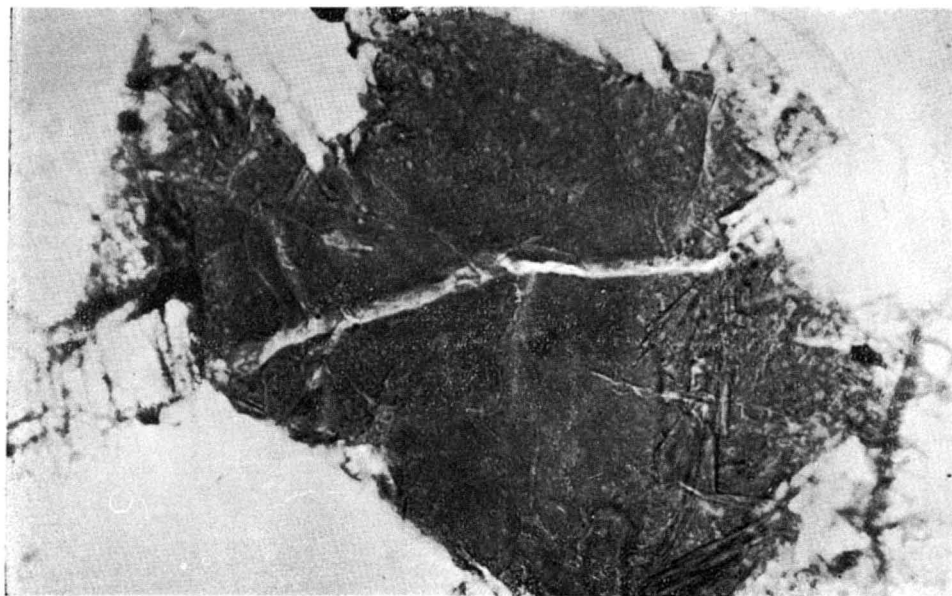


Fig. 2

Ziarno szkliwa z tegoż szlif mikroskopowego; światło zwykłe

$\times 180$



Fig. 1

Struktura i skład mineralny diabazu bardziańskiego (plagioklaz, piroksen, szkliwo, tlenki żelaza, bardolit (?), chloryt) — Prągowiec pod Bardem; polaroidy // ca. $\times 36$

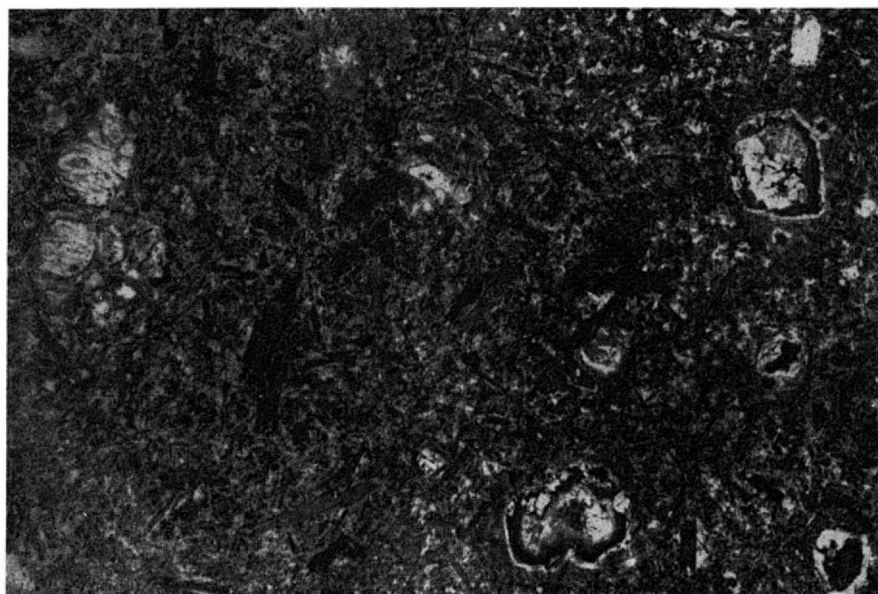


Fig. 1

Lamprofir z Kabzy. Widoczny biotyt na tle drobnoziarnistego ciasta skalnego oraz miejsca po oliwinie (?) wypełnione częściowo kalcytem i innymi produktami rozkładu:
polaroidy // ca. $\times 15$

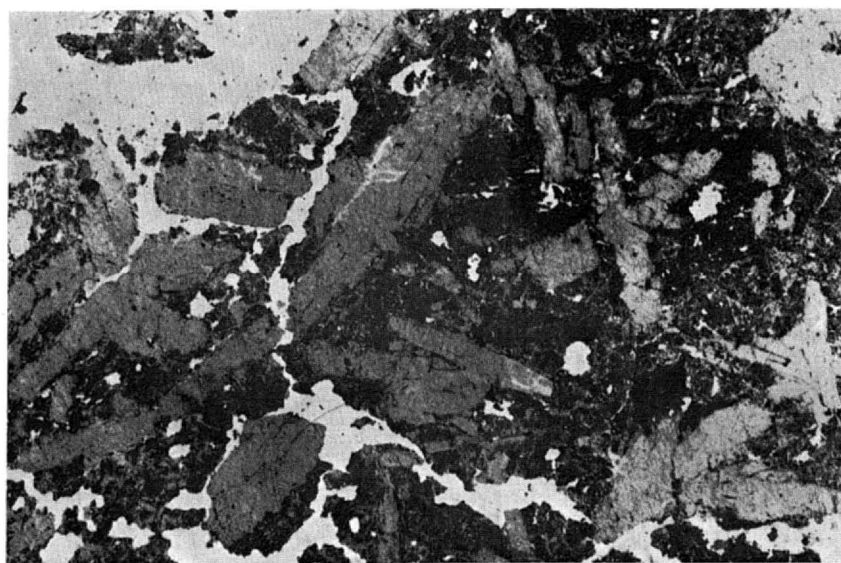


Fig. 2

Lamprofir z Zielonki (konsystencji gliny). Widoczne zarysy zwięzających skaleni,
polaroidy // ca. $\times 8$

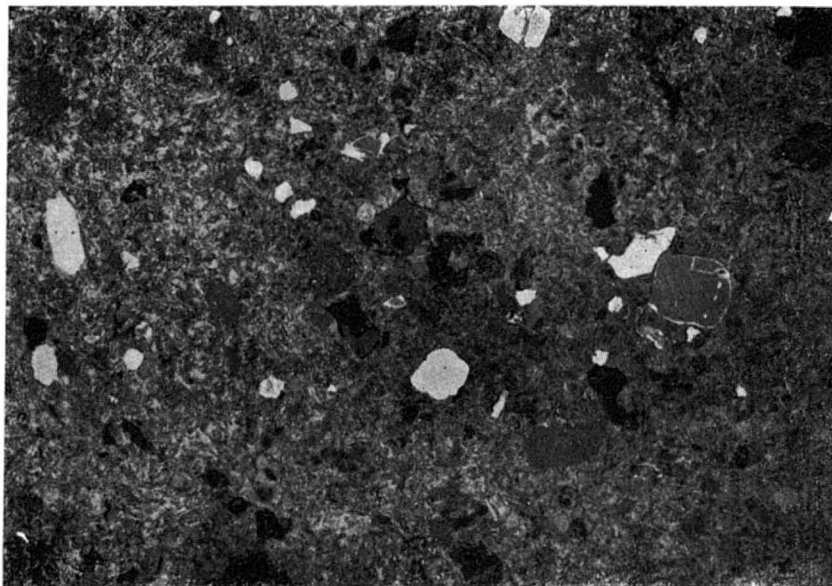


Fig. 1

Tufit dewoński z Zagnańska

Widoczne ziarna kwarcu na tle drobnoułuskowej masy (produkty rozkładu szkliwa?)
i blaszki ulegające wietrzeniu biotytu; polaroidy skrzyżowane niecałkowicie
ca. $\times 8$

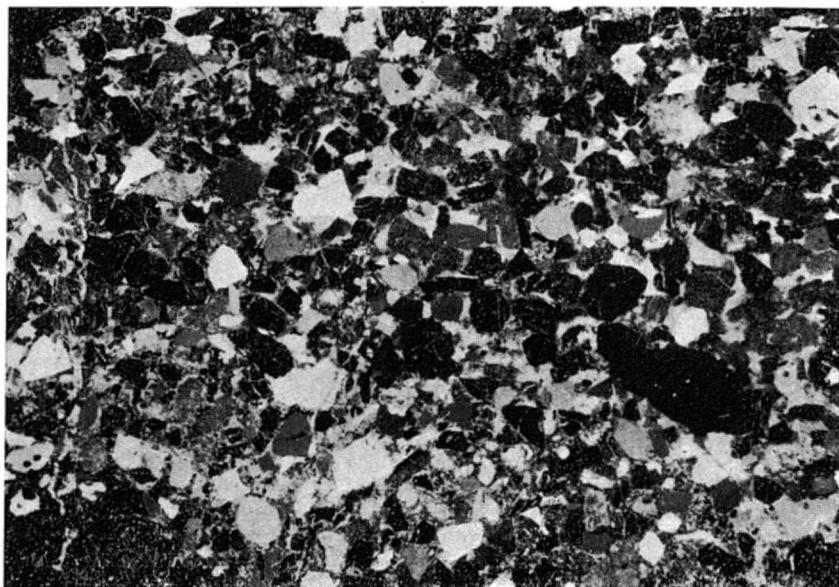


Fig. 2

Tufit karboński z Zareb pod Łagowem

Ostrokanciaste ziarna kwarcu i skaleni; polaroidy skrzyżowane ca. $\times 6$

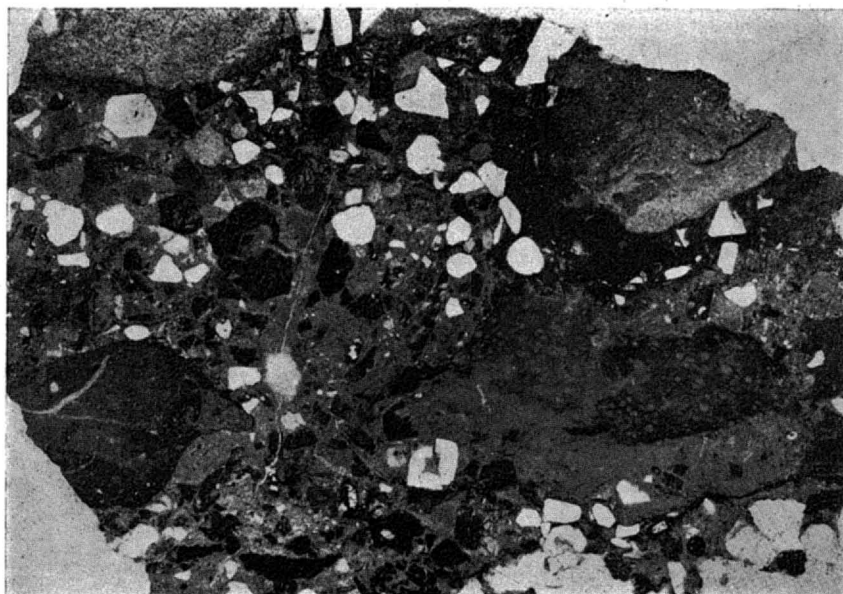


Fig. 1

Tufit karboński z Zareb pod Łagowem
Ziarna kwarcu (widoczne przekroje kryształów bipiramidalnych), skalenie,
gruzelki wapieni; polaroidy // $\times 10$

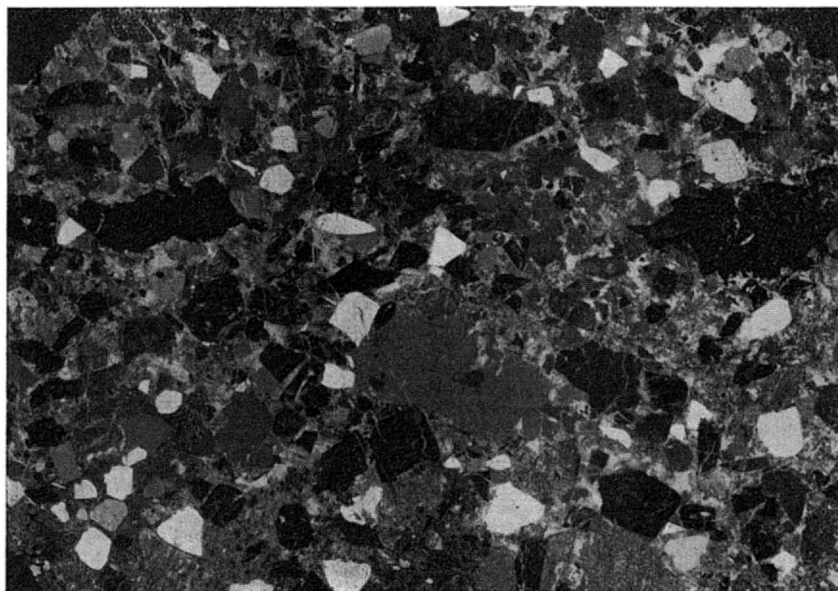


Fig. 2

Tufit karboński z Zareb pod Łagowem
Ostrokanciaste ziarna kwarcu i skaleni, okruchy wapienia;
polaroidy skrzyżowane niecałkowicie $\times 7$