

Wacław RYKA

Nowe spostrzeżenia dotyczące diabazu z Barda (Góry Świętokrzyskie)

WSTĘP

W r. 1919 J. Czarnocki odkrywa diabaz w wąwozie Prągowiec pod Bardem i w Widełkach. Wkrótce po odkryciu diabaz staje się przedmiotem zainteresowania J. Tokarskiego (1921, 1926) i J. Morozewicza (1923, 1925), którzy opracowują skałę bardziańską pod względem petrograficznym. Późniejsze dane dotyczące diabazu wnosi J. Czarnocki (1928, 1933, 1939, 1940, 1947, 1950) oraz St. Pawłowski (1947, 1953), który odkrywa diabazy po północnej stronie Pasma Łysogórskiego, w okolicy Św. Katarzyna—Psary-Kąty. Podsumowaniem dorobku naukowego w postaci wymienionych opracowań jak również i całokształtem działalności wulkanicznej w Górach Świętokrzyskich jest praca St. Małkowskiego (1954).

Niniejsze opracowanie dotyczy wyłącznie odkrywki diabazu w wąwozie Prągowiec pod Bardem. Pracę terenową przeprowadzono w miesiącach letnich 1955 roku. Część pracy laboratoryjnej i kameralnej wykonałem w Zakładzie Geochemii AGH w Krakowie. Za otrzymaną w czasie wykonywania pracy pomoc składam Prof. Dr A. Gawłowi serdeczne podziękowania.

GEOLOGICZNE WARUNKI WYSTĘPOWANIA DIABAZU

Diabaz w Prągowcu podściela dużej miąższości seria czarnych łupków graptolitowych z niebieskawym odcieniem, zawierających konkretne zwięzłego, impregnowanego kwarcem i pirytem czarnego wapienia. Konkrecje te są rozmieszczone zazwyczaj w pewnych poziomach. Wielkość ich dochodzi do 0,5 m. W łupkach masowo występują graptolity, jak *Pristiograptus colonus* Barr. i *Monograptus priodon* Bronn.

Nad utworami tymi leżą łupki żółtej barwy z nielicznymi graptolitami *Cyrtograptus* sp. i *Retiolites geinitzianus* Barr. oraz masowo występującymi ramienionogami, małżami i trylobitami. Wyżej leży seria łupków z małżoraczkami, barwy oliwkowej, przecięta intruzją diabazu. Pomierzony bieg i upadł łupków wynosi $285^{\circ}/SW/50 \div 60^{\circ}$. Przedstawiają one miękkie, tłuste mułowcowe utwory, wykazujące niewyraźną łupkowatość.

W bezpośrednim kontakcie z diabazem skały osadowe uległy pewnym zmianom. Według J. Czarnockiego (1919) „kontakty diabazów z łupkami w spągu nie ujawniają szczególnych zmian, a jedynym ich wyrazem jest silniejsze skrzemionkowanie łupków“. Jednocześnie autor ten opisuje w drodze Widełki-Zarobiny, analogiczny do Prągowca kontakt diabazu z łupkami, gdzie występują silnie zmienione łupki kontaktowe podobne do jaspisu oraz druzy kryształów kwarcu i chalcedon.

Kontaktowa strefa w spągu diabazu z Prągowca osiąga miąższość 50 cm (fig. 5, tabl. I). Obserwuje się tu zmiany polegające na twardnięciu i ciemnieniu skał mułowcowych. Po szczegółowym opracowaniu (W. Ryka, 1957 a) wyróżniono w strefie kontaktowej:

- 1) twardą warstewkę przypominającą rogowiec, znajdującą się w bezpośrednim kontakcie z diabazem, miąższości 8 cm;
- 2) jasną warstewkę z ciemnymi gruzełkami o miąższości podobnej (powyższe warstewki wykazują zmienną miąższość);
- 3) twarde o czarnej barwie łupki z trzema wkładkami szarogłazów osiagających miąższość 2 ÷ 4 mm. W łupkach tych obserwuje się infiltrację pirytowo-kwarcowo-kalcytową w postaci soczewkowatych gniazd, dochodzących do wielkości 1 cm, lub też w postaci nalotów znajdujących się na płaszczyznach łupkowatości.

Intruzja, zdaniem J. Czarnockiego (1919) tworzy dwie wkładki, miąższości 1 i 3 m, które zapadają stromo ku południowi, zgodnie z łupkami. Porównanie kąta zapadania płaszczyzny kontaktowej diabazu z upadem skał osadowych wskazuje na niezgodność wynoszącą 7° (fig. 5, tabl. I). Biegi natomiast serii osadowej i intruzji diabazowej nie wykazały podobnych odchyłeń w pomiarach.

Z twardą zrogowcowaną warstewką styka się diabaz. Strefa kontaktowa diabazu jest znacznie zwietrzała i silnie zawodniona. Zniszczenie 30 ÷ 40 cm miąższości diabazu w dolnej części żyły, zdaje się być wynikiem wsiąkania w skały wód atmosferycznych, które trafiając na nieprzepuszczalną zrogowcowaną warstewkę, tworzą na jej powierzchni zwierciadło. Wody krążąc w diabazie przerabiają go na glinę, w której tkwią nieco lepiej zachowane fragmenty skały. W odległości 1 m od kontaktu spągowego znajduje się już diabaz zwięzły, nieznacznie zwietrzały.

W Prągowcu zauważyłem brak łupków przedzielających dwie wkładki diabazu opisywane przez J. Czarnockiego (1919). Obserwowałem natomiast ciągłość intruzji diabazu, liczącą około 12 m miąższości. Jednakże dwudzielność została już poprzednio w r. 1954 zakwestionowana przez H. Tomczyka (informacja ustna).

Intruzja wykazuje obecność płaszczyzn ciosowych. Pomiarzy na dostępnych płaszczyznach wynosiły: 220, 250, 340°, czyli dawały obserwowane w odsłonięciu zarysy słupów sześciobocznych. Krótkie słupy (70 cm wysokości i 30 ÷ 40 cm szerokości) ustawione są zazwyczaj prostopadle do płaszczyzn kontaktowych diabazu ze skałami osadowymi. Słupy ścinane są dodatkowymi, nielicznymi płaszczyznami ukośnymi o różnych kątach nachylenia. Wśród tych płaszczyzn dominuje podzielnosc podstawowa o biegu zgodnym z intruzją (275°), lecz o nieco mniejszym kącie nachylenia, wynoszącym 33°. Słupy o zarysach sześciobocznych nie występują w pobliżu kontaktów, natomiast obserwuje się tu diabaz drobnopłytko-

wy (35 cm od kontaktu ze skałami osadowymi), ulegający łatwo wietrzeniu. W środkowej części intruzji jest diabaz źle odsłonięty i przeważnie zwietrzały. Całkowicie zwietrzałą skałę obserwowałem na głębokości 50 cm i należy przypuszczać, że proces ten posunął się znacznie głębiej. Obserwowany tu rozpad ziarnisty diabazu bierze swój początek w wietrzeniu skorupowym, którego doskonałe przykłady znane są w stropowej części odsłonięcia (fig. 6, tabl. I). Proces wietrzenia skorupowego jest w diabazie znacznie posunięty. Czasami przy rozbijaniu pozornie świeżego okazu okazuje się, że zarysy powłok skorupowych sięgają aż do wnętrza. Skutkiem wietrzenia skorupowego diabaz na powierzchni przyjmuje kształty kuliste, przypominające poduszkowy typ struktur wylewów podmorskich lawy. Diabaz w stropowej części intruzji nie ma określonych płaszczyzn ciosowych. Wykształcony jest on w postaci dużych (do 2 m) nieregularnych bloków, oddzielonych od siebie infiltracjami kwarcowo-chalcedonowymi, lub ukazuje się w krótkich i grubych graniastostupach. Odpowiednikiem infiltracji kwarcowo-chalcedonowej ze stropu są w spągu intruzji idiomorficzne ziarna kwarcu i kalcytu, osiągające wielkość 5 mm. Znajdują się one w wąskich strefach całkowicie zwietrzałego diabazu występującego w płaszczyznach ciosowych o przebiegu prostopadłym do kontaktu.

Diabaz w stropie intruzji ulega zmianie barwy (ku skałom osadowym) z czarnej na popielatą o odcieniu zielonym i różowym. Przejście diabazu do odmiany o barwie popielatej, osiągającej miejscami miąższość 1 m, odbywa się stopniowo. Proporcjonalnie do tych zmian wzrasta intensywność reakcji z HCl; i tak gdy odmiana diabazu o barwie czarnej czasami bardzo słabo, a zazwyczaj w ogóle nie burzy się, to odmiana diabazu o barwie popielatej żywo reaguje z kwasem solnym.

W odległości 40 cm od kontaktu stropowego wyróżniono w diabazie o barwie popielatej odmianę pasemkową, charakteryzującą się obecnością równoległych smug, na przemian jaśniejszych i ciemniejszych.

Diabaz w stropowej części intruzji wypełniony jest kulistymi formami spłaszczonymi, rozmieszczonymi w poziomach równoległe do stropu lub też najzupełniej przypadkowo. Utwory te, stanowiące gniazdowy typ infiltracji, wypełnione są kalcytem i kwarcem, które bywają częściowo lub całkowicie podstawione wadom.

Ponadto w całym profilu intruzji obserwuje się drobno rozsiany pirit, którego szczególnie duże nagromadzenie spotykano w części stropowej.

Nad diabazem obserwuje się łupki górnego ludłowu oliwkowej barwy z wkładkami szarogłazów, odpowiadających wiekiem szarogłazowi niewachlowskiemu.

Powierzchnia intruzji diabazu ostro odgranicza się od serii skał osadowych i nie wykazuje żadnych śladów rozmycia.

Przebieg intruzji diabazu w stosunku do skał osadowych występujących w stropie jest niezgodny.

Kierunku biegu i kąta zapadania intruzji w stropie nie udało się ustalić, ze względu na dużą rozbieżność otrzymanych wyników. Odmiennie niż diabaz zachowują się nadległe skały osadowe, które wykazują kierunek biegu i kąt upadu analogiczny jak w skałach tego typu w spągu intruzji.

W odsłonięciu stropowej części żyły obserwuje się raptowne załamanie powierzchni kontaktowej o kształcie trójkątnym (2×1 m). Powierzchnia kontaktowa wykazuje ponadto odchylenia, sięgające paru centymetrów, przejawiające się jako niewielkie wklęsłości i wypukłości podkreślone promienistym ułożeniem ciosu diabazu płytkowego. Bezpośrednio z diabazem stykają się czarne łupki kontaktowe, zmiennej miąższości (od paru do kilkunastu centymetrów), twarde i silnie spękane. Przechodzą one ku górze stopniowo w twarde oliwkowe łupki o dobrze wykształconym ciosie pionowym, być może powstałym w czasie tworzenia się ciosu diabazu lub też w wyniku późniejszych zaburzeń tektonicznych.

W trójkątne załamanie powierzchni stropowej intruzji jest wklonowany blok łupków graptolitowych (fig. 7, tabl. II). Wypełnia on całkowicie to załamanie i tworzy z diabazem genetyczną całość. Od H. Tomczyka otrzymałem ustną wiadomość, że z bloku zebrał on graptolity, które rozpoznał jako formy *Pristiograptus bohemicus* Barr. Łupki wykazują barwę czarną z odcieniem brunatnym i niebieskawym. Są bardzo twarde i pod uderzeniem młotka rozpadają się na romboedryczne fragmenty. Upodabniają się do diabazu przez przedłużenie ciosu, jaki wykazuje diabaz. Analogia do diabazu ze stropu wyraża się również brunatną barwą zwietrzeliiny łupków.

Skały osadowe w stropie przecięte są nielicznymi półkolistymi żyłkami (fig. 8, tabl. II). Żyłki przebiegają początkowo prostopadle do diabazu, przecinają skały bloku trójkątnego lub łupki kontaktowe i wyginają się w oliwkowych łupkach zgodnie z przebiegiem łupkowatości.

BADANIA PETROGRAFICZNE

Dokładne pobranie próbek z intruzji Prągowca i ich opracowanie umożliwiło wprowadzenie następującego podziału diabazu, opartego na składzie mineralnym i strukturze (W. Ryka, 1957 b):

- diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze intersertalnej,
- diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze mikrolitowej,
- diabaz kalcytowo-albitowy (spilitowy) o strukturze intersertalnej,
- diabaz kalcytowo-albitowy (spilitowy) o strukturze porfirowej,
- diabaz kalcytowo-albitowy (spilitowy) o strukturze mikrolitowej.

Wprowadzenie tego podziału było możliwe dzięki odkryciu diabazu spilitowego. Makroskopowy opis odmiany spilitowej podany został przy omawianiu stropowego, jaśniejszego diabazu, burzącego się pod działaniem kwasu solnego.

Obserwacje mikroskopowe skały bardziańskiej poczynione przez dotychczasowych badaczy wykazały mikrostrukturę ofitową z przejściami do pozornie porfirowej (J. Morozewicz, 1925), hypokrystalicznie porfirową (J. Tokarski, 1921) oraz hypokrystaliczną o cechach struktury intersertalnej i ofitowej (St. Małkowski, 1954). Bogactwo odmian strukturalnych zdaje się być następstwem pobrania okazów z miejsca stanowiącego przejście diabazu augitowo-plagioklazowego do spilitowego. Przypuszczenie to potwierdza mikrostruktura intersertalna i porfirowa, jak również dwie generacje skaleni i piroksenu (J. Tokarski, 1921), które są

w rzeczywistości składnikami o różnych rozmiarach, należącymi do diabazu o odrębnych strukturach (mikrolitowej i intersertalnej).

Poczynając od stropu obserwujemy diabaz spilitowy o strukturze mikrolitowej (fig. 15, tabl. IV) i dalej porfirowej (fig. 12, tabl. III), następnie diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze mikrolitowej i intersertalnej (fig. 9, 10, 11, tabl. III).

Składnikami skały bardziańskiej są (w kolejności): skalenie, piroksen, dwa typy szkliva, chloryt, kalcyt, magnetyt, ilmenit, piryty, kwarc.

Skalenie. Normalnie osiągają one 7 mm, a wyjątkowo 10 mm długości. Wykazują przejście od osobników największych (tabliczkowych) do najmniejszych (mikrolitów), obserwowanych w szkliwie. Zazwyczaj są przezroczyste i szkliste z wyjątkiem diabazu spilitowego, gdzie uległy albityzacji (fig. 12, tabl. III), kaolinizacji, chlorytyzacji i kalcytyzacji. Wykazują spękania zbliznione szkliwem i budowę pasową. Bardziej zasadowe jądra osobników o budowie pasowej uległy łatwiejszemu przeobrażeniu i wyraźnie odcinają się od kwaśniejszych obwódek (fig. 13, tabl. IV). Tabliczki skalenia występującego w diabazie spilitowym przedstawiają niejednokrotnie wypełnienia chlorytowe, związane zapewne z podstawianiem zasadowych partii chlorytem. W skaleniach obserwuje się zblizniaczenia albitowe, karlsbadzko-albitowe i rzadziej peryklinowe.

Większe osobniki okazały się w pomiarach J. Tokarskiego (1921) i J. Morozewicza (1925) bardziej zasadowe od drobnych. Badania własne wykazały, że większe skalenie należą do labradoru o zawartości $62 \div 65\%$ An.

Mikrolity skalenia występujące w diabazie spilitowym wykazały przeciętnie zawartość 15% An. Na tej podstawie zostały zaliczone do szeregu albit-oligoklaz.

Piroksen. Występuje w diabazie augitowo-plagioklazowym. Podobnie jak wśród skaleni spotykamy tu przejście od osobników największych (do 2 mm) do najmniejszych. Piroksen wykazuje barwę winnożółtawą (żółtą z odcieniem różowym) i kryształowy tworzy tylko częściowo własne, gdyż krystalizował po skaleniu i wskutek tego miał ograniczone możliwości wzrostu nieskrępowanego. Jest świeży, silnie spękany, często zblizniaczony i zbudowany pasowo. Analizowany przez J. Tokarskiego i J. Morozewicza, wykazuje w obu przypadkach odmienny skład chemiczny (augit, diopsyd).

Szklivo. Występuje w postaci wypełnień wolnych przestrzeni powstałych po krystalizacji skaleni i piroksenu. Znane jest w dwóch typach:

1. Jako słabo reagująca na światło spolaryzowane szklista masa, wypełniona mikrolitami skaleni o wygaszaniu światła prawie prostym, augitem (występującym jedynie w diabazie augitowo-plagioklazowym) i tlenkami żelaza (fig. 11, tabl. III).

2. Jako zielone sferolity. Badania optyczne J. Morozewicza (1923) wykazały, że włókna sferolitów mają symetrię rombowa. W nikolach skrzyżowanych na pojedynczych sferolitach ukazują się czarne krzyże, których ramiona zlewają się z przekrojami głównymi nikoli. Dwójłomność ich jest dość duża i o wiele większa niż w chlorytach właściwych. Pleochroizm jest bardzo słaby.

Opisane przez J. Morozewicza szkliwo otrzymuje nazwę bardolitu (nowego minerału), od miejscowości występowania diabazu. W studium mineralogicznym zwraca J. Morozewicz uwagę na peryferyczne partie bardolitu, które są dwójłomne, przy częstym zachowaniu izotropowego środka, co czyni wrażenie dewitryfikacji.

Świeżość nowo poznanego minerału udowadnia J. Morozewicz dobrym stanem zachowania skaleni i augitu oraz brakiem przejść od augitu do bardolitu (według J. Morozewicza wyklucza to wtórny charakter minerału).

Odmienny pogląd reprezentuje J. Tokarski (1921, 1926), zaliczający minerał ten do delessytu będącego produktem rozkładu szkliwa (szklistej masy).

Moje badania mikroskopowe pozwoliły dokonać następujących spostrzeżeń:

W świeżej skale bardziańskiej zauważono skupienia szkliwa wielkości do 2 mm, barwy od jasno do ciemnozielonej, zazwyczaj nieznacznie zbrunatniałe na brzegach i w szczelinach spękań (zielone szkliwo jest zawsze spękanе — fig. 9, tabl. III), wykazujące minimalny pleochroizm i delikatne pierścienie Liesegang'a w postaci ciemnozielonego wstęgowania. Wietrzejąc przybiera ono barwę brunatną. Okazało się, że w nie przykrytym szlifie, wykonanym ze świeżej skały, zielone szkliwo przyjmuje barwę brunatną już po paru dniach.

Zostały zaobserwowane trzy formy występowania zielonego szkliwa:

1. zablizniające interstycje;
2. wypełnienia kuliste łącznie z masą szklistą, przy czym zielone szkliwo zajmuje środek tych wypełnień;
3. drobne ilości w szczelinach spękań skaleni i augitu.

W świetle spolaryzowanym ujawnia się bogactwo form zielonego szkliwa. Na podstawie obserwacji kilkudziesięciu szlifów zauważono przejście poszczególnych ogniw jedno w drugie. Obserwuje się, że izotropowe szkliwo, występujące najczęściej w interstycjach, ulega dewitryfikacji początkowo na brzegach (fig. 16, tabl. IV), a następnie w centrum ziarna. Całkowicie odszklone szkliwo wykazuje następnie przejście do seladonitu (fig. 9, 10, tabl. III).

Procesy dewitryfikacji przebiegają w zielonym szkliwie w dwojaki sposób. W pierwszym przypadku zewnętrzne odszklone strefy oddzielają się wyraźnie od izotropowego wnętrza. Natomiast w drugim przypadku obserwuje się stopniowe przejście od brzeżnych całkowicie zdewitryfikowanych części do izotropowego wnętrza.

Zdewitryfikowane zielone szkliwo ma współczynniki załamania w granicach $1,530 \div 1,540$ i bardzo niską dwójłomność ($0,002 \div 0,004$). Zauważono również, że dwójłomność rośnie w miarę przebiegu dewitryfikacji i następnie podczas przejścia do seladonitu.

W paragenezie z zielonym szkliwem występuje kwarc, dwóch generacji. Kwarc pierwszej generacji ma zarysy sześcioboku, tworzy zrosty ze skaleniami oraz postacie szkieletowe wypełnione wewnątrz zielonym szkliwem. Kwarc drugiej generacji występuje w postaci nieregularnych cienkich obwódek, zazwyczaj na brzegach zielonego szkliwa. J. Tokarski (1921) uważa, że kwarc drugiej generacji nosi cechy wtórnego utworu powstałego skutkiem procesu delessytyzacji, natomiast pochodzenie kwar-

cu w zarysach sześcioboku zrosłego ze skaleniami jest zagadkowe. J. Tokarski nie wyklucza też, że ten kwarc jest składnikiem pochodzenia magmowego.

Tabela 1

Analizy chemiczne palagonitu i szkliwa w % wag.

Składniki	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,78	38,36	46,76	44,73	46,72
TiO ₂	2,14	—	—	—	0,13
Al ₂ O ₃	8,20	5,54	17,71	16,26	7,81
Fe ₂ O ₃	15,59	16,59	1,73	14,57	10,85
FeO	7,46	4,60	10,92	—	2,86
MnO	0,44	—	0,44	MnO ₂ = 2,89	0,02
CaO	7,17	0,73	11,56	1,88	3,54
MgO	6,18	9,41	10,37	2,23	10,21
Na ₂ O	1,55	0,46	1,83	4,50	0,15
K ₂ O	1,65	4,67	0,17	4,02	2,22
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,04
Cr ₂ O ₃	0,18	—	—	—	—
H ₂ O—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	10,38	19,50	—	9,56	7,06
Strata przez zarzenie	—	—	—	—	8,29
Razem	100,72	99,86	101,49	100,64	99,90

1. Izotropowe, zielone szkliwo z Barda. Analizę wykonał autor.
2. Średnia dwóch analiz bardolitu. Analizę wykonał J. Morozewicz (1923).
3. „Verre basique”. Analiza szkliwa wydobytego z dna morskiego przez ekspedycję Chalangera, zaczerpnięta z W. Colleta „Les Depots Marins” (1908), cytowana przez J. Tokarskiego (1926).
4. Obwódka palagonitowa. *Ibidem*.
5. Brunatnozielony, słabo przekryształizowany palagonit. Analizę wykonał A. W. Łangwagien (fide W. A. Gońszakowa, 1956).

Magmowe pochodzenie kwarcu było jednym z dowodów J. Morozewicza (1925) na pirogeniczne pochodzenie bardolitu.

Podobnie jak kwarc drugiej generacji, chalcedon, a zwłaszcza kalcyt, występuje na brzegach zielonego szkliwa.

Związek masy szklistej i zielonego szkliwa był przedmiotem dociekań J. Tokarskiego (1921, 1926), J. Morozewicza (1925) i St. Małkowskiego (1954).

Badania moje wykazały w skale bardziańskiej przeciętnie 15 ÷ 25% szkliwa. Zauważono, że szkliwo zielone przeważa w środkowej części intruzji, natomiast w diabazie stykającym się ze skałami osadowymi obserwuje się masę szklistą. Czasami w wewnętrznych partiach żyły występuje szkliwo zielone bez szkliwa typu pierwszego (masy szklistej), skała zaś wykazuje nadzwyczajną świeżość. Zielone szkliwo nie może być więc produktem rozkładu masy szklistej.

Zmienność ciężaru właściwego zielonego szkliwa została wykorzystana przeze mnie podczas izolowania go ze skały. Sproszkowaniu poddano najbardziej świeży okaz pozbawiony masy szklistej, w którym dominowało izotropowe szkliwo. Ciężar właściwy proszku pod przykryciem klosza szklanego „ustalił się” w okresie 6 dni i wówczas przeprowadzono szybkie oddzielenie szkliwa w mieszaninie bromoformu i alkoholu metylowego. Podczas długiego rozdzielania w cieczy szkliwo znacznie zwiększa swój ciężar właściwy i opada wraz z frakcją cięższą. Z oczyszczonego materiału wykonałem analizę chemiczną, którą przedstawiono wraz z zacierpniętymi z literatury analizami palagonitu i bardolitu.

Porównanie analizy „verre basique” (analiza 3, tab. 1) z jej otoczką (analiza 4, tab. 1) wskazuje na poważny ubytek w palagonicie CaO, mniejszy MgO oraz nieznaczny SiO₂ i Al₂O₃. W palagonicie obserwuje się na-

Tabela 2

Odwodnienie szkliwa

A. Analiza wykonana w piecu elektrycznym

Temp. w °C	Strata w % wag.	Łączny % strat	Straty z kolumny drugiej przeliczone na 100 w %	Barwa proszku
16	—	—	—	ciemnopopielata
50	3,48	3,48	30,63	„
85	2,67	6,15	23,48	„
125	1,57	7,72	13,83	„
225	0,68	8,40	5,99	brunatna
300	0,36	8,76	3,18	od temp. 125°C obserwuje się stopniowe ciemnienie barwy w miarę ogrzewania
400	0,24	9,00	2,12	
500	0,18	9,18	1,59	
600	0,51	9,69	4,49	
700	1,18	10,87	10,39	
800	0,37	11,24	3,24	
900	0,06	11,30	0,53	
1000	0,06	11,36	0,53	ciemnowiśniowa
1100	—	11,36	—	(żużelek)
Razem	11,36		100,00	

B. Analiza wykonana na palniku gazowym

Temp. w °C	Strata w % wag.	Łączny % strat	Straty z kolumny drugiej przeliczone na 100 w %	Barwa proszku
18	—	—	—	ciemnopopielata,
125	6,01	6,01	63,95	
1000	3,39	9,40	36,05	
Razem	9,40		100,00	ciemnowiśniowa

tomiastr większą ilość Na_2O , K_2O , zwłaszcza H_2O . Równocześnie z tymi zmianami przebiega proces całkowitego utleniania żelaza.

Podobny sposób zachowania się tlenków obserwujemy w analizach 1 i 2, tab. 1. Ilość CaO w bardolicie w stosunku do form izotropowych maleje dziesięciokrotnie, jednakże ilość MgO wzrasta. Ubytek wapnia w bardolicie jest zrozumiały, jeśli zwróci się uwagę, że podczas odszklenia szkliwa CaO wędruje do części najbardziej peryferycznych i tworzy wraz z kwarcem obwódki. Podobnie jak w poprzednim przykładzie ze wzrostem odszklenia maleje ilość SiO_2 , Al_2O_3 oraz zwiększa się zawartość H_2O i K_2O (Na_2O maleje). Reakcję utleniania żelaza obserwuje się również i w tym przypadku.

Duże analogie do składu bardolitu i izotropowego szkliwa wykazuje analiza palagonitu (analiza 5, tab. 1). Szczególnie do bardolitu zbliża się stosunkiem $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$, $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$, ilością MgO , a odbiega jedynie podwyższoną zawartością CaO .

W chlorytach diabazu koncentrują się pierwiastki metaliczne (St. Małkowski, 1951); np. w seladonicie Berestowca gromadzi się miedź. W szkliwie Prągowca obserwuje się dużą koncentrację chromu (do 0,18% wag.).

W wyniku interpretacji analizy chemicznej bardolitu J. Morozewicz (1923) dochodzi do wniosku, że wysoką zawartością K_2O i Fe_2O_3 bardolit zbliża się do glaukonitu, a pod względem zawartości K_2O i MgO — do biotyty.

Analizę odwodnienia przeprowadzono w odstępach 100°C (początkowo mniejszych), a jej rezultaty zostały przedstawione w tab. 2.

W czasie analizy zauważono, że szkliwo w temperaturze $900 \div 1000^\circ\text{C}$ ulega stopieniu i zmienia barwę na ciemnowisniową. Podczas gwałtownego ochłodzenia, przy wyjściu z pieca lub zdjęciu z palnika, stop krzepnie dając gąbczasty, kruchy żużelek.

Zmiana barwy próbek z popielatej na wiśniową wywołana została utlenieniem żelaza. Wynik analizy odwodnienia, skutkiem całkowitego utlenienia byłby o około 0,82% wyższy.

Tabele 2 uzupełniono krzywą (fig. 1) odwodnienia szkliwa. Na wykresie uwidocznione zostało oddawanie wody w dwóch zakresach temperatur, o maksymalnych punktach wynoszących 80° i 600°C . Pierwszy zakres oddawania wody rozpoczyna się od chwili uruchomienia pieca i trwa do temp. 200°C , natomiast drugi zanotowany został od 550°C do 750°C . Powyżej 1000°C strat na wadze nie zanotowano.

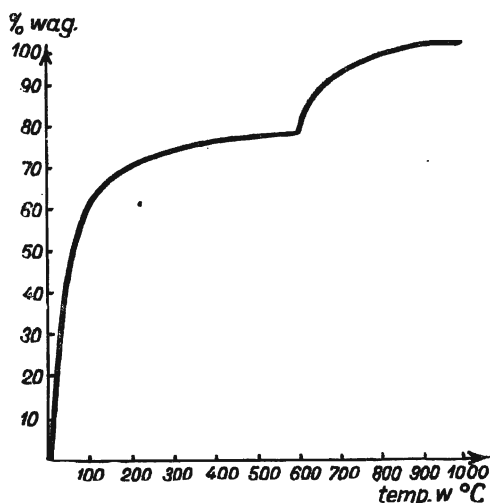


Fig. 1. Krzywa odwodnienia szkliwa palagonitowego. Analiza wykonana w piecu elektrycznym

Dehydration curve of the palagonite glass. Analysis carried out in an electric oven

Również stopieniu uległo szkliwo w tyglu podczas termicznej analizy różnicowej (krzywą przedstawiono na fig. 2). Wygięcie endotermiczne w temperaturze niewiele przekraczającej 900°C, skłania do przyjęcia jej jako punktu topliwości badanej substancji. Ponadto obserwuje się zabu-

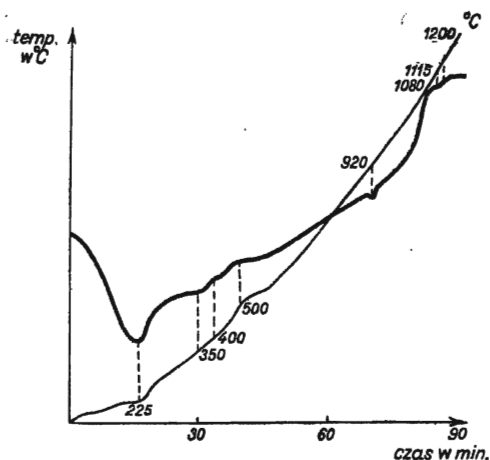


Fig. 2. Krzywa różnicowo-termiczna szkliwa palagonitowego
Thermic-differential curve of the palagonite glass

Ponadto wykonano zdjęcia rentgenowskie metodą proszkową w Zakładzie Mineralogii i Petrografii AGH w Krakowie. Początkowo spodziewano się, że w czasie nadmiernego rozcierania proszku została naruszona struktura krystaliczna substancji analizowanej (P. M. Isakow, 1955), gdyż rentgenogramy wykazały słabe i nieliczne prążki. Dopiero późniejsze zestawienie z rentgenogramami palagonitu, opublikowanymi stosunkowo niedawno przez W. A. Gońszakową (1956), umożliwiło przeprowadzenie porównania (tab. 3).

Chloryt. Występowanie chlorytu znane jest z całego profilu intruzji bardziańskiej. Bogatsze nagromadzenia tego minerału spotykamy zazwyczaj w diabazie spilitowym. Chloryt wykazuje duże podobieństwo do szkliwa palagonitowego i seladonitu a odróżnienie możliwe jest jedynie w świetle mikoli skrzyżowanych. Podobnie jak szkliwo palagonitowe, wykazuje barwę zieloną, spękania, analogiczny sposób brunatnienia na brzegach i w szczelinach oraz budowę łusczkowo-promienistą. W diabazie wyróżniono następujące formy występowania chlorytu:

- 1) przypadkowe nagromadzenia (fig. 9, 10, tabl. III);
- 2) wypełnienia w skaleniach;
- 3) wypełnienia po minerałach słupkowych (fig. 14, tabl. IV);
- 4) formy stanowiące wraz z kalcytem i kwarcem masę wypierającą substancję ilastą (fig. 15, tabl. IV).

W pierwszym przypadku chloryt jest najprawdopodobniej produktem rozpadu augitu lub szkliwa palagonitowego. Wypełnienia skaleni oraz

zaburzoną reakcją egzotermiczną, przebiegającą stale powyżej temperatury 225°C, tj. od chwili zakończenia endotermicznej reakcji oddawania wody. Przy powolnym oziębieniu tygla otrzymano szkliwo ciemnozielonej barwy o tłustym połysku, dużej twardości, nieznacznie rozpuszczalne w stężonym kwasie solnym. Proszek przed podgrzaniem łatwo rozpuszczał się w dwunormalnym HCl na zimno, przy równoczesnym wydzieleniu krzemionki.

Uzupełnieniem analizy chemicznej szkliwa jest półilościowa analiza spektralna, wykonana metodą warstwy katodowej przy użyciu elektrod grafitowych. Wykazuje ona obecność Cu, Cr, Zn, Ni, Ba, Sr i V, przy czym pierwiastki ułożono poczynając od występujących w ilości największej.

pseudomorfozy po minerałach słupekowych, zdają się być rezultatem procesu spilityzacji, podczas którego zasadowe skalenie zostały podstawione chlorytem. Ostatnia forma występowania związana jest z wypieraniem substancji ilastej łupków w odmianie pasemkowej diabazu spilitowego.

Odmiana pasemkowa przepełniona jest siecią smug zbudowanych z masy szklistej, w której występują o przypadkowych kształtach spłaszczone wypełnienia kwarcowo-chlorytowo-kalcytowe lub macierzysta substancja ilasta impregnowana kalcytem. Powstanie odmiany pasemkowej jest związane z pochłonięciem skały łupkowej ze stropu przez magmę. W pierwszej fazie przeobrażeń substancja ilasta została wyparta przez masę szklistą, z wyjątkiem miejsc zgrubień smug łupkowych, gdyż wysoka lepkość szkliva nie dopuszczała do ożywionej wymiany materii.

Tabela 3

Tabela liczbowa rentgenogramów proszkowych

1			2		
L. p.	Nateżenie oceniane wizualnie	Odległości międzyplaszczynowe d	L. p.	Nateżenie oceniane wizualnie	Odległości międzyplaszczynowe d
1	1	4,62	1	1	5,00
2	2	3,24	2	3	4,51
3	5	3,09	3	2	3,61
4	2	2,82	4	2	3,30
5	5	2,55	5	4	3,07
6	4	2,36	6	1	2,86
			7	7	2,57
			8	2	2,384
			9	1	1,978
			10	1	1,683
			11	2	1,635
7	4	1,515	12	7	1,522
8	4	1,490	13	6	1,498
9	2	1,344	14	1	1,323
			15	2	1,298
			16	1	1,269
			17	1	1,245

1. Rentgenogram zielonego szkliva wykonany przez autora. Warunki: promieniowanie $\text{Co K } \alpha$ — $1,78529 \text{ \AA}$, filtrowane przez folię żelazową; $V = 27 \text{ kV}$; $I = 20 \text{ mA}$; czas ekspozycji = 120 min; średnica kamery = 57,96 mm; grubość preparatu = 0,18 mm.
2. Rentgenogram palagonitu (próbka nr 42). Warunki: $\text{Fe K } \alpha$; $D = 57,69 \text{ mm}$; $V = 27 \text{ kV}$; czas naświetlania 150 min; (W. A. Gońszakowa, 1956).

Substancja ilasta była w dalszym ciągu wypierana przez kwarc, który obserwujemy zazwyczaj na brzegach wypełnień, a następnie przez chloryt osadzający się na kwarcu.

Kalcyt. Występowaniem związany jest on wyłącznie z diabazem spilitowym. Obserwowany jest w postaciach promieniistych i równole-

głych, wykazujących polisyntetyczne prążkowanie bliźniacze. W diabazie spotykany jest w formach następujących:

- 1) w nagromadzeniach przypadkowych;
- 2) jako produkt rozkładu skaleni;
- 3) w pseudomorfozach po chlorycie w odmianie pasemkowej.

Podstawianie chlorytu kalcytem jest dalszym ciągiem śledzonych poprzednio przeobrażeń odmiany pasemkowej. Wypełnienia całkowite typu kwarc-chloryt-kalcyt są sporadyczne. Częstsze są wypełnienia kwarc-chloryt-kwarc oraz kwarc-kalcyt.

S. I. Tomkeieff (1926) opisuje w diabazach z Derbyshire przykłady wypierania chlorytu przez kalcyt. Podobnie jak w Pragowcu, występują tam utwory wypełnione kwarcem i kalcytem wtórnym, przy czym niektóre z nich zachowały jeszcze oryginalne chlorytowe wypełnienia.

Magnetyt i ilmenit. Minerale te występują w diabazie augitowo-plagioklazowym w postaciach idiomorficznych. Magnetyt tworzy zazwyczaj formy szkieletowe (pierzaste i dendrytyczne), a ilmenit niewielkie romboedry.

Natomiast w diabazie spilitowym tlenki żelaza tworzą pył zaciemniający obraz mikrolitów skaleni i masy szklistej.

Piryty. Spotykany jest zazwyczaj w kontaktowej, sporadycznie w środkowej części intruzji. Występuje w postaci niewielkich nagromadzeń, zwykle w paragenezie z kalcytem lub kwarcem.

Tabela 4

Wyniki analiz chemicznych diabazu bardziańskiego

Składniki	1		2		3		4	
	% wag.	Stos. molekular.	% wag.	Stos. molekular.	% wag.	Stos. molekular.	% wag.	Stos. molekular.
SiO ₂	48,25	803	41,74	689	50,25	836	49,84	829
TiO ₂	1,62	20	2,03	25	1,39	17	2,17	21
Al ₂ O ₃	15,87	156	12,99	127	13,55	133	14,17	139
Fe ₂ O ₃	4,73	30	1,76	11	5,21	33	5,77	36
FeO	7,54	105	4,16	58	6,85	95	5,83	81
MnO	0,21	3	0,66	9	0,16	2	0,70	10
CaO	9,03	157	15,11	269	10,35	185	8,81	157
MgO	4,81	112	3,40	84	5,45	135	4,45	110
Na ₂ O	4,11	66	3,85	62	2,11	34	3,01	49
K ₂ O	0,72	7	0,96	10	0,94	10	0,88	9
P ₂ O ₅	0,37	4	0,36	4	0,24	2	0,25	2
H ₂ O+	1,94		3,03		3,65		1,71	
H ₂ O—	1,63		0,58		0,20		2,16	
CO ₂	0,19	4	8,51	193	ślady			
Cr ₂ O ₃	0,00		0,06	1				
Razem	101,02		99,20		100,35		99,75	
Cieźzar właściwy	2,596		2,550		2,951		2,798	
Cieźzar objętościowy					2,929			

BADANIA CHEMICZNE

Analizy chemiczne skały bardziańskiej, wykonane przez J. Tokarskiego (tab. 4, analiza 3) i J. Morozewicza (tab. 4, analiza 4) zostały uzupełnione analizami wykonanymi przez autora.

Okazy diabazu analizowanego przez poprzednich badaczy pochodziły najprawdopodobniej z tego samego miejsca intruzji (przejście diabazu augitowo-plagioklazowego do spilitowego). Przypuszczenie to potwierdza zbliżona charakterystyka petrograficzna obu skał i zbliżony skład chemiczny. Okazy analizowane przez autora zostały pobrane w środku intruzji (tab. 4, analiza 1) i w kontakcie stropowym ze skałami osadowymi (tab. 4, analiza 2).

Tabela 5

Minerały normatywne diabazu bardziańskiego

Symbole minerałów nor- matywnych	Nr analiz chemicznych			
	1	2	3	4
<i>Q</i>	—	2,1	8,2	6,0
<i>Or</i>	3,8	5,2	5,4	5,0
<i>Ab</i>	36,2	31,9	18,4	27,3
<i>An</i>	22,6	14,3	24,0	22,6
<i>Di</i>	15,8	2,3	24,3	19,3
<i>Hy</i>	7,3	13,7	—	—
<i>En</i>	—	—	12,4	10,4
<i>Ol</i>	5,9	—	—	—
<i>Mt</i>	4,1	1,4	4,5	5,0
<i>Cm</i>	—	0,1	—	—
<i>Il</i>	2,7	3,2	2,3	2,9
<i>Ap</i>	1,1	1,0	0,5	0,6
<i>Cc</i>	0,5	24,8	—	—

Interpretację podanych wyników przeprowadzono dwoma metodami: metodą minerałów normatywnych i metodą T. Bartha.

a. Metoda minerałów normatywnych

Wyniki analiz chemicznych przeliczono na składy normatywne, które przedstawiono w tab. 5. Porównanie analizy 3 i 4 wskazuje na zbliżone składy chemiczne obu okazów. Nieznaczną różnicę stanowi jedynie większa zawartość albitu (analiza 4), która jest częściowo wyrównana niewielką przewagą anortytu (analiza 3). Analizy te stoją na pograniczu wyników analiz nr 1 z jednej strony i nr 2 — z drugiej. Analiza 1 w porównaniu z analizami 3 i 4 jest bardziej zasadowa. W przeciwieństwie do tych analiz obserwuje się w niej niedomiar krzemionki przejawiający się utworzeniem cząsteczki oliwinowej. Cechą charakterystyczną jest również ubytek ortoklazu, przy jednoczesnym znacznym wzroście ilości albi-

tu. Zamiast enstatytu utworzony został hypersten wskutek nadmiaru żelaza dwuwartościowego. Odmienny charakter w stosunku do poprzednio omówionych analiz wykazuje analiza 2. Wprowadzie zawartością kwarcu i ortoklazu zbliżona jest ona do analiz 3 i 4, to jednakże pozostałe minerały normatywne wykazują znaczne różnice. Bardziej kwaśny charakter

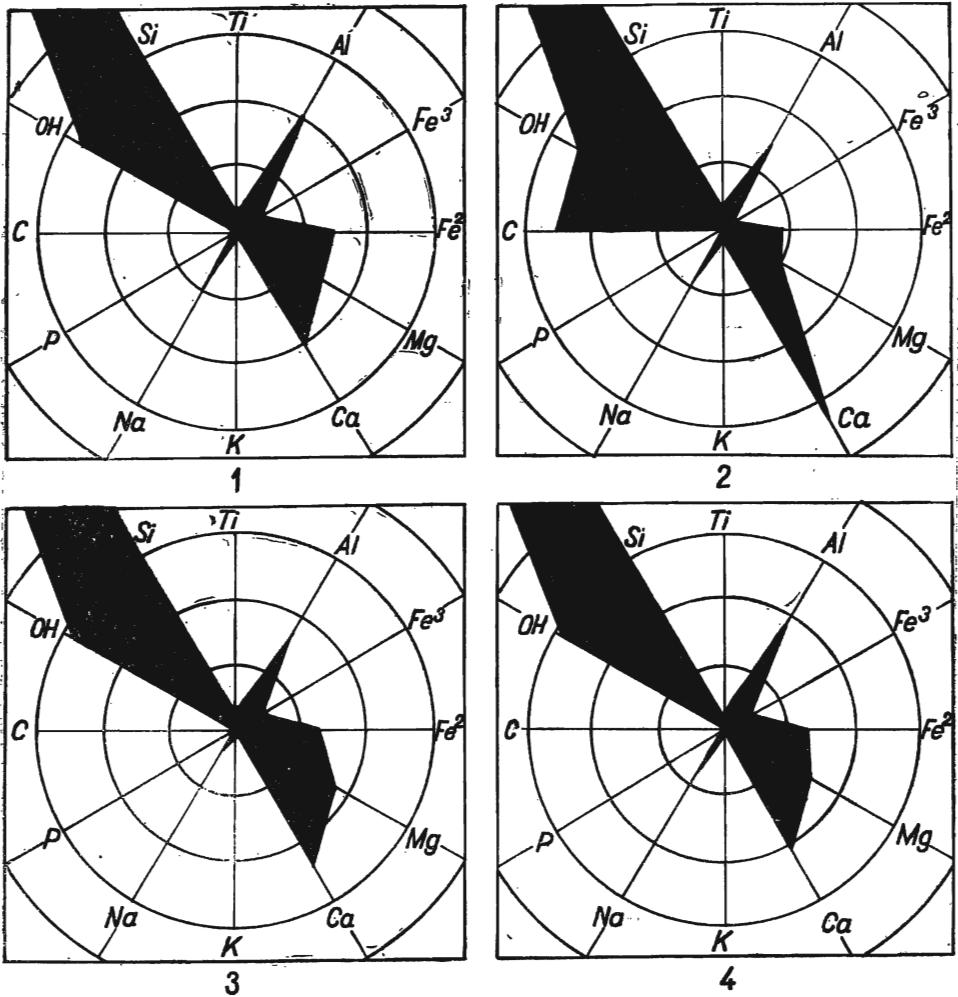


Fig. 3. Diagram kołowy diabazu bardziańskiego oparty na wzorach skał wyprawadzony wg T. Bartha. Współśrodkowe koła są w odstępach 50 jonów
Circular diagram of the Bardo diabase, based on rock formulae, according to T. Barth. Concentric circles in distances of 50 ions

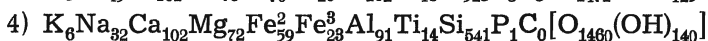
tej analizy przejawia się w dziesięciokrotnym zmniejszeniu cząstki diopsydowej, czterokrotnym zmniejszeniu cząstki magnetytowej i prawie dwukrotnym zmniejszeniu cząstki anortytowej. Istotna jest ilość kalcytu osiągnąca $\frac{1}{4}$ ilości składników skały. W pozostałych analizach kalcyt

przedstawiony został tylko w jednym przypadku i to w nieznaczącej ilości. Wyliczona stosunkowo znaczna ilość hyperstenu może odpowiadać zawartości enstatytu z analizy 3 i 4 lub zawartości oliwinu i hyperstenu z analizy 1.

b. Metoda T. Bartha

Analizy chemiczne (tab. 4) przeliczono według T. Bartha na wzory skał i następnie przeprowadzono porównanie wyników uzupełnione diagramem (fig. 3).

Porównaniem objęto stosunki jonów we wzorach 1) : 4), 4) : 3), 3) : 2), uwzględniając przypuszczalne ułożenie próbek diabazu pobranych z profilu intruzji. Wzory skały 1) i 4) przedstawiają się następująco:

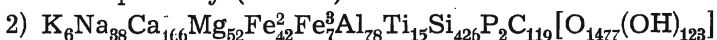


Przybytek jonów żelaza i glinu, oraz ubytek krzemu we wzorze 1 wskazuje na bardziej zasadowy charakter tej skały. Ponadto skale 1 towarzyszy przybytek jonów Na i ubytek jonów OH. Własność ta może być wyjaśniona przewagą palagonitowego szkliwa w diabazie augitowo-plagioklazowym, zastępowanego przez formy odszklone i masę szklistą w odmianie wykazującej przejścia do spilitu. Do diabazu o wzorze 4) duże analogie wykazuje okaz o wzorze 3):



Obserwuje się w nim przybytek jonów metali dwuwartościowych (Ca, Mg, Fe), którym towarzyszy zmniejszenie ilości jonów metali trójwartościowych (Fe, Al). Według St. Małkowskiego (1951) świadczy to o mniejszym „oddziaływaniu na bazalty procesów pneumatolityczno-hydrotermalnych“. Okaz pobrany do analizy przez J. Morozewicza znajdowałby się więc bliżej diabazu spilitowego niż skała analizowana przez J. Tokarskiego. Dalszy spadek ilości jonów Na, podobnie jak w poprzedniej skale (wzór 4), jest rezultatem odszklania szkliwa.

Diabaz spilitowy (wzór 2) o wzorze:



znacznie różni się od poprzednio zinterpretowanych wzorów diabazu. Od wzorów tych diabaz spilitowy odbiega znacznie mniejszą ilością jonów żelaza dwuwartościowego i trójwartościowego, magnezu, glinu oraz krzemionki. Równocześnie obserwuje się raptowny wzrost ilości jonów C i Ca, będący rezultatem pojawienia się w skale kalcytu jako jednego z minerałów głównych. Natomiast przybytek jonów Na wskazuje, że kalcytyzacji towarzyszy albityzacja.

PRZEOBRAŻENIA KONTAKTOWE SKAŁ OTACZAJĄCYCH

a. W spągu intruzji. Badania mikroskopowe (W. Ryka, 1957 a) pozwoliły na wyróżnienie w kontaktowych skałach osadowych, w oparciu o przeprowadzony podział makroskopowy, następujących stadiów przeobrażeń:

1. Twarda, zrogowcowana warstewka przedstawia stadium adinolo-wo-desmozytowe. Skała złożona jest z albitu (24,9% Ab), kwarcu i chlorytu, występującego w małej ilości.
2. Stadium spilozytowe reprezentuje warstewka z ciemnymi gruzełkami. Skała złożona jest z materiału drobnoklastycznego (kwarc, albit, chloryt), luźnych większych okruchów (kwarc, skaleń potasowy) i zielonego szkliwa. W stadium tym ponadto została dostrzeżona tekstura brekcji tarcia.
3. Czarne, twarde zrogowcowane łupki, wykazujące strukturę aleurytową. Jest to skała mułowcowa złożona z kwarcu, wielkości $0,017 \div 0,04$ mm i minerałów ilastych. Tekstura warstwowa (*layered structure*) uwidoczni się w ułożeniu stref mułowca na przemian bogatszych w kwarc lub minerały ilaste. W skale spotykane są większe nagromadzenia substancji węglistej i uwodnionych tlenków żelaza.

b. W stropie intruzji. Oliwkowej barwy łupki występujące w stropie diabazu wykazują w badaniach mikroskopowych strukturę aleurytową (mułowcową) i teksturę nierównomierną, cienkowarstwową (*thin irregularly layered structure*). Skała przedstawia mułowiec z warstewkami na przemian jasnymi i ciemnymi. Jaśniejsze pasma reprezentowane są przez kwarc, plagioklasy, muskowitz (wielkości $0,5 \div 0,1$ mm) i minerały ilaste. Natomiast ciemniejsze pasma są utworzone z minerałów ilastych oraz kwarcu i muskowitu wielkości $0,008 \div 0,025$ mm. Granica pomiędzy warstewkami jest mniej lub bardziej wyraźna, czasami o stopniowym charakterze przejściowym.

W bezpośrednim kontakcie z diabazem obserwuje się skałę mułowcową odpowiadającą wykształceniu ciemniejszych warstewek łupków barwy oliwkowej. W składzie jej dominują minerały ilaste, w których tkwią nieliczne ziarna kwarcu.

Łupki graptolitowe wyniesione z podłoża nie odbiegają sposobem wykształcenia od utworów kontaktowych. Mają one podobną strukturę i teksturę. Różnią się natomiast bogatszym nagromadzeniem substancji węglistej i obecnością reliktowych struktur organicznych, wokół których w szczególności dużej ilości gromadzą się bituminy.

W mułowcach, stykających się bezpośrednio z diabazem, znalezione zostały minerały kontaktowe — granaty i kordieryt. Różowobrunatne granaty sporadycznie występują nad diabazem w wąskiej, kilkucentymetrowej strefie. Wyżej ilość ich stopniowo, lecz szybko maleje. W odległości 10 cm w górę od kontaktu, minerałów tych nie obserwuje się. Kordieryt zidentyfikowany przez A. Gawła, przedstawia splekane zwierzęce słupki wielkości $0,01 \div 0,02$ mm. Występuje nadzwyczaj rzadko w bezpośrednim styku magmy diabazowej z utworami drobnoklastycznymi.

W łupkach o barwie oliwkowej sporadycznie spotykany jest cyrkon. Zespołowi granat-kordieryt towarzyszy poważny wzrost ilości tego minerału, który ponadto został zaobserwowany w żyłkach infiltracyjnych, w stropie intruzji.

Łukowate żyłki infiltracyjne, przebiegające tu, dają mikroskopowo następujący obraz: przecinają one pod różnym kątem skały mułowcowe i tworzą wyraźnie zaznaczone, nieregularne brzegi. Wewnętrzne strefy przy kontaktach wykazują wykształcenie składników bardziej drobne niż

w części środkowej. Występują one w dwóch generacjach. Żyłki pierwszej generacji (starszej) zbudowane są przeważnie z kwarcu i skaleni, którym towarzyszy muskowit. W budowie biorą również udział okruchy skały łupkowej, która najczęściej uległa impregnacji kalcytowej. Żyłki infiltracyjne drugiej generacji (młodszej), o przebiegu prostopadłym do utworów generacji starszej, reprezentowane są przez chalcedon i kalcyt. Występują one sporadycznie i osiągają bardzo małe miąższości (0,3 ÷ 1 mm).

Łupki zawierające minerały kontaktowe poddano termicznej analizie różnicowej (fig. 4). Otrzymana krzywa przedstawia początkowo reakcję endotermiczną, charakteryzującą się oddawaniem wody jakby w dwóch fazach (180 i 250°), należącej prawdopodobnie do różnych minerałów. Następna reakcja endotermiczna potwierdza to przypuszczenie skutkiem wygięcia krzywej w temperaturze 560 i 615°C. Pierwsza z temperatur wskazuje na hydromiki, druga zaś na to, że towarzyszyć im może odmiana żelazistego beidelitu (?). Reakcja egzotermiczna w temperaturze 400°C sygnalizuje obecność pirytu.

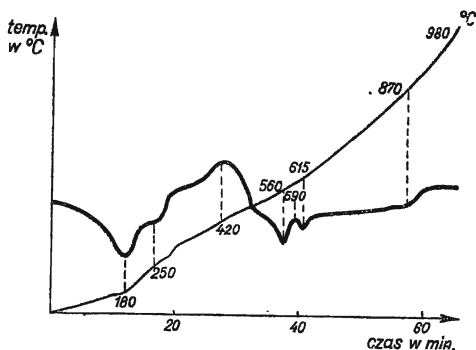


Fig. 4. Krzywa różnicowo-termiczna łupków stropowych stykających się z diabazem

Thermic-differential curve of top shales in contact with diabase

WNIOSKI I PORÓWNANIA

Na podstawie badań petrograficznych prowadzonych w oparciu o wyniki pracy terenowej i kameralnej, wykonanej na materiale diabazowym oraz na skałach otaczających intruzję, można dokonać następujących porównań i wyciągnąć wnioski.

1. J. Czarnocki (1939) uważa, że położenie stratygraficzne skał magmowych przypada na pograniczu odmiennych serii, a zmiana facji graptolitowej na szarogłazową wiąże się z wylewem diabazu. Diabaz w Prągowcu występuje w mułowcach, którym towarzyszą w stropie i spągu niewielkiej miąższości wtrącenia szarogłazów. W górnej części profilu ludlowu wkładki szarogłazowe zyskują na miąższości i tworzą ogniwo dominujące. Pojawiające się w spągu diabazu wkładki szarogłazowe wskazują, że genetycznie nie są związane z wylewem, gdyż już wcześniej nastąpiła zmiana facji.

2. Diabaz bardziański w pierwszych pracach J. Czarnockiego (1919, 1927, 1933) oraz w opracowaniach J. Tokarskiego (1921, 1926) i J. Morozewicza (1925) zaliczony był do utworu intruzywnego. Jednakże w następnych pracach J. Czarnocki (1939, 1947) zmienia pogląd, przyjmując wylew lawy w górnym ludlowie na podstawie pokładowego charakteru diabazu utrzymującego się w obu skrzydłach niecki bardziańskiej. Za

zmianą poglądu przemawiał również udział diabazu w tektonice hercyńskiej jak też analogiczne warunki powstawania hipobasalnych law czeskich z wenloku i ludlowu.

Wyniki własnych obserwacji, świadczące o intruzywnym pochodzeniu diabazu, przedstawiają się następująco:

- a. Niezgodność kątowna w spagu diabazu nie jest rezultatem późniejszej tektoniki, jakiej uległ diabaz wraz ze skałami osadowymi, gdyż wskazują na to obserwacje warstewki przypominającej rogowiec. Sztywna warstewka nie wykazuje zaburzeń, które przyjęłaby podczas ruchów różnicowych, stanowiących duży nacisk odkształcający, jaki zachodzi na styku mas miękkich łupków i twardego diabazu.

W stropowej części obserwuje się niezgodność pomiędzy biegiem i upadem skał osadowych a biegiem i kątem zapadania intruzji, lecz w tym przypadku również nie ma żadnych zaburzeń tektonicznych.

- b. W załamaniu powierzchni kontaktowej, w stropie diabazu, wklonowany jest trójkątny blok łupków graptolitowych. Płaszczyznami łupkowości jest on ustawiony prostopadle do powierzchni kontaktowej (fig. 7, tabl. II). Wychylenie łupków i ich odrębny charakter w stosunku do pozostałych utworów osadowych występujących nad diabazem świadczy o wydarciu bloku z podłoża i wyniesieniu go w strop intruzji.

3. Diabaz w Pragowcu wykazuje różnicowanie pod względem składu mineralnego i wykształcenia struktury.

Wy tłumaczenie tych zmian znajdujemy częściowo w następującej wypowiedzi J. Morozewicza (1925): „Odmiennosc budowy diabazu w kontakcie dowodzi ponad wszelką wątpliwosc, że jest on utworem późniejszym, intruzywnym“.

Zmiana diabazu o strukturze mikrolitowej poprzez diabaz o strukturze porfirowej na diabaz o strukturze intersertalnej istotnie dowodzi słuszności myśli J. Morozewicza. Zmianom powyższym towarzyszy różnicowanie chemiczne magmy, potwierdzone zmiennością składu mineralnego i odmiennymi wynikami analiz chemicznych. Albityzacja, chlorytyzacja, kalcytyzacja i kaolinizacja, które obserwujemy w diabazie spilitowym, są wynikiem późniejszych przeobrażeń hydrotermalnych.

4. Wyjaśnienie genezy zielonego szkliva i przeprowadzenie charakterystyki form odszklonych jest rzeczą trudną, ze względu na różnorodność istniejących poglądów. Na przykład J. Tokarski (1921, 1926) podaje, że zielona masa jest wynikiem delessytyzacji substancji szklistej. Inny pogląd reprezentuje J. Morozewicz (1923), który uważa bardolit za ostatni składnik konsolidacji magmy, gdyż możliwe jest powstanie chlorytów na drodze „autokatalizy“ (pod wpływem zawartych w magmie mineralizatorów), kosztem minerałów wcześniej zestalonych. Podobnie jak J. Morozewicz, delessytyzację substancji szklistej odrzuca St. Małkowski (1954). Przyjmuje on genezę bardolitu podaną przez J. Morozewicza, z tym jednak „gdyby bardolit był produktem krystalizacji w warunkach szczególnych masy, z której w innych warunkach powstawałoby szklivo“. Zbliżony skład bardolitu do glaukonitu jest przedmiotem rozważań J. Morozewicza (1923) i K. Smulikowskiego (1924), który zalicza zielony mi-

nerał do glaukonitu *sui generis*, powstałego z rozkładu szkliwa pod wpływem wody morskiej. S. J. Tomkeieff (1926) opisuje w diabazach w Derbyshire minerał przypominający bardolit. Występujący tam palagonit „jest autigenicznym produktem uwodnionego, rezydualnego płynu, powstałym podczas końcowych stadiów krystalizacji magmy“. Podobnie jak w bazaltach Dekanu, palagonit z Derbyshire reprezentuje szklista mezosstasis, która uległa odszkleniu i zamianie w delessyt.

Na podstawie własnych badań optycznych, chemicznych i rentgenograficznych zielony minerał izotropowy rozpoznany został jako szkliwo palagonitowe. W czasie dewitryfikacji zmienia ono nie tylko cechy optyczne, ale i charakter chemiczny, uwidoczniający się w porównanych analizach szkliwa i bardolitu (tab. 2). Końcowym produktem przeobrażeń szkliwa jest seladonit.

Szklivo palagonitowe powstało prawdopodobnie w ostatnim stadium krystalizacji magmy. W tym czasie w diabazie kontaktującym z osadowymi skałami utworzyła się masa szklista, słabo reagująca na światło spolaryzowane, przepelniona mikrolitami skaleniowymi i tlenkami żelaza. W wewnętrznych strefach intruzji, gdzie krystalizacja odbywała się nieco wolniej, następowało wzbogacenie w składniki lotne, pod których działaniem powstawało szkliwo palagonitowe. Często proces wypełniania wolnych przestrzeni, rozpoczęty przez masę szklistą, jest zakończony przez szkliwo palagonitowe, co świadczyć może o zmianie warunków krystalizacji. Zmianie tej towarzyszyć mogło niewielkie ożywienie procesu autopneumatolizy.

5. Na podstawie późniejszych badań diabazu, a zwłaszcza pomiarów geofizycznych wykonanych w niecce bardziańskiej, J. Czarnocki (1939) dochodzi do wniosku, że skały magmowe Gór Świętokrzyskich nie osiągnęły większej miąższości niż 10÷18 m, a normalnie są cieńsze. Zdjęciami magnetycznymi została również stwierdzona dwudzielnosc diabazu.

Dwuździelnosci, w postaci wkładek miąższości 1 i 3 m, opisywanej przez J. Czarnockiego (1919), w odsłonięciu Prągowca nie stwierdzono. Obserwacje własne wykazały obecność jednorodnej żyły, miąższości około 12 m.

6. Strefy przeobrażeń, jak zwykle w kontaktach diabazu z mułowcem są nieznacznej miąższości.

a. W spagu intruzji. Tekstura brekcji tarcia i relikty szkliwa, obserwowane w stadium spilozytowym, wskazują na zdercie powłoki szklistej (powstałej skutkiem gwałtownego przechłodzenia magmy przy zetknięciu z mułowcem) podczas ruchu magmy. Dalsze stadium przeobrażeń objęte zostało metasomatozą albitową.

b. W stropie intruzji. Obecność granatów i kordierytu świadczy o wysokiej temperaturze magmy, która oddziaływała na mułowiec jedynie w bezpośrednim styku. Ponadto kordieryt wskazuje, że ciśnienie intrudującej magmy nie było zbyt wysokie.

7. Żyłki infiltracyjne łukowato wyginające się w łupkach nad stropem diabazu, przebiegają zawsze w jednym kierunku — na północ. Tworzą one system wypełnień równoległych szczelin o skośnym przebiegu, powstałych pod wpływem ruchu magmy. Infiltracja wykorzystuje zazwyczaj parumilimetrowe spękania z rozciągania i krzyżujące się z nimi spękania kompresyjne (pod mikroskopem obserwowane w niewielkiej ilo-

ści). Zastosowanie powyższego podziału w Prągowcu pozwala przypuszczać, że ruch magmy odbywał się z północy na południe.

8. Niezgodność kątowna obserwowana w stropie i spągu diabazu umożliwia zaliczenie intruzji do formy dajki. Jednakże stałe utrzymywanie się diabazu w utworach górnego ludlowu na znacznej przestrzeni, świadczyć może za formą sillu, który w Prągowcu wykazuje niewielkie, lokalne zaburzenia w przebiegu.

9. Jako intruzja jest diabaz młodszy od piętra ludlowu. J. Czarnocki (1927) przypuszcza, że ściśle określenie wieku skał intruzywnych trudne jest z braku faktów, bezpośrednio rozstrzygających to zagadnienie. Próby określenia wieku diabazu podejmowane były także przez J. Tokarskiego (1921, 1926), J. Morozewicza (1925) i J. Samsonowicza (1954). Najbardziej prawdopodobne zdaje się jednak być stwierdzenie przez J. Czarnockiego (1933) występowania materiału tufogenicznego w różnych poziomach kulmu okolic Łagowa, zwłaszcza w Zarebach, który może świadczyć o tym, że diabazy okolic Łagowa związane są z początkową fazą orogenezy hercyńskiej.

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.

Nadesłano dnia 10 maja 1957 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika gór Świętokrzyskich. Pr. Tow. Nauk. Nr 28. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1928) — O odkryciu lamprofirów w środkowej części gór Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, str. 37. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1933) — Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. 35, str. 32—33. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1939) — Badania terenowe w Górach Świętokrzyskich. Biul. Państw. Inst. Geol. 15, str. 21—27. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1940) — W sprawie użytkowania diabazów w Górach Świętokrzyskich. Maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1947a) — Prace geologiczne w okolicy św. Katarzyny. Biul. Państw. Inst. Geol. 31, str. 111—114. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1947b) — Przewodnik XX Zjazdu PTG. Roczn. Pol. Tow. Geol. 17, str. 237—299. Kraków.
- CZARNOCKI J. (1950) — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol. Nr 1. Warszawa.
- ГОНЬШАКОВА В. И. (1956) — Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазов западной части Виллоиской Впадины. Изв. Акад. Наук СССР. Серия геологическая. 4, стр. 109—116. Москва.

- ИСАКОВ П. М. (1955) — Качественный химический анализ руд и минералов методом порошков. Госгеотехиздат. Москва.
- KSIAŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1953) — Zarys geologii Polski. PWN. Warszawa.
- MAŁKOWSKI ST. (1951) — O przejawach wulkanizmu między Masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Wałem Kujawsko-Pomorskim. Acta geol. pol. 3, nr 4, str. 491—594. Warszawa.
- MAŁKOWSKI ST. (1954) — O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol. 4, nr 1, str. 1—52. Warszawa.
- MOROZEWICZ J. (1923) — O bardolicie, pirogenicznym mineralu chlorytowym. Spraw. Państw. Inst. Geol. 2, nr 3—4, str. 217—224. Warszawa.
- MOROZEWICZ J. (1925) — O diabazie gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol. 3, nr 1—2, str. 1—14. Warszawa.
- PAWŁOWSKI ST. (1947) — Anomalie magnetyczne w okolicy wsi św. Katarzyna — Psary. Biul. Państw. Inst. Geol. 35. Warszawa.
- PAWŁOWSKI ST. (1953) — Diabazy i lamprofiry Gór Świętokrzyskich. Maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- RYKA W. (1957a) — Kontakt adinolowy z Barda. Kwart. Geol., nr 1, str. 163—169. Warszawa.
- RYKA W. (1957b) — O intruzji diabazowej w zachodniej części niecki bardziańskiej. Kwart. Geol., nr 1, str. 155—162. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1924) — O glaukonicie. Kosmos. 49, str. 502—554. Lwów.
- TOKARSKI J. (1921) — O skale magmatycznej odkrytej w górach Świętokrzyskich. Kosmos. 46, nr 4, str. 625—638. Lwów.
- TOKARSKI J. (1926) — Uwagi w sprawie skały magmatycznej odkrytej w górach Świętokrzyskich. Arch. Tow. Nauk. we Lwowie. [D. III]. 4, nr 2, str. 11—20. Lwów.
- TOMKEIEFF S. J. (1926) — On some chloritic minerals associated with the rock basaltic Carboniferous of Derbyshire. Miner. Mag. 21, 114. London.

Wacław RYKA

**NEW OBSERVATIONS ON THE DIABASE AT BARDO
(ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS)**

Summary

The diabase in the Prągowiec ravine at Barda near Łagów (Święty Krzyż Mountains) appears in deposits of the Upper Ludlow. It is underlain by black graptolitic shales which gradually pass into yellow shales containing a fauna of brachiopods, pelecypods, trilobites and — higher up — ostracods. At the bottom of the Prągowiec ravine, the contact zone of the diabase reaches a thickness of 50 cm. Alterations observed in this zone consist on the hardening and darkening of the siltstone rocks. Compared with the dip of the diabase intrusion, the angle of

dip of the sedimentary rock series reveals an unconformity of 7° (Plate I, Fig. 5), while the direction of both is identical. In both instances the strike is unchanged.

The diabase has a homogenous structure and is about 12 m. thick. It is cut across by joints forming outlines of hexagonal columns, at right angle to the contact planes of the diabase with the adjacent sedimentary rocks. The columns which are traversed by rare oblique planes predominate in the central part of the intrusion while in the parts near the contact zone the diabase is fine platy (35 cm. from the contact plane). Furthermore at the top of the intrusion, occur large irregular blocks separated from each other by a quartz-chalcedony infiltration. Counterparts of these infiltrations, located at the bottom of the intrusion, are idiomorphic calcite and quartz grains which appear in those narrow zones of joints where the rock has undergone complete weathering.

In the top part of the intrusion, in the direction towards the contact plane, a change of colouring from black to grey may be observed in the diabase, accompanied by an increase of the reaction to chlorhydric acid. At a distance of 40 cm. from the contact plane a banded variety consisting of alternating lighter and darker coloured streaks has been observed in the diabase. Furthermore, it has been observed that at its top the diabase is filled with nest-shaped quartz and calcite infiltrations.

On top of the diabase olive coloured shales with greywacke intercalations are laid down. The top surface of the diabase is uneven, yet does not show any traces of washing out. In the central part of the top outcrop a triangular break in the contact plane may be noted, with a wedged-in block of graptolitic shales (Plate II, Fig. 7). Directly on top of the diabase lie black, hard contact schists, traversed by infiltrations which invaded the tension fractures (Plate II, Fig. 8).

In the Pragowiec intrusion two types of diabases depending on their mineral composition have been distinguished:

- 1) an augite-plagioclase diabase,
- 2) a calcite-albite (spilitic) diabase.

In these diabases an intersertal, porphyric and microlithic texture has been distinguished. Beginning with the top, we see successively a spilitic diabase of microlithic texture (Plate IV, Fig. 15), then a porphyric one (Plate III, Fig. 12) and then an augite-plagioclase diabase with a microlithic and intersertal texture (Plate III, Fig. 9, 10 and 11).

The Bardo diabase is built of the following components:

- a. Feldspars. They show a transition from large plateshaped labradors, appearing in the interior of the intrusion, to albite-oligoclase microliths which are found at the planes of contact with sedimentary rocks. Larger units in the spilitic diabase have undergone albitization, calcitization, kaolinization and chloritization.
- b. Pyroxene. Occurs exclusively in the augite-plagioclase diabase. When previously analyzed it showed a different chemical composition (augite-diopside).
- c. Glass. Appears as filler of voids, after crystallization of feldspars and pyroxene, frequently found in the form of a mass which reacts feebly under polarized light and is filled with microliths of feldspars, augite and iron oxides. It appears likewise in a second shape, hitherto called bardolith (J. Morozewicz, 1923) which shows a green colouring and isotropy or a spherulithic structure and a feeble birefringence.

It has been also noted that the green glass occurs exclusively in the interior parts of the intrusion while the normal glass mass is also known to occur in the contact zone. The isotropic green glass undergoes devitrification, initially along the

margins (Plate IV, Fig. 16), later also in its central part. The completely devitrified glass discloses transition into seladonite (Plate III, Fig. 9, 10). The devitrified glass has its coefficients within a range of 1530 ÷ 1540 and a low birefringence (0.002 ÷ 0.004). This glass appears in paragenesis with quartz which has been observed in an hexagonal form and in thin halos around the periphery of the glass mass. On the basis of paragenesis of the glass with hexagonal quartz J. Morozewicz assumed a pyrogenic origin of the bardolith. The green isotropic glass has been subjected to a chemical analysis (Table 1, anal. 1). In anal. 2 of this table the chemical analysis of the devitrified glass, the bardolith, as carried out by J. Morozewicz has been presented. In a comparative study it has been shown that the components of the isotropic glass behave with regard to the components of the bardolith as does "verre basique" in the stage of devitrification and of passing into palagonite (table 1, anal. 3, 4). The glass has also been subjected to an analysis of dehydration (Table 2) during which it has been established that this process takes place in two separate stages (fig. 1). During the dehydration analysis as well as during the thermic differential analysis (fig. 2) the glass melts when heated to over 900°C. Furthermore, the glass has been subjected to an X-ray analysis; its results have been given in a numerical table (Table 2, anal. 1) and compared with the numerical tabulation of X-rays diagram of powdered glass (Table 2, anal. 2).

d. Chlorite. Appears in the profile of the entire intrusion; it is a decomposition product of augite, glass and feldspar. In the banded variety it occurs in paragenesis with quartz and calcite, replacing the original argillaceous substance which had been embedded in the top of the intrusion.

e. Calcite. It is connected with the occurrence of spilitic diabase. It constitutes a product of decomposition of feldspar and of replacement of chlorite.

f. Magnetite, ilmenite and pyrite. They appear in idiomorphic forms in the interior parts of the intrusion, and as dust in the parts near the contact planes.

Both the augite-plagioclase diabase (Table 4, anal. 1) and the spilitic diabase (Table 4, anal. 2) have been subjected to chemical analyses, and then comparisons were made with analyses of rocks, which probably originated from the boundary of both discussed types (Table 4, anal. 3 and 4). The interpretation of the chemical analyses were made according to the method of normative minerals, and by the T. Barth method (Table 5, Fig. 3).

On the basis of contact metamorphism of the adjacent rocks in the bottom of the intrusion, the following stages of alternations were distinguished:

- adinole-desmosite rocks, with a content of 24.9 per cent of normative Ab;
- spilosite rocks, accompanied by a friction breccia;
- hard schists slightly transformed into hornfels.

The contact metamorphism in the top of the intrusion consists on the hardening and darkening of the siltstones directly superimposed on the diabase. In the immediate contact minerals, such as cordierite and garnets were found. These schists were investigated by thermic differential analysis (Fig. 4) which disclosed the presence of hydromicas and bidellite in the rock.

Infiltration veins, archlike bent in the schists, appear in two generations. An older one, filling the tension fractures whereby the veins are filled with quartz, feldspar and muscovite — and a younger one, filling the compressive fractures, which is represented by chalcedony and calcite.

The conclusions of this report might be voiced as follows:

1. The change from a graptolitic facies into a greywacke one began earlier than the diabase "effusion";
2. The unconformity of the dip angle in the bottom and top of the diabase is a proof of its intrusive character;
3. With regard to chemical composition and texture the diabase discloses differentiation;
4. The green glass has been identified as palagonitic glass formed in the interior of the intrusion and developed in the last stage of magma crystallization. At the same time a glass mass in the contact area was formed;
5. The diabase is a homogeneous intrusion, 12 m. thick;
6. At the bottom of the diabase we note an adinole contact while at its top are contact schists containing contact minerals;
7. The arrangement of the infiltration veins which fill the tension and compressive fractures indicates that the movements of the magma proceeded from the north to the south;
8. The small unconformity of the dip angle permit to indicate that the intrusion might be assigned to the type form of a sill;
9. Being an intrusion the diabase is younger than the Ludlow stage, and in its occurrence it is probably connected with the initial phase of the Hercynian orogeny.

TABLICA I

Fig. 5. Fragment styku diabazu ze spagowymi skałami osadowymi. W prawym górnym rogu figury widoczna niezgodność kątowna

Fragment of the contact of diabase with bottom sedimentary rocks. In top right corner of Fig. 5 angular unconformity visible

Fig. 6. Przykład skorupowego wietrzenia diabazu w środkowej części intruzji Prągowca

Example of crust weathering of the diabase in the middle part of Prągowiec intrusion

Zdjęcia umieszczone na tabl. I, fig. 2 i tabl. II, fig. 4 zawdzięczam uprzejmości mgr J. Czermińskiego.

Photographs on Plate I, fig. 2 and Plate II, fig. 4, we owe to the amability of J. Czermiński.



Fig. 5



Fig. 6

Wacław RYKA — Spostrzeżenia dotyczące diabazu z Barda

TABLICA II

Fig. 7. Kontakt diabazu ze stropowymi skałami osadowymi. Powyżej młotka widoczny fragment bloku łupków graptolitowych

Contact of the diabase with the sedimentary top rocks. Above the hammer a fragment of a graptolitic shales block is visible

Fig. 8. Łukowate żyłki infiltracyjne. W dolnej części zdjęcia widoczny jest diabaz drobnopłytkowy

Arched infiltration veins. In lower part of the photograph, thin-plated diabase is visible



Fig. 7

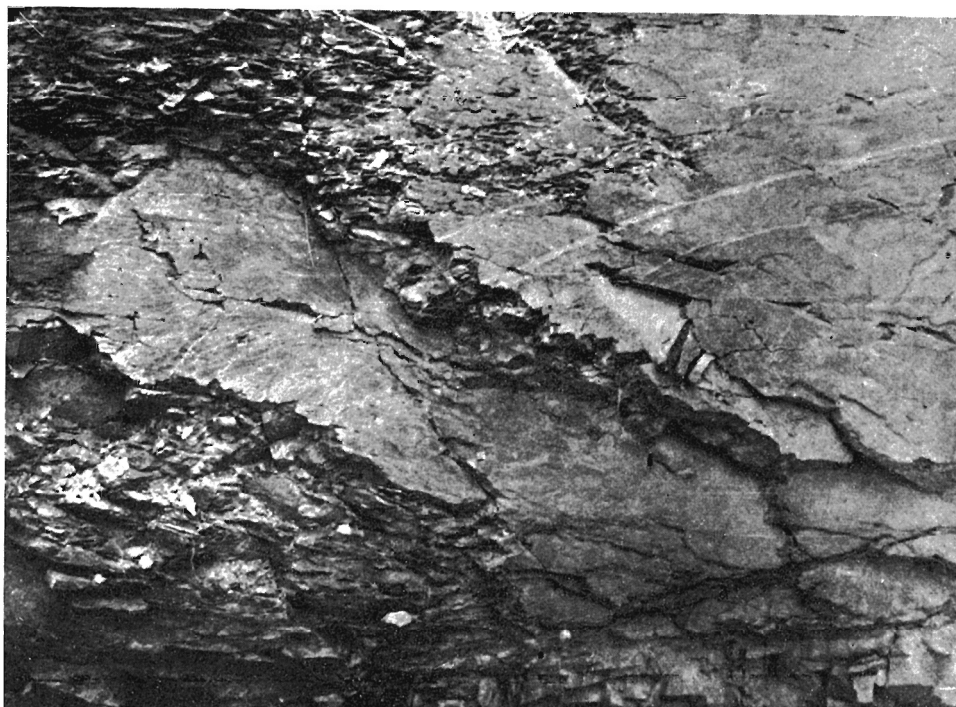


Fig. 8

Wacław RYKA — Spostrzeżenia dotyczące diabazu z Barda

TABLICA III

- Fig. 9. Diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze intersertalnej. W skale obecne są skalenie, piroksen, szklisko palagonitowe, tlenki żelaza i chloryt. Nikole równoległe. Pow. 50 ×
Augite-plagioclase diabase of intersertal texture. The rock is built of feldspars, pyroxene, palagonite glass, ferroxides, chlorite. Parallel nicols. × 50
- Fig. 10. To samo co fig. 9. Nikole skrzyżowane
As in Fig. 9. Crossed nicols
- Fig. 11. Diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze intersertalnej. W budowie udział biorą, skalenie, piroksen, masa szklista, tlenki żelaza. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×
Augite-plagioclase diabase of intersertal texture. The rock is built of: feldspars, pyroxene, glass, ferroxides. Crossed nicols. × 50
- Fig. 12. Diabaz spilitowy o strukturze porfirowej. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×.
Spilitic diabase of porphyritic texture. Crossed nicols. × 50



Fig. 9



Fig. 10



Fig. 11



Fig. 12

TABLICA IV

- Fig. 13. Diabaz spilitowy. Skalenie wykazują obwódki pasowe, których części wewnętrzne uległy przeobrażeniu. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×
Spilitic diabase. Feldspars indicate zonal borders, whose inner part were subject to metamorphism. Crossed nicols. × 50
- Fig. 14. Pseudomorfozy chlorytowe po skaleniu z otoczką chalcedonową. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×
Chloritic pseudomorphoses after feldspars with chalcedony outgrowth. Crossed nicols. × 50
- Fig. 15. Diabaz spilitowy o strukturze mikrolitowej. W środkowej części figury widoczne są wypełnienia kwarcowo-kalcytowo-chlorytowe, charakterystyczne dla odmiany pasemkowej. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×
Spilitic diabase of microlithic texture. In central part of figure quartz-calcite-chlorite fillings characteristic for stripe variety are visible. Crossed nicols. × 50
- Fig. 16. Diabaz augitowo-plagioklazowy o strukturze intersertalnej. Z prawej strony widoczne jest szkliwo palagonitowe, nieznacznie zdewitryfikowane na brzegach. Nikole skrzyżowane. 50 ×
Augite-plagioclase diabase of intersertal texture. Palagonite glass, slightly devitrified on the rims is visible to the right. Crossed nicols. × 50



Fig. 13

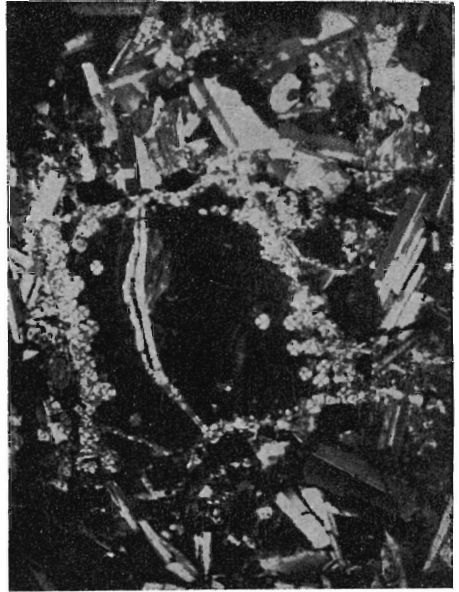


Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16