

Wacław RYKA

Przeobrażenia diabazu i skał otaczających w Widełkach (Góry Świętokrzyskie)

Wychodnie diabazu w Widełkach znajdują się w samej wsi i jej najbliższym otoczeniu (fig. 1). Mimo stosunkowo dużej ilości odsłoneń zgrupowanych na niewielkim obszarze oraz wczesnego ich odkrycia przez J. Czarnockiego (1919), nie zostały one dotychczas opracowane petrograficznie. Petrografowie bowiem interesowali się skałą diabazową z Prągowca pod Bardem (J. Tokarski, 1921; 1926; J. Morozewicz, 1923; 1925; S. Małkowski, 1954).

W późniejszym okresie ukazały się jeszcze prace J. Czarnockiego (1940; 1947a, b; 1957a, b), St. Pawłowskiego (1947; 1953) oraz I. Kardymowicz (1957a).

W pierwszym komunikacie o diabazie z Widełek J. Czarnocki (1919) stwierdza, iż skałe tej, ulegającej kulistemu wietrzeniu, towarzyszą łupki bardzo silnie przeobrażone kontaktowo, podobne do jaspisów, oraz druzo krysztalów kwarcu i warstewki chalcedonu. W interpretacji zdjęć magnetycznych przeprowadzonych przez tego samego autora (1939) stwierdzono dwudzielną diabazu w pobliżu Widełek (na południowym zboczu góry Słowiec), gdzie wychodzi on na powierzchnię. W następnej pracy J. Czarnocki (1940) komunikuje o próbie eksploatacji diabazu, w latach 1937—1939, podjętej przez firmę Zagajski i Sp. w Warszawie.

St. Pawłowski (1953), omawiając ogólnie zagadnienie występowania diabazu w niecce bardziańskiej, stwierdza w nim lokalną dwu- i wielodzielność. Należy przypuszczać, że stwierdzenie to dotyczy okolicy Widełek. Podstawę wstępnego opracowania petrograficznego tych skał stanowiło ostatnio wykonane w Widełkach wiercenie przecinające diabaz (W. Ryka, 1957a).

Utwory górnego łudlowu, reprezentowane w dolnej części przez serię łupków graptolitowych, a w górnej przez warstwy fliszowe, są przedzielone diabazem występującym na granicy obu facji.

W Widełkach łupki graptolitowe stanowią grubą serię (zapadającą pod kątem około 13°) miękkich, pylastych, popielatych utworów, łatwo ulegających złupkowaniu, dając bardzo cienkie płytki o gładkich powierzchniach. Łupki te na powierzchniach złupkowania ujawniają bogato rozsianą faunę graptolitów. W partiach stropowych są one nieznacznie twardsze i zanika w nich fauna. Wykazują tam większą zwięzłość, jaśniejszy kolor i faliste powierzchnie złupkowania.

Warstwy fliszowe występujące nad łupkami falistymi są na przemian poprzekładane szarogłazami i drobnoklastycznymi łupkami zbliżonymi litologicznie do łupków graptolitowych, lecz różniącymi się od nich prawie całkowitym brakiem fauny. Przejście od łupków do szarogłazów zaznacza się stopniową zmianą uziarnienia, przy czym zwiększają się ilości i wymiary ziarn detrytycznych. Zmiana uziarnienia w obrębie cyklu sedymentacyjnego przebiega od łupków ilastych przez łupki szarogłazowe do szarogłazów drobnoziarnistych, średnioziarnistych, a nawet gruboziarnistych, a nawet zlepieńców. Zazwyczaj jednak cykl sedymentacyjny kończy się utworami drobnoziarnistymi lub średnioziarnistymi, a na początku zmiany facji łupkowej na szarogłazową — nawet łupkami szarogłazowymi. Ponadto w górnej części utworów ludlowu górnego obserwuje się wzrost miąższości wkładek szarogłazowych tworzących dominujące ogniwo serii.

Szarogłazy zapadające pod kątem ok. 8° występują zazwyczaj w warstewkach 5–10 cm. Mają one barwę szarozieloną i zwykle dodatnio reagują z kwasem solnym. Ponadto ujawniają tendencję do podzielności kostkowej oraz odznaczają się lekko zadziorowym przełamem. Płaszczyzny ciosowe skał szarogłazowych przebiegają pod kątem $64\div 72^\circ$, a krzyżują się pod kątem około 85° . Czasami płaszczyzny te wypełnione są infiltracjami kalcytowymi.

Zmiana facji łupkowej na szarogłazową (fliszową) odbywała się zdaniem H. Tomczyka (1956) nierównomiernie „w kierunku spłylenia morza gotlandzkiego. Tak więc w północnej części Gór Świętokrzyskich nastąpiła ona wcześniej, na południu zaś znacznie później“. W niecce międzygórskiej początek zmiany sedymentacji przypada w poziomie *Monograptus scanicus*, a więc w dolnym ludlowie. Ponadto rozciąga się ona na cały górny ludlow. Intruzja diabazu występująca w początkowych wkładkach szarogłazowych Barda i Wideltek może więc, mimo zbliżonych warunków litologicznych, znajdować się w odmiennych wiekowo poziomach. Ścisłe określenie wieku jest jak podaje H. Tomczyk „uniemożliwione ubóstwem fauny“.

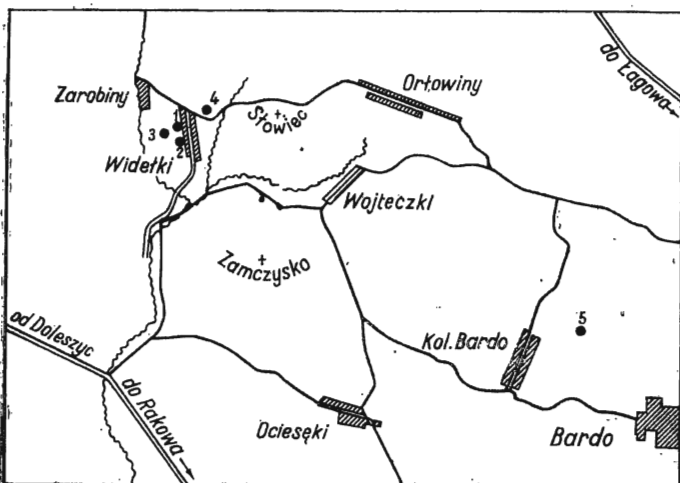


Fig. 1. Szkic sytuacyjny występowania diabazu
Sketch map of diabase outcrops

1 — otwór wiertniczy, 2 — odsłonięcie koło kapliczki, 3 — wychodne na polach przy drodze wiodącej do Zarobin, 4 — stare wyrobisko pod lasem na północnym krańcu wioski, przy drodze do Orłowin, 5 — wychodne diabazu w wąwozie Prągowiec

1 — bore-hole, 2 — outcrop near chapel, 3 — exposures field near road to Zarobiny, 4 — old mine workings at fringe of wood on northern rim of village, next to road to Orłowiny, 5 — diabase exposures in Prągowiec ravine

Stosunek diabazu do skał otaczających wyrażony został w uproszczonym profilu wiercenia w Widelkach, który przedstawia się następująco:

Głębokość w m	Opis
0,00 ÷ 5,00	— gleba i zwietrzelina z okruchami skał lokalnych, gotland
5,00 ÷ 21,15	— warstwy fliszowe (łupkowo-szarogłazowe z wkładkami piaskowców) przeobrażone na kontakcie z diabazem
21,15 ÷ 25,65	— diabaz silnie zlustrowany w środkowej i dolnej części intruzji
25,65 ÷ 25,95	— łupki ilaste
25,95 ÷ 26,20	— apofiza diabazu
26,20 ÷ 29,00	— łupki ilaste z drobnymi wkładkami szarogłazów, silnie zlustrowane w środkowej części i przeobrażone pirogenicnie w spąg
29,00 ÷ 51,20	— diabaz
51,20 ÷ 132,00	— łupki ilaste przeobrażone na kontakcie z diabazem; w stropowej części stwierdzono wkładkę łupku szarogłazowego
132,00 ÷ 142,00	— piaskowce glaukonitowe, ordowik.

W wierceniu diabaz został stwierdzony w dwóch miejscach rdzenia w postaci dwóch wkładek miąższości 4,50 m (w górze) i 21,70 m (w dole), przedzielonych partią łupków grubości 2,80 m. W łupkach tych zaobserwowano liczne łustra tektoniczne przebiegające pod kątem około 70°. Podobne płaszczyzny zlustrowania znajdują się w diabazie występującym wyżej, a zwłaszcza w jego dolnej i środkowej części. W odcinkach najbardziej zaburzonych znaleziono brekcję tektoniczną złożoną z okruchów o strukturze i składzie mineralnym różnym od diabazu z pozostałego niezaburzonego odcinka, które jednak odpowiadają partii diabazu z dolnej części rdzenia. Spostrzeżenie to nasuwa wniosek o tektonicznym wytarciu diabazu z górnego odcinka profilu. Ponadto liczne płaszczyzny zlustrowania w łupkach przedzielających diabaz, zwłaszcza podobne przeobrażenia pirogeniczne, jak również jego skład i budowa pozwalają przypuszczać, że oba wymienione odcinki należą do tej samej jednostki tektonicznej¹. Pozorną dwudzielność zawdzięczamy natomiast uskokowi kompresyjnemu o najmniejszej amplitudzie zrzutu około 25 m, a zredukowanie skrzydła wiszącego — dodatkowym uskokom kaskadowym (fig. 2).

Obok płaszczyzn zlustrowania przebiegają w diabazie ciosy pod kątem 55÷75°. W przypadku stromego przebiegu diabazu płaszczyzny te odpowiadałyby podzielnosci podstawowej i być może dodatkowym płaszczyznom skośnym, przecinającym poprzednie pod ostrym kątem. Ponadto w odsłonięciu diabazu koło kapliczki zauważono płaszczyzny prostopadłe do poprzednich. Układem i sposobem przecinania się pod kątem około 60° tworzą one zarysy słupów sześciobocznych. Podobny sposób spękania skały opisany został już poprzednio (W. Ryka, 1957c) w Bardzie. W Widelkach jednakże nie obserwuje się ani płytkowej podzielnosci diabazu kontaktowego, ani masywnych bloków diabazu spilitowego.

¹ W czasie rozmowy z mgr. H. Tomczykiem okazało się, że jest on również skłonny do interpretowania „dwudzielności” Widelek, jako wyniku dyslokacji tektonicznej. Wyniki prac stratygraficznych H. Tomczyka nad partią łupków pomiędzy dwoma odcinkami diabazu nie dostarczyły ciekawszego materiału, gdyż fauna tego odcinka łupków reprezentowana jest przez formę *Pristiograptus bohemicus* Barr. Natomiast wygląd litologiczny tych łupków odpowiada zdaniem H. Tomczyka utworom występującym nad diabazem.

Powierzchnie ciosowe nie były kanałami wędrujących roztworów, jakimi były niewątpliwie płaszczyzny zlustrowania pokryte białawożółtymi lub czarnozielonymi nalotami. Ciosy diabazu są zatem młodsze. Płaszczyzny zlustrowania tworzyły się zapewne wkrótce po zakrzepnięciu magmy oraz po zakończeniu procesu albityzacji i częściowo hydratacji. Świadczą o tym okruchy brekcji diabazu ze skrzydła wiszącego, zlepione materiałem macierzystym i wspólnie przeobrażone późnymi procesami hydrotermalnymi.

Niezgodny kontakt z utworami drobnoklastycznymi w stropie diabazu dowodzi intruzywnego charakteru magmy. Niezgodność ta pozwala uznać intruzję za dawkę. Jednakowy kierunek zapadania tej tzw. „endodajki“ C. M. Abdulaiewa (1957) i upadu otaczających skał osadowych stwarza dodatkowe trudności w śledzeniu płaszczyzny kontaktowej, zwłaszcza gdy linia profilu odsłonięcia pokrywa się z rozciągłością lub jest do niej zbliżona.

W początkowym stadium wietrzenia przyjmuje diabaz formę kulistą powstającą przez odpadanie naroży słupów. Jednocześnie zmienia się jego barwa z szarej na brunatną. W zwietrzałej masie nieuzbrojonym okiem obserwuje się listewki żółtego zmetniałego skalenia. Skałę w takim stopniu zwietrzałą obserwowałem w wychodniach znajdujących się na polach Widełek. Całkowicie zwietrzały diabaz o konsystencji pyłastej i barwie żółtej w stanie suchym (a rdzawej w mokrym) obserwowałem pod lasem, w starym wyrobisku, wykonanym przez J. Czarnockiego.

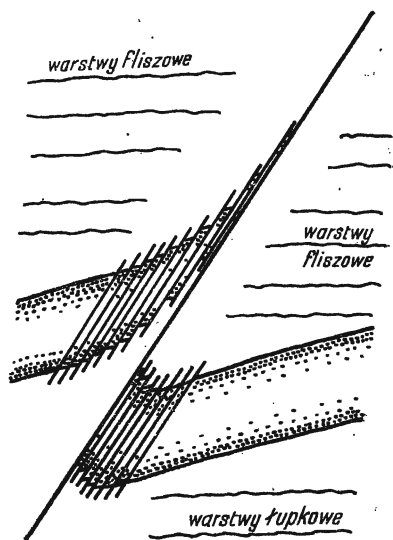


Fig. 2. Schematyczny profil zaburzenia tektonicznego w Widełkach na podstawie wiercenia

Diagrammatic section through tectonic disturbance at Widełki, based on bore-hole profile

OPIS PETROGRAFICZNY SKAŁ OTACZAJĄCYCH INTRUZJĘ DIABAZU

Wiercenie w Widełkach dostarczyło danych obrazujących kontakty diabazu z łupkami ilastymi. Kontaktów z szarogłazami natomiast nie zaobserwowano ani w Widełkach, ani w Bardzie, gdzie diabaz styka się z mułowcem.

Szarogłazy. Wykazują one strukturę litoklastyczną, aleurytową i teksturę bezładną, zbitą (tabl. VI, fig. 22). Skały szarogłazowe z Widełek należą do szarogłazów niższego rzędu, przy czym okaz pobrany z głębokości 17,90 m graniczy z piaskowcami polimiktycznymi. Według klasyfikacji L. B. Ruchina (1956) okaz ten należy do piaskowców kwarcowych skaleniowo-szarogłazowych, natomiast okaz z głębokości 13,40 m — do szarogłazów kwarcowo-skaleniowych.

Skały znajdujące się w najbliższym otoczeniu diabazu w przeważającej części (90÷76%) składają się z ziarn o średnicy 0,4÷0,25 mm (fig. 3). Wielkość ta prawie dziesięciokrotnie przewyższa wymiary ziarn pierwszych wkładek szarogłazowych z Barda opracowanych przez Z. Sujkowskiego (1934) i W. Rykę (1957 b, c). Skład mineralny szarogłazów przedstawiono na tabeli 1. Z wykonanych analiz planimetrycznych wynika, że skały te składają się zasadniczo z kwarcu, skaleni, okruchów skał magmowych i osadowych oraz spoiwa częściowo wypieranego przez kalcyt. Średnica kwarcu osiąga 0,60÷0,03 mm. Ziarna jego są słabo obtoczone. Światło wygasa w sposób falisty. Odnacza się nieraz budową mozaikową. Skalenie o rozmiarach zbliżonych do kwarcu należą do andezynu ($An_{33} \div An_{47}$). Są one zbliżniaczone albitowo i peryklinowo. Ponadto niektóre z nich ujawniają siatkę mikroklinową. Ulegają one albityzacji, kaolinizacji i kalcytyzacji. Pod wpływem tych procesów skałen jest częściowo wyparty i zastąpiony innymi minerałami. W znacznie mniejszej ilości występuje w szarogłazach glaukonit, kolofan, muskowit, brunatny biotyt, uwodnione tlenki żelaza i otoczki pirytu. Kalcyt, zawsze wtórny, może występować w większych skupieniach, tworząc pseudomorfozy po kolofanie, bądź też wypierając spoiwo.

Z minerałów akcesorycznych dostrzeżony został cyrkon i turmalin a ponadto, w ciężkiej frakcji, po rozdzieleniu w bromoformie, znaleziono dalsze minerały, które przedstawiono na tabeli 2, obok wyników Z. Sujkowskiego (1937). Spoiwo szarogłazów złożone jest z pyłu kwarcowego, blaszek miki i minerałów ilastych.

Okruchy skał magmowych dochodzące do 1 mm należą do dwóch rodzajów: trachitu i porfiru. Trachit ma strukturę porfirową o trachitowym cieście skalnym (fig. 4A). Mikrolity ciasta skalnego długości 0,026 mm i szerokości 0,003 mm, wykazują prawie prosty kąt wygaszania światła (+4°). Prakryształy skaleni dochodzą nawet do wielkości okruchów. Badania tych skaleni wykazały, że należą one do

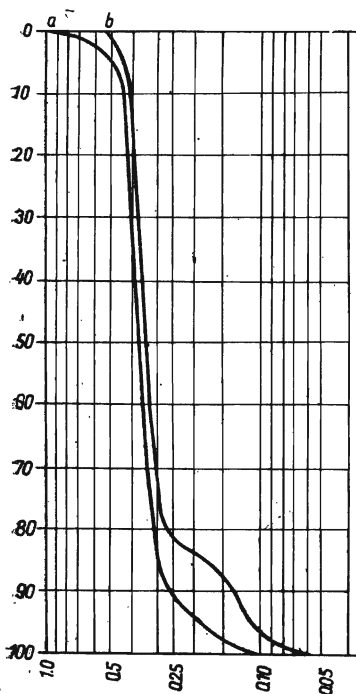


Fig. 3. Wykres uziarnienia szarogłazów z głębokości: a) 13,40 m, b) 17,90 m. Na osi pionowej podano procenty objętościowe, na osi poziomej — średnice ziarn

Diagram of grain size of greywacke rocks, from depths: a) 13,40 m. and b) 17,90 m. On vertical axis are shown volumetric percentages, on horizontal axis — grain diameters

sanidynu i oligoklaz. Możliwe jest, że trachity należą do dwóch szeregów: alkalicznego i wapienno-sodowego. Może tu zachodzić przypadek powstania oligoklaz z przeobrażenia anortoklazu pospolitego w trachitowych

Tabela 1

Analizy planimetryczne szarogłazów w procentach objętościowych

Składniki	Oka z głębokości 13,40 m (średnia z 2 planimetrów)	Okaz z głębokości 17,90 m (średnia z 2 planimetrów)
Spoiwo	17,2	15,7
Kwarc	36,1	47,1
Skalenie	13,8	8,3
Okruchy skał magmowych	23,0	13,2
Okruchy skał osadowych	2,8	2,6
Glaukonit	1,5	—
Kolofan	1,1	1,8
Miki	0,7	0,4
Utlenione związki żelaza	0,6	0,4
Piryty	0,9	1,2
Chloryt	0,2	—
Kalcyt	2,1	9,2
Cyrkon	—	0,1

Tabela 2

Zespół minerałów ciężkich otrzymanych po oddzieleniu w bromoformie

Składniki	Widelki, szarogłaz z głębokości 13,0 m	Widelki, szarogłaz z głębokości 17,0 m	Bardo, szarogłaz	Bardo, mułowiec
	wg W. Ryki		wg Z. Sujkowskiego	
Chloryt	x	x	—	—
Biotyt	x	x	x	x
Cyrkon	x	x	x	x
Turmalin	x	x	x	x
Korund	x	x	x	x
Rutyl	—	x	x	x
Apatyt	—	x	x	x
Granat	x	x	—	—
Anataz	—	x	x	x
Chryzoberyl	—	—	x	x
Zoizyt	—	x	—	—
Dysten	x	—	—	—
Magnetyt	x	x	x	x
Piryty	x	x	—	x

ławach alkalicznych (sanidyn, mikroklin, anortoklaz). Wówczas istniałyby przesłanki pozwalające na zaliczenie trachitów wyłącznie do skał typu alkalicznego. Okruchy trachitowe wykazują ponadto obecność reliktywnego piroksenu i zielonego amfibolu.

Porfirowe okruchy reprezentowane są przez dwa typy:

Po pierwsze — porfir mikropoikilitowy o strukturze afirowej (*aphyric texture*) złożonej zasadniczo z nieregularnego, plamistego kwarcu, w którym luźno tkwią poikilitowe wrostki mikrolitów skaleni (fig. 4B). Po drugie — porfir felzytowy (albitofir?) zbudowany ze zbitego agregatu albitowego (fig. 4C). Główna masa tych okruchów jest skrytokrystaliczna, w niej zauważono wtórne procesy przeobrażeń najprawdopodobniej kaolinizacji.

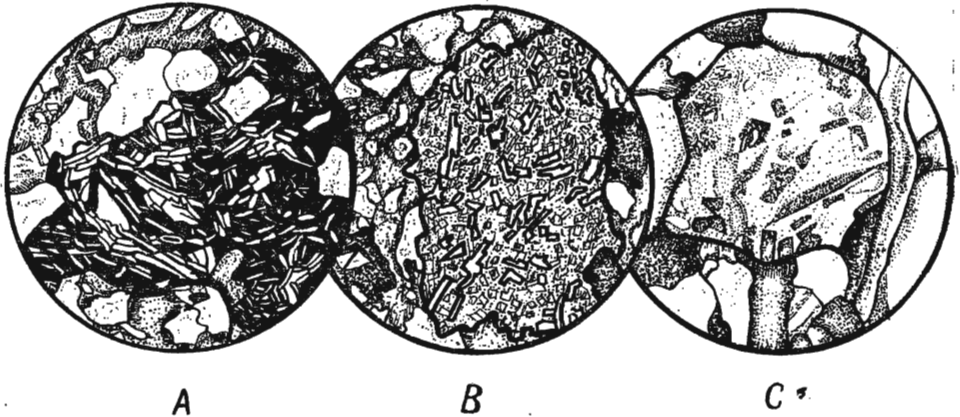


Fig. 4. Okruchy skał magmowych z szarogłazów

Fragments of magmatic rocks from the greywacke beds

A trachit, głębokość 17,90 m, powiększenie 60 ×, B — porfir mikropoikilitowy, idem, C — porfir felzytowy, głębokość 17,90 m, powiększenie 120 ×

A — trachite, depth 17,90 m., enlarged × 60, B — micropoikilitic porphyry, depth 17,90 m., enlarged × 60, C — felsitic porphyry, depth 17,90 m., enlarged × 120

Okruchy skał osadowych ujęto w trzy grupy. Do pierwszej, najliczniejszej, zaliczono argilite wyraźnie zrogowcowane, impregnowane związkami żelaza oraz kalcytem układającym się wzdłuż smugowatości. Głównymi składnikami argilitu są: kwarc, miki i substancja ilasta. Do pozostałych grup zaliczono okruchy kwarcytów i łupków ilastych barwy rdzawej.

Spękane i następnie przemieszane skalenie szarogłazów wskazują, iż skały te uległy deformacji tektonicznej. W późniejszym okresie nastąpiło zabliznienie pęknięć kalcytem.

Mułowce i iłowce. Przejście utworów mułowcowych do iłowcowych zaznacza się stopniową zmianą wielkości ziarn (z 0,018÷0,093 mm do 0,002÷0,05 mm) przy jednoczesnym zachowaniu zasadniczego zespołu mineralnego, tj. minerałów ilastych, kwarcu, muskowitu. W stadium tym pojawiają się mikrotektoniczne zaburzenia polegające na plastycznych odkształceniach iłowców i sztywnych odkształceniach mułowców. Nie obserwuje się ciągłości sedymentacji od mułowców do szarogłazów, gdyż z chwilą zwiększenia uziarnienia pojawia się odmienny zespół mineralny.

W zależności od wielkości uziarnienia obserwuje się w osadach łupkowych strukturę pelitową lub aleurytową oraz teksturę nierównomierną, cienkowarstwowaną, a ponadto w mułowcach miejscami teksturę drobno-fałdową (*corrugated structure*). Podstawowym składnikiem łupków jest kwarc. Występuje on w postaciach mniej lub bardziej obtoczonych i sko-

rodowanych. Jednym z głównych składników jest muskowit podkreślający warstewkową teksturę skały wespół ze smugowaniami wodorotlenków żelaza. Tylko w niektórych partiach łupków (z głębokości 21,15 i 52,35 m) stwierdzono skalenie wykazujące zbliżnienia najczęściej peryklinowe, albitowe lub też budowę czworaków według prawa karlsbadzko-albitowego. Ponadto wykazują one budowę pasową i są zaawansowane w procesach albityzacji.

W mniejszej ilości znany jest w łupkach biotyty, glaukonit, kolofan; chloryt i sporadycznie cyrkon. Spoiwo zbudowane jest najprawdopodobniej z illitu i montmorylonitu, gdyż na taki zespół wskazują wyniki termicznej analizy różnicowej (fig. 8). Miejscami spoiwo wypierane jest przez kwarc. Skupieniom kwarcu towarzyszy zwykle piryty. Pozostałe miejsca wskazują na gromadzenie się chlorytu. W strefach łupków stykających się z żyłowymi utworami chlorytowo-kwarcowo-kalcytowymi (pirytowymi) wypieranie spoiwa zachodzi od płaszczyzny kontaktowej do skały. Utwory hydrotermalne, kolejno wypełniające szczeliny, wypierają etapami spoiwo otaczających skał. W najbliższym otoczeniu żyły hydrotermalnej spoiwo ilaste wyparte zostało przez chloryt, w strefie dalszej wyrugował je kwarc, na zewnątrz którego gromadzi się kalcyt.

Łupki występujące pod diabazem urozmaica obecność łuseczkowego minerału w skupieniach do 5 mm. Minerale ten, odznaczający się barwą żółtawą z odcieniem zielonkawym, przeświecający, okazał się w badaniach mikroskopowych palygorskitem. Analiza spektralna wykazała, że odpowiada on żelazowo-magnezowemu glinokrzemianowi z domieszkami sodu, manganu, miedzi, śladami chromu i baru.

OPIS PETROGRAFICZNY DIABAZU Z WIDEŁEK

Diabaz z Wideltek jest skałą czarną. Jedynie partie stykające się z osadami drobnoklastycznymi są popielate z odcieniem zielonkawym.

Badaniami mikroskopowymi stwierdzono, że diabaz w wewnętrznzych częściach dajki ma strukturę intersertalną o maksymalnych wielkościach ziarn do 10 mm. Podstawowymi składnikami diabazu są skalenie listewkowe i augity. Wolne przestrzenie zajmuje palagonit (tabl. I, fig. 11). W częściach bardziej peryferycznych w miejscach palagonitu pojawia się szkliwo (fig. 12, tabl. I). Partie diabazu szybko chłodzonego mają strukturę hialopilitową. W bezpośrednim natomiast kontakcie z osadami drobnoklastycznymi diabaz ma strukturę „arborescent“ (M. Vuagnat, 1946; F. C. Jaffe, 1955), czyli drzewiastą (W. Ryka, 1957a). Podobne struktury, opisane przez A. A. Mieniajłowa (1955) w bazaltach syberyjskich, nazwane zostały „szlakowymi“. Cechą tej struktury jest pierzaste, sferolityczne lub dendrytyczne, ułożenie mikrolitów skaleni, których formy podkreślone są analogicznymi układami pyłu tlenków żelaza i igieł ilmenitu. Ośrodki krystalizacji najczęściej stanowią drobne listewki plagioklaz (tabl. III, fig. 16).

Diabaz ponadto pocięty jest młodszymi utworami iniekcijnymi, wykazującymi strukturę mikrolitową (fig. 17, tabl. IV). Pomiedzy wyróżnionymi typami struktur istnieją ciągłe przejścia. Na przykład pomiedzy strukturą drzewiastą a hialopilitową i pilotaksytową obserwuje się strukturę hialoofitową (tabl. II, fig. 13; tabl. III, fig. 15). Również diabaz mi-

krolitowy o normalnej budowie mikrointersertalnej może w kontaktach z diabazem przechodzić w skałę o strukturze mikrointergranularnej.

Na podstawie tylko kształtu i rozmieszczenia skałeni w poszczególnych partiach diabazu można by, opierając się na sprostżeniach M. Vuagnata (1946), wyróżnić szereg struktur. Byłaby to struktura intersertalna (fig. 5A) w środkowej części dajki, dalej intersertalnie rozbieżna (*structur intersertal divergent*), intersertalnie sercowo-rozbieżnej (*coeur intersertal divergent*, fig. 5B) i drzewiasta (*arborescent*, fig. 5C) występująca w partii diabazu najbliższej kontaktu.

Tabela 3

Analizy planimetryczne diabazu w procentach

Składniki	Diabaz spilitowy, s.h., głębokość 19,60 m	Diabaz augitowo- uralitowy, s.i., głębokość 30,80 m	Diabaz augitowo- uralitowy, s.i., głębokość 33,60 m	Diabaz augitowy, s.i., głębokość 36,50 m	Diabaz augitowy, s.m., głębokość 39,00 m	Diabaz augitowy, s.i., głębokość 42,70 m	Diabaz augitowy, s.i., głębokość 46,00 m	Diabaz uralitowy, s.i., głębokość 50,00 m	Diabaz spilitowy, s.h., głębokość 50,50 m
Skalenie	57,09	50,02	49,96	47,57	29,72	47,98	48,42	46,74	48,03
Piroksen	2,77	17,58	13,80	19,30	16,00	19,57	15,57	6,01	—
Palagonit	—	0,65	—	6,60	0,97	—	3,05	—	—
Szklivo	—	9,76	10,66	4,70	22,55	5,95	11,17	4,24	—
Chloryt i se- ladonit	32,40	10,09	14,62	16,60	21,10	20,11	16,51	20,27	26,97
Magnetyt	0,50*	3,98	5,65	2,63	5,17	4,20	2,93	9,68	2,50*
Ilmenit	0,05	0,51	1,16	1,87	1,66	0,97	1,30	0,23	0,96
Kwarc i chal- cedon	0,64	0,37	0,73	0,50	2,83	1,22	0,45	—	0,60
Kalcyt	6,55	—	—	—	—	—	0,60	5,84	19,65
Piryty	—	3,89	0,05	—	—	—	—	—	1,29
Apatyt	—	—	0,09	0,23	—	—	—	—	—
Amfibol	—	2,41	2,55	—	—	—	—	6,99	—
Epidot	—	0,74	0,73	—	—	—	—	—	—

* wodorotlenek żelaza

s.h. = struktura hialopilitowa, s.i. = struktura intersertalna, s.m. = struktura mikrolitowa.

Zależność struktury diabazu od rodzaju i ilości składników wykazuje tabela 3. Z zestawienia wynika, że typem mineralnym diabazu spilitowego jest zespół trzech minerałów: plagioklazu, chlorytu i kalcytu. Diabaz natomiast augitowy o strukturze intersertalnej złożony jest z zespołu mineralnego plagioklazów, augitu, chlorytu, magnetytu i szkliva. W diabazie mikrolitowym zasadnicza rola w budowie przypada na chloryt, szklivo i skalenie, w mniejszym zaś stopniu na magnetyt. Mineralny ilościowy skład diabazu uralitowego zasadniczo odpowiada składowi diabazu augitowego z tym jednak, że punkt ciężkości przenosi się z augitu na amfibol.

Pierwotnymi składnikami diabazu z Widełek są głównie plagioklasy, pirokseny, palagonit i szklivo, a ponadto — w mniejszej ilości — mag-

netyt, ilmenit, apatyt i kwarc. Do wtórnych składników diabazu zaliczono albit, epidot, amfibol, seladonit, chloryt, hydromiki (serycyt, hydrobiotyt?), kaolinit, tytanit, leukoksen, kalcyt, piryt, chalcedon oraz uwodnione tlenki żelaza.

Skalenię stanowią podstawowy składnik diabazu (57÷30%). Wykazują pokrój listewek, mikrolitów, rzadziej tabliczek. Największe z nich osiągają długość 10 mm; normalnie są mniejsze. Osobniki listewkowe wy-

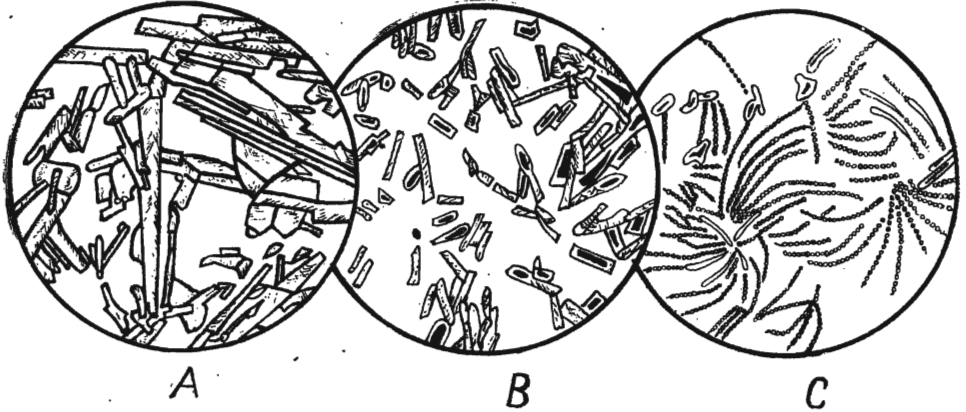


Fig. 5. Struktury diabazu uzależnione budową i układem skaleni

Texture of diabase, dependent upon structure and position of feldspars

A — struktura intersertalna, B — struktura intersertalnie rozbieżna o cechach przejściowych do struktury intersertalnie — sercowato-rozbieżnej, C — struktura drzewiasta.

A — intersertal texture, B — intersertal divergent texture, with transitory features to intersertal — heart — divergent texture, C — arborescent texture

stępują, w przeciwieństwie do pozostałych, w pozrastanych agregatach, ponadto wykazują formy szkieletowe, zbliźniczenia i budowę pasową. Postacie mikrolitów spotykane są wyłącznie w wąskich przykontaktowych pasach diabazu i nieco młodszych utworach iniekcyjnych przecinających środkową część diabazu o strukturze intersertalnej. W czasie badań mikroskopowych okazało się, że uzyskanie dalszych wyników poza prostym wygaszaniem światła jest ograniczone, z uwagi na małe rozmiary badanych minerałów. Mała rozpiętość występowania skaleni tabliczkowych w profilu intruzji związana jest z wąskim zasięgiem diabazu o strukturze hialopilitowej i pilotaksytywowej. Skalenię o tym pokroju listewkowym reprezentują normalny pokrój tych minerałów w wewnętrznych strefach intruzji i ulegają przeobrażeniom jednokierunkowym. Obserwacje skaleni listewkowych wykazały, że są one zbliźniczone najczęściej według prawa albitowego, peryklinowego, albitowo-peryklinowego, rzadziej karlsbadzkiego, albitowo-karlsbadzkiego (Roc Tourné) i albitowo-esterelskiego (100). Badania składu skaleni wskazują na dużą zmienność zawartości cząsteczki anortytowej zarówno w profilu dajki diabazu, jak i w obrębie poszczególnych osobników. Wahania zachodzą w przedziałach od bytownitu ($An_{7,8}$) do prawie czystego albitu (An_6). Przeważająca część badanych skaleni odznacza się jednakże składem labradoru (An_{68}), który ulega na brzegach zubożeniu do oligoklazdu (An_{10}). Utrata cząsteczki anortytowej w czasie

krystalizacji dochodzi mniej więcej do jednakowej wartości w całym profilu dajki (fig. 6). Zmienność zawartości anortytu w jądrach plagioklazów świadczy o sukcesywnej stracie wapnia skaleni wypadających z magmy. Zawartość anortytu ($An_{67} \div An_{56}$) w jądrach skaleni początkowo krystalizujących, występuje w plagioklazach (z głębokości 33,60

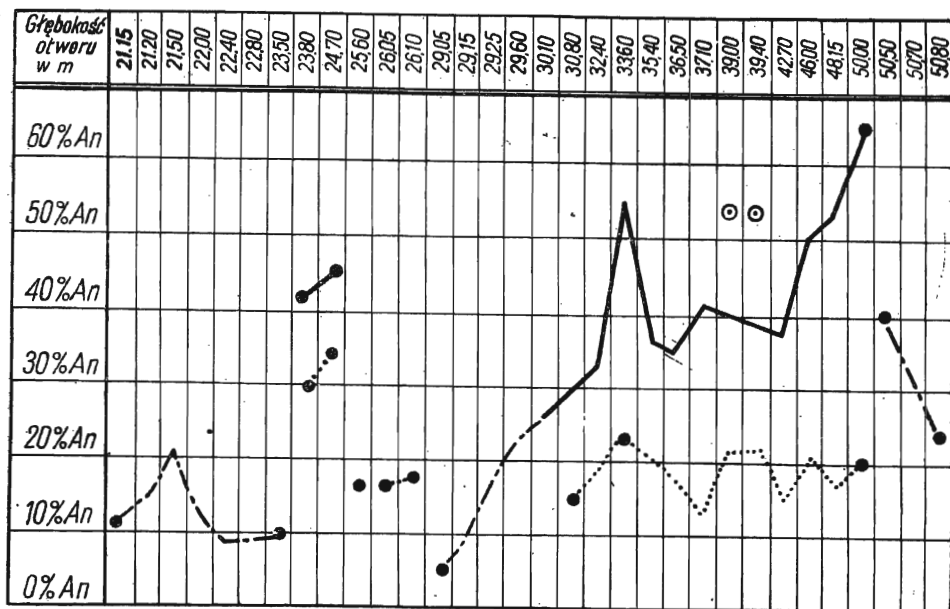


Fig. 6. Wykres procentowej zawartości anortytu w skaleniach diabazu. Wartości dla diabazu z poszczególnych głębokości otworu podano na podstawie średnich wyników kilku pomiarów.

Diagram of per cent content of anortite in diabase feldspars. Values for diabase from various depths of bore-hole are given on basis of average results from several measurements.

Linia ciągłą zaznaczono na wykresie wyniki pomiarów części środkowych skaleni, a linią kropkowaną ich obwódki. Linia przerywaną oznaczono moment przejścia z jednej fazy do drugiej

In diagram, full line shows results of measurements in central part of feldspars, dotted line — at their periphery. Dashed line indicates transition from one phase to the other

i 50,00 m, fig. 6) dajki diabazu skrzydła zrzuconego. W końcowych fazach (wewnętrzna część intruzji) krystalizacji skaleni następuje w jądrach obniżenie zawartości anortytu do 35÷40%. Podobne obniżenie obserwuje się w kierunku przeciwnym (ku kontaktom) od wymienionych wyżej optimum anortytowych. Obniżenie krzywej ku kontaktom wskazuje na początkową krystalizację skaleni odpowiadających być może średniemu ich składowi, co spowodowane być mogło szybkim zestaleniem się magmy w styku ze skałami osadowymi. Jednakże w strefach diabazu kontaktowego, wskutek procesu albityzacji, kierunek tych zmian jest słabo dostrzegalny. Obok normalnej budowy pasowej skaleni, przejawiającej się w zmniejszeniu ilości anortytu w czasie krystalizacji (fig. 7), obserwuje się rekurencję i inwersję pasową. Wyniki badań pasów skaleni

w profilu żyły wskazują na ich zmienność. Pomiary wybranych skaleni przeprowadzono na ściankach prostopadłych do P i M, w przypadku zaś przekrojów skośnych — na stoliku uniwersalnym. Krzywe skaleni z kontaktu ze skałami osadowymi (50 m głębokości) odpowiadają swym charakterem i raptowną utratą cząsteczki anortytowej krzywom skaleni skał wylewnych (H. Greenwood, K. C. Mc Taggart, 1957). Dopiero skalenie z głębokości 48,15 m odpowiadają nieuporządkowanym przebiegiem krzywych (o znacznych amplitudach) skaleniom skał typu kontaktowego. Do

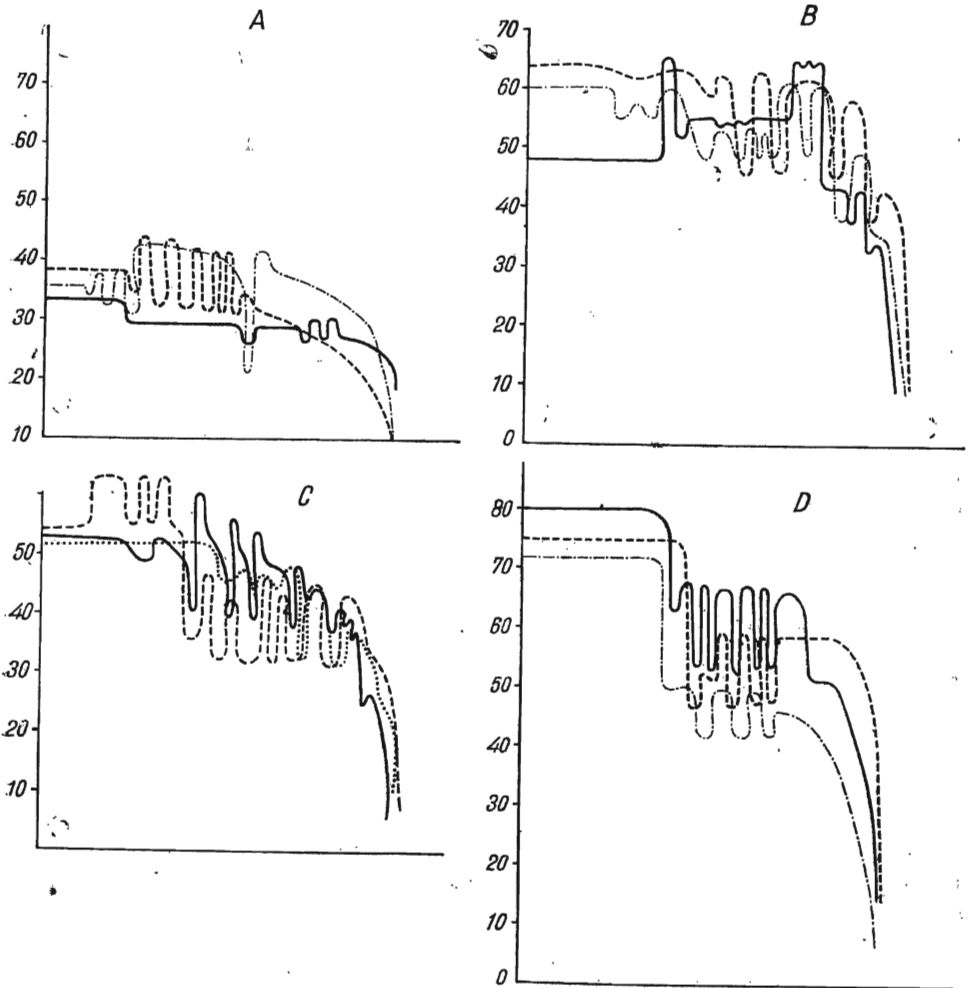


Fig. 7. Wykresy zawartości anortytu w skaleniach zbudowanych pasowo

Diagrams of anorthite content in feldspars of zonal structure

Głębokości: A — 36,50 m, B — 42,70 m, C — 48,15 m, D — 50,00 m. Na osi pionowej podano procentową zawartość anortytu. Na fig. C linią kropkowaną zaznaczono budowę pasową skalenia z diabazu odsłaniającego się przy kapliczce

Depths: A — 36.50 m., B — 42.70 m., C — 48.15 m., D — 50.00 m. On vertical axis is given percentage of anorthite content. On Fig. C, dotted line indicates zonal structure of feldspars from diabase outcrop near chapel

tej grupy zbliża się krzywa diabazu z odkrywki przy kapliczce (fig. 1 i fig. 6; uwidoczniła linią kropkowaną). Krzywe skaleni uzyskane dla diabazu z głębokości 42,70 m wskazują na działanie podobnych czynników, które decydowały o typie budowy pasowej skaleni typu skały kontaktowej. Z drugiej strony wyniki badań pozwalają na stwierdzenie typu przejściowego budowy pasowej pomiędzy typem skaleni kontaktowych a krzywymi skaleni środkowej części dajki diabazu. W tej części dajki budowa skaleni jest prosta a niewielki ubytek anortytu powoduje łagodny bieg krzywych wykazujących w początkowych stadiach nieznaczne zaburzenia inwersyjne.

Pirokseny, reprezentowane przez augity i enstatyt, występują w diabazie z wyjątkiem stref spilitowych. Augity sporadycznie krystalizowały w postaciach własnych. Są one zazwyczaj ksenomorficzne i ich wzrost predysponowany był wcześniejszym zestaleniem się skaleni. Wielkością ziarn tylko czasami dorównują wymiarom skaleni. Zabarwione są zmiennie: od barwy szarej przez brunatną do różowej i żółtej. Są bardzo silnie spękane, zbliżniaczone, a ponadto zbudowane pasowo. W sukcesji krystalizacji uległy one zmianie kąta osi optycznych z 48 na 42° i zwiększeniu kąta Z/γ z 40 na 46° . Zmiany te wskazują na przesunięcie od składu augitu diopsydowego do zwyczajnego, a nawet bazaltowego. Obok piroksenów jednoskośnych, znany jest piroksen rombowy należący prawdopodobnie do enstatytu. Występuje on w małych ilościach i drobnych (pręcikowych, silnie spękanych równolegle do wydłużenia) postaciach zakończonych daszkami o ściankach tworzących kąt około 65° . W przypadku enstatytu ścianki daszka mogłyby odpowiadać ściankom (122). Enstatyt jest bezbarwny, prosto wygasza światło. Współczynniki i dwójłomność ma niższe niż augity. Kąt osi optycznych wynosi 58° . Ponadto zawiera on liczne wrostki minerałów kruszcowych.

Palagonit występuje wyłącznie w diabazie augitowym o strukturze intersertalnej, w postaci przypadkowych nagromadzeń, w ilości do $6,6\%$. W zależności od stanu zachowania skały, wielkość ta w porównaniu z ilością w diabazie z Barda (W. Ryka, 1957c) jest mała. Podobnie jak w Bardzie wykazuje on zmianę intensywności zielonego zabarwienia, izotropowość i łatwość dewitryfikacji. Próba wyróżnienia dwóch typów palagonitu, jako mesostasis i sklejącej ziarna plagioklazów i piroksenów oraz form „kropłowych“ z pierścieniowaniem Liesegang'a, tworzących skupienia w szklawie (typy wyróżnione przez W. W. Lachowicza, 1957), nie dała wyników.

Spostrzeżenia moje, poczynione już poprzednio na palagonicie diabazu Barda, pokrywają się z badaniami W. W. Lachowicza. Dotyczą one występowania tego minerału w postaci przypadkowych kropłowych skupień w szklawie; ich czystość przejawia się brakiem obcych wrostków mineralnych, z wyjątkiem apatyty. Palagonit ulega odszkleniu w całym ziarnie lub tylko w peryferycznym pasie tworzącym sferolityczne nagromadzenie o małej dwójłomności ($0,002 \div 0,001$) i współczynnikach $\text{---} = 1,596 \div 1,554$. W czasie odszklenia wydziela się SiO_2 i CaO w formie otoczek kwarcowych, chalcedonowych i kalcytowych na peryferiach stref odszklonych lub banieczek w obrębie ziarna (?). Nałkadanie stref odszklonych i otoczek w niektórych przypadkach spotyka się nawet kilkakrotnie. Badania chemiczne palagonitu z Barda, a właściwie jego formy izotro-

powej i odszklonej (W. Ryka, 1957c), wykazały iż w czasie dewitryfikacji uchodzi FeO i Na_2O a zostaje doprowadzony K_2O i MgO .

Szkliwo. Masa szklista jest produktem szybkiej krystalizacji magmy w styku ze skałami osadowymi. W bezpośrednim kontakcie spełnia ona rolę matrix, w partii bliżej środka intruzji — mesostasis (w mesostasis centralne partie nagromadzeń mogą zawierać kroplowe wypełnienia palagonitem). W środkowych natomiast partiach dajki szkliwa brak lub występuje ono w nieznacznej ilości. W partiach diabazu kontaktowego szkliwo przedstawia szarą masę z brunatnawym odcieniem przepelnioną mikrolitami skalenia, tlenkami żelaza i sporadycznie augitem. Dwójłomność szkliwa jest niska, w bezpośrednim kontakcie nawet niewidoczna, co związane jest ze wzrostem stopnia nieprzejrzystości.

Magnetyt i ilmenit. Magnetyt występuje w ilości do 10% w niektórych partiach dajki. W centralnych partiach dajki daje się zauważyć wzrost ilości tego minerału, podczas gdy w przykontaktowych strefach diabazu gromadzi się ilmenit. Magnetyt występuje w postaciach szkieletowych i ośmiościanach, ilmenit natomiast również w postaciach szkieletowych oraz igielkowych. Igły ilmenitu wykazują dużą siłę krystalizacji przebijając naraz po kilka ziarn napotkanych na drodze wzrostu (skalenie, chloryty). Jednocześnie w partiach diabazu kontaktowego jest orientacja ilmenitu, którego ziarna układają się osią wydłużenia, zgodnie z przebiegiem płaszczyzny kontaktowej i kierunkiem płynięcia magmy.

Apatyty. Występuje zazwyczaj w setnych lub dziesiątych częściach procentu. Całkowite ilości tego minerału związane są ze szkliwem i palagonitem, gdzie spotykany jest w postaci drobnych odosobnionych pręcików lub wiązek (tabl. V, fig. 20).

Kwarc. Podobnie jak w diabazie z Barda spotykany jest w formach szkieletowych o zarysach sześcioboku. Formy te tworzą wprysnięcia w szkliwie i chlorycie, którymi też są wypełnione wewnątrz. Znacznie rzadsze są postacie wypełnione wewnątrz palagonitem.

Zmiany przeobrażeniowe obejmują skalenie z całego profilu intruzji. Największe z nich prowadzą do albityzacji. Procesami tymi objęte zostało ponad 2 m miąższości diabazu w stropie i prawie 0,5 m miąższości w spągu dajki skrzydła zrzuconego. Skutkiem doprowadzenia jonów sodowych powstaje albit szachownicowy. Zazwyczaj proces albityzacji prowadzi do całkowitego przeobrażenia plagioklazów. Spotyka się również przykłady objęcia tymi procesami tylko części jądrowej skalenia (pierwotnie bardziej zasadowej) i łatwiejszego przeobrażenia osobników o pokrojach listewek niż tabliczek.

W początkowych procesach przeobrażeń skalenie ulegają również epidotyzacji. Zmiany te w porównaniu z albityzacją są nieznaczne i prowadzą do powstania niewielkich skupień epidotu (tabl. IV, fig. 18) koncentrujących się zazwyczaj w jądrowych częściach plagioklazów. Procesy epidotyzacji zazwyczaj towarzyszą procesom albityzacji i stąd też wynika ich parageniza mineralna w diabazie spilitowym. W końcowych etapach przeobrażeń skalenie objęte zostają procesami serycytyzacji i kaolinizacji. Serycytyzacja obejmuje skalenie kwaśne, w tej liczbie skalenie zaalbityzowane, natomiast skalenie zasadowe uległy kaolinizacji. Kierunkowość przeobrażeń rozwijających się pod wpływem chemizmu skaleni przejawia się również w przeobrażeniach poszczególnych osobni-

ków o budowie pasowej. Późne procesy przeobrażeń nie przebiegają do końca i zatrzymane zostały w stopniu niewielkiego zmętnienia plagioklazów, w których masie zachodzi lokalnie nagromadzenie większej ilości serycytu. Pasy procesów przeobrażeń serycytyzacji i kaolinizacji przebiegają w bardziej centralnych partiach diabazu, podczas gdy pasy procesów przeobrażeń spilitowych — w całkowicie zewnętrznych partiach.

Pirokseny jednoskośne w pierwszym etapie hydratacji ulegają uralityzacji, która przejawia się powstaniem amfibolu należącego do hornblendy zwyczajnej (fig. 19, tabl. V). Amfibol odznacza się następującymi własnościami optycznymi: $n_\gamma = 1,660$; $n_\alpha = 1,635$; $\gamma - \alpha \approx 0,025$; $\gamma > \beta > \alpha$, przy czym α — bladooliwkowa, γ — ciemnozielona i β — jak α , jednakże o odcieniu żółtym; zaś Z/γ do 20° . Kąta osi optycznych nie udało się zmierzyć, ze względu na zrosty z hydromikami. Amfibol występować może bezpośrednio na augitach lub całkowicie zastępować te minerały. W ostatnim przypadku otrzymujemy diabaz uralitowy występujący w bardziej wewnętrznych pasach dajki diabazu, w odniesieniu do stref diabazu spilitowego.

Dalszym etapem procesu hydratacji jest powstanie hydromiki (hydrobiotytu?) występującej zazwyczaj w pozrastanych agregatach łącznie z amfibolem lub jako produkt dalszego uwodnienia widoczny w zewnętrznym ułożeniu skupień na układach piroksen-amfibol (fig. 19, tabl. V).

Trzeci podstawowy składnik — izotropowe szkliwo palagonitowe lub słabo dwójłomny palagonit ulegają przeobrażeniu w seladonit. W czasie tych przekształceń zmienia się wielkość współczynników i dwójłomność według załączonego schematu (tab. 4).

Tabela 4

Zmienność współczynników i dwójłomności

L. p.	Minerały	n_γ	n_α	$\gamma - \alpha$
1	palagonit	1,596 ÷ 1,554		0,003 ÷ 0,001
2	formy pośrednie pomiędzy palagonitem a seladonitem	1,618	1,605	0,013
3	seladonit	1,640 ÷ 1,636	1,616 ÷ 1,608	0,026
4	izotropowy palagonit (W. W. Lachowicz, 1957)	1,592 ÷ 1,463		
5	seladonit (S. B. Hendricks i C. S. Ross, 1941)	1,641 ÷ 1,635	1,610 ÷ 1,606	0,031 ÷ 0,028

O ile wartości współczynników n_γ i n_α wykazują jedynie nieznaczne obniżenie w stosunku do podobnych wartości podawanych przez S. H. Hendricksa i C. S. Rossa (1941), to dwójłomność seladonitu z Widełek jest wyraźnie mniejsza. Anomalia ta jest być może wywołana nieznaczną domieszką chlorytową. Absorpcja seladonitu jest słaba: γ — bladzielony, α , β — żółtawozielony. Seladonit tworzy normalne skupienia promieniste złożone z szeregu igiełek. Na peryferiach palagonitu rzadziej występują drobnoziarniste nagromadzenia lub formy promieniste. Skupienia seladonitu pokrywają się więc zasadniczo z opisanymi poprzednio typami

Tabela 5

Tabela liczbowa rentgenogramów proszkowych

1		2		3		4	
d	I	d	I	d	I	d	I
		10,45	4	10,45	4	9,9	8
		7,54	4	7,22	4		
				5,83	5		
				4,72	4	4,72	1
4,62	1	4,60	4			4,40	3
		3,64	3				
		3,45	4	3,49	1		
		3,38	4	3,36	4		
3,24	2	3,22	2	3,24	2	3,25	3
3,09	5						
		3,00	1	2,94	1	3,00	1
						2,82	2
				2,65	2	2,65	0,5
2,55	5	2,54	5	2,50	5	2,55	6
2,36	4					2,37	4
		2,30	3			2,24	1
		2,14	1			2,124	1
						1,959	1,5
						1,699	2
						1,639	2
		1,54	4				
		1,54	4	1,515	4		
1,490	4	1,49	1			1,499	6
		1,41	2				
		1,38	3				
1,344	2	1,35	1			1,342	1
						1,299	4
						1,248	1
						1,117	1
						0,986	3
						0,975	1

RENTGENOGRAMY PROSZKOWE

1 — palagonit z Barda (W. Ryka, 1957c).

Warunki: CoK α ; filtr Fe; V = 27 kV; I = 20 mA; czas ekspozycji = 2 godz.

2 — seladonit z Wideltek, próbka diabazu pobrana z głębokości 48,15 m.

Warunki: CoK α ; V = 35 kV; I = 10 mA; czas ekspozycji = 5 godz.

3 — seladonit z domieszką peninu, próbka pobrana w Widelkach z diabazu na głębokości 35,40 m.

Warunki te same, co w analizie nr 2.

4 — seladonit z Kadania (J. Konta, 1957).

Warunki: CoK α , filtr Fe,

d — odległości międzypłaszczyznowe w Å,

I — natężenie oceniane wizualnie.

struktur palagonitu. Należy zatem przypuszczać, że przeobrażenia te zachodzą z jednoczesnym zachowaniem typu orientacji. Ponadto wielce znamienne jest gromadzenie się tego minerału w diabazie uralitowym.

Z seladonitu wykonane zostało przez mgr J. Zdanowskiego zdjęcie rentgenowskie. Wyniki jego pracy porównano z danymi z pracy J. Konty (1957). Z odmiany wykazującej przejścia do chlorytu wykonano zdjęcie celem identyfikacji tego minerału, przy czym okazało się, że otrzymane wartości zbliżone są do testów podawanych przez E. Przyborę (1957). Porównanie odległości międzypłaszczyznowych seladonitu z Widełek i glaukonitu (E. Przybora, 1957) świadczy najwyraźniej o pokrewieństwie obu minerałów.

Przechodzący w penin seladonit powstaje, jak widać z analizy nr 1 (tab. 5), z palagonitu. Wyraża się to zwłaszcza w zachowaniu „palagonitowego” prążka 4,60 Å, 1,49 Å i 1,35 Å. Ostatnie dwa znajdują również odpowiedniki w seladonicie z Kadania (ČSR).

Pirokseny (amfibol) oraz palagonit (seladonit) ulegają przeobrażeniu w chloryt. Minerał ten występuje w całym profilu dajki diabazu. Jednak szczególnie duże nagromadzenia obserwuje się w strefach diabazu spilitowego i utworach iniekcyjnych wykazujących strukturę mikroliitową. Dokładne badania pozwoliły na wyróżnienie dwóch typów skupień chlorytu. Pierwszy typ chlorytu (penin) występuje zazwyczaj w kontaktowych odmianach, odznacza się minimalnym pleochroizmem, bardzo niskimi barwami interferencyjnymi i sferolitycznym (po palagonicie) układem blaszek. Ten typ występuje również w skaleniach wyróżniających się budową szkieletową. Drugi typ, wypierający szkliwo i augit, ma postać „ziemistą”. Cechuje się on współczynnikami: 1,600÷1,597 i dwójłomnością nieco wyższą od poprzedniego chlorytu 0,003÷0,005. Barwa ciemnozielona do brunatnej pozwala na łatwe odróżnienie go od poprzedniego, wykazującego barwę bładozieloną. Nie tworzy on również agregatów zorientowanych jak poprzedni, lecz występuje w drobnych kulistych ziarenkach porastających ze sobą.

Brak ilmenitu w przejściowych strefach diabazu, od uralitowego do spilitowego, świadczy o jego przeobrażeniu w tytanit. Tytanit ten spotyka się (tabl. II, fig. 14) w małych ziarnach o wyraźnych nieraz zarysach krystalograficznych. Nie jest również wykluczone, że przeobrażenie to jest związane z pojawiającym się w pobliskiej strefie uralitem. W strefach wewnętrznych diabazu ilmenit ulega jedynie częściowej leukoksenizacji (tabl. V, fig. 20).

Magnetyt nie przeobraża się tak znacznie jak ilmenit. Jedynie ulega uwodnieniu w postaci drobnych skupień silnie zbrzdżonych czerwono-brunatnych ziarn uwodnionych tlenków żelaza. Przeobrażeniom minerałów rud towarzyszy pojawienie się pirytu rozsianego w całym profilu lub występującego w żyłach, zwłaszcza w środkowych częściach dajki diabazu. Pojawienie się pirytu nie jest odosobnione. Wraz z nim pojawia się wtórny kwarc i chalcedon. Minerale te występują w postaci niewielkich skupień w szkliwie w pseudomorfozach po chlorycie lub w postaci infiltracji żyłowych.

Podstawowym minerałem skały najsilniej przeobrażonej jest kalcyt występujący zwłaszcza w diabazie spilitowym, gdzie wraz z kwarcem wypiera on chloryt (S. J. Tomkeieff, 1926). Ponadto znane jest częściowe wy-

pieranie skaleni i szkliwa a także bogate występowanie w utworach infiltracyjnych, gdzie jest on w paragenezie z pirytem. Utwory tego typu spotykane są na ogół w spągowych częściach dajki diabazu.

PRZEOBRAŻENIA DIABAZU I SKAŁ OTACZAJĄCYCH

Magma gabrowa intrudując w osady fliszowe górnego ludlowu tworzyła niewielkie kontakty pirogeniczne, osiągające, w przypadku strefy zmian egzomorficznych, miąższość kilkunastu centymetrów. Strefy przeobrażenia skał drobnoklastycznych w styku z żyłowymi utworami magmy zasadowej, a zwłaszcza dajkami diabazu, nie mają na ogół większych miąższości i strefa przeobrażeń egzomorficznych w Widelkach nie stanowi pod tym względem wyjątku. Kontakty są również ubogie w nowo powstałe minerały, gdyż oddziaływanie magmy ogranicza się do zrogowcowania, rzadziej zalbityzowania osadu i tylko czasem prowadzi do powstania typowych minerałów pochodzenia metamorficznego.

Zmiany endomorficzne uzależnione są przede wszystkim od miąższości ciała intruzywnego. Ciągła zmienność struktury i składu diabazu z Widelką pozwala przypuszczać, że zmiany endomorficzne obejmują cały profil dajki. Z chwilą zakończenia procesu krystalizacji magmy działały roztwory pomagmowe wywołując metasomatyczne przeobrażenia skały.

Zmiany egzomorficzne. Makroskopowe obserwacje stropowego³ kontaktu diabazu ze skałami osadowymi pozwalają na stwierdzenie ich niezgodności kątowej. Diabaz przecina pod kątem $50\div 60^\circ$ osady drobnoklastyczne o upadzie 8° . Strefa przeobrażeń egzomorficznych osiąga 20 cm miąższości i wyrażona jest pasowo, równoległe do płaszczyzny kontaktowej, a więc pod kątem do uwarstwienia skał.

Makroskopowo zmiany łupków polegają na zrogowcowaniu, ściemnieniu i zmianie struktury z drobnouwarstwionej (*layered texture*) na płomykową (tabl. XI, fig. 29).

Ograniczenie strefy egzomorfizmu oraz ubóstwo przeobrażeń kontaktowych nastąpiło skutkiem zeszklenia diabazu, w styku z zimnymi łupkami, w chwili iniekowania magmy. W bezpośrednim kontakcie z intrudującą magmą tworzyła się w pierwszym etapie mikrobrekcja (tabl. IX, fig. 26). Odbiciem ciągłości ruchu magmy, już po zeszkleniu diabazu, jest zdercie powłoki zeszkłonej, wprasowanie jej w osady mikrobrekcji oraz częściowe pochłonięcie przez magmę. Wynikiem tego ruchu magmy z drugiej strony kontaktu jest wytarcie miejscami powłoki szklistego diabazu i pochłonięcie mikrobrekcji przez magmę. Porwaki skał osadowych, przedstawiają utwory częściowo przeobrażone. W większości przypadków obserwuje się wyraźne obwódki reakcyjne na porwakach powstające wskutek wypierania materiału ilastego kolejno przez szkliwo (mała lepkość szkliwa), kwarc, chloryt, kwarc i kalcyt. Ponadto okruchy skał osadowych są zaczernione na brzegach, podczas gdy stykający się z tymi okruchami diabaz uległ odbarwieniu przejawiającemu się utratą pigmentu tlenków żelaza. Podobny proces zaobserwowany został na styku diabazu z łupkami. Strefa zaciemnienia łupków i odbarwienia diabazu jest tu jednak

³ Zmetamorfizowane skały osadowe w spągu diabazu uległy zniszczeniu podczas rdzenia, otrzymane zaś fragmenty skały z tej partii profilu wskazują na całkowitą kalcytyzację skały przeobrażonej.

znacznie szersza i sięga do 1 cm (tabl. VIII, fig. 25). Podobne zaciemnienie enklaw skał drobnoklastycznych obserwowała I. Kardymowicz (1957b) w andezytach pienińskich. Analogicznie jak w Widełkach składały się one z kwarcu, łyszczyków, chlorytu oraz ciemnych skupień uwodnionych tlenków żelaza. Enklawy te utraciły wskutek zrogowcowania pierwotną strukturę na rzecz gruzelkowatej i plamistej (tabl. VII, fig. 23) widocznej w skupieniach chlorytowych.

W miejscu wytarcia powłoki diabazu zeszkłonego i pochłonięcia brekcji przez magmę powstawał fragmentarycznie jaspis porcelanowy (tabl. X, fig. 27, 28). Reprezentuje on popielatą, bardzo drobną, bezładnie ułożoną;

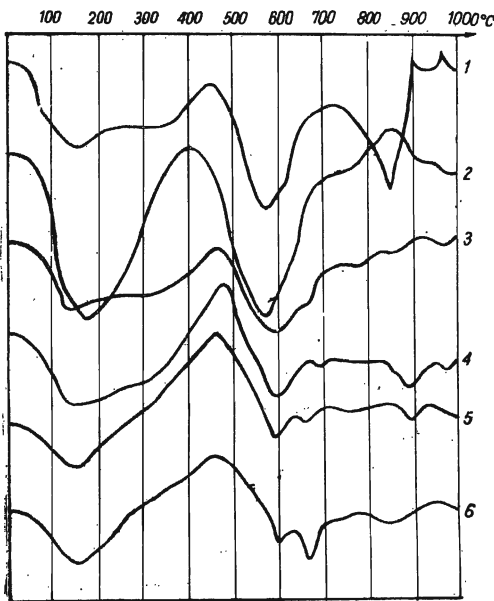


Fig. 8. Krzywe termiczne różnicowe łupków występujących w kontakcie z diabazem

Differential thermal curves of shales occurring in contact with diabase

1 — łupek w bezpośrednim kontakcie z diabazem; 2 — łupek w odległości 1 cm od diabazu; 3 — 2 cm od diabazu; 4 — łupki z głębokości 21,15 m; 5 — łupki z głębokości 21,10 m; 6 — łupki z głębokości 20,30 m, niezmiennione

1 — shale in direct contact with diabase; 2 — shale at 1 cm. distance from diabase; 3 — 2 cm. from diabase; 4 — shales from 21.15 m. depth; 5 — shales from 21.10 m. depth; 6 — shales from 20.30 m. depth, unaltered

jednorodną masę ziarn poprzecinaną wtórnie znacznie grubiej przekryształizowanymi infiltracjami kwarcowymi. Miejscami obserwuje się skupienia niezmiętej substancji ilastej.

Właściwe przeobrażenia kontaktowe przedstawia wąska strefa talkowa. Charakteryzuje się ona wykształceniem skały złożonej z kryptokrystalicznego łuseczkowego agregatu wykazującego znacznie wyższą dwójłomność od stref niezmiennych lub słabo zmienionych. Termiczne badania różnicowe (badania termiczne zostały następnie potwierdzone badaniami mikroskopowymi i reakcjami barwienia), tej strefy wskazują na obecność talku (fig. 8, analiza nr 1), któremu towarzyszy domieszka illitowa. Minerale kontaktowych, poza tytanitem, nie zaobserwowano. Jednakże kontaktowe pochodzenie tego minerału jest również problematyczne (tabl. VII, fig. 24). Wątpliwość pirogenicznego pochodzenia wynika z paragenety kalcytowo-syderytowo-ankerytowej. Za pierwotnym natomiast pochodzeniem przemawia stałe utrzymywanie się na określonej płaszczyźnie drobnych ziarnistych agregatów tytanitowych w jednokowej odległości od kontaktu.

Następna strefa przeobrażeń, miąższości kilkunastu centymetrów, złożona jest ze skrytykry-

stalicznego, bezładnie ułożonego, materiału odznaczającego się dwójłomnością mniejszą od talku. Krzywa termiczna (fig. 8, analiza nr 2) wskazuje

na obecność w tej strefie illitu, przy czym nie wyklucza się metamorficznego pochodzenia tego minerału. W tym przypadku temperatura oddziaływania magmy nie przekraczała zatem 570°C. Dalsze obserwacje krzywych, od kontaktu do osadów najmniej przeobrażonych, świadczą o stopniowym ubożeniu próbek o illit (fig. 8, analiza nr 3, 4, 5) na korzyść montmorylonitu. Wyrazem tych zmian jest powolne przesuwanie minimum efektu endotermicznego z temperatury 670, na 570°C (R. Grim, R. Rowland, 1942). Łupki niezmienione (fig. 8, analiza nr 6) zbliżają się składem do montmorylonitu z domieszką illitu. Jest wielce prawdopodobne, że ostatnia krzywa (niezmienionych łupków) jest charakterystyczna dla osadów całego profilu ludlowu i to nie tylko Widełek, lecz także całego obszaru zasięgu facji kieleckiej. We wszystkich krzywych sygnalizowana jest obecność pirytu w egzotermicznym efekcie w temperaturze 400°C lub też nieznacznie wyższej. Ponadto łagodny przebieg niektórych krzywych łupków w niskich przedziałach temperatur 200÷400°C świadczy o utlenieniu żelaza. W wypadku, gdy występuje więcej tego żelaza, niemal zawsze zaznacza się obecność drobnej ilości substancji bitumicznych.

Zmiany endomorficzne. Magma gabrowa w czasie intrudowania ulegała na kontaktach ze skałami osadowymi gwałtownemu ochłodzeniu. W warunkach szybkiego spadku temperatury, w bezpośrednim styku z łupkami, tworzyła się powłoka zeszkłonego diabazu (tabl. IX, fig. 26). Powstałe w ten sposób szkliwo ma barwę zieloną, brunatniejącą na brzegach szczelin spękań. Szkliwo jest izotropowe i tylko miejscami wykazuje pozornie silną dwójłomność wywołaną napięciami powierzchniowymi. Powłoka ta, grubości kilku milimetrów, zawiera listewki skaleni długości dziesiętnych milimetra, układające się wydłużeniem mniej więcej zgodnie do przebiegu płaszczyzny kontaktowej. Obecność skaleni w szkliwie świadczy o rozpoczęciu krystalizacji skaleni przed utworzeniem szkliwa, a więc przed etapem tworzenia intruzji (W. W. Lachowicz, 1955). Podobna powłoka szklista została już poprzednio zaobserwowana przez I. Kardymowicz (1957a) w spągu diabazu z Zalesia oraz przez W. Rykę (1957b) — w spągu diabazu z Barda, gdzie jej relikty dostrzeżone zostały w brekcji tarcia stadium spilozytowego. W Widełkach powłoka szklista występuje jedynie w kontakcie stropowym. Strefa kontaktu spągowego uległa kompletnej kalcytyzacji. Częściowej kalcytyzacji i sylifikacji uległa także powłoka szklista ze stropu diabazu. Ślady szkliwa spotykane są również w mikrobrekcji skał osadowych bezpośrednio stykającej się z diabazem. Mikrobrekcja, również miąższości kilku milimetrów, składa się z okruchów skał lokalnych. Tworzyła się ona pod wpływem ruchu magmy, w czasie którego została częściowo „wytarta“ zestalona już powłoka szklistego diabazu i nastąpiło wyciskanie plastycznego materiału do stropu.

Powłoka szklista diabazu nie dopuszczała do ożywionej wymiany materii na granicy odmiennych środowisk, a ponadto tworzyła element termicznie izolujący, który mógł wywołać zaburzenia w normalnej sukcesji krystalizacji i przeobrażeń (A. Gawęł, 1953). Jednocześnie częściowe zmiany, wywołane niewielkimi synintruzywnymi ruchami różnicowymi, mającymi za płaszczyznę poślizgu linię graniczną pomiędzy skałami osadowymi a diabazem, doprowadzają do częściowego zdercia powłoki zeszkłonej i utworzenia mikrobrekcji skał osadowych.

W miejscach wytarcia izolującej powłoki diabaz bezpośrednio styka się z utworami osadowymi. Kontakt ten wskazuje na małą lepkość magmy, która wniknęła w najdrobniejsze szczeliny i wypełniła najmniejsze nierówności płaszczyzny kontaktowej (tabl. VIII, fig. 25). Mała lepkość magmy była spowodowana słabym jej odgazowaniem.

Diabaz występujący w bezpośrednim kontakcie zbudowany jest ze szkliwa prawie izotropowego, mało przejrzystego, szarego z brudnym odcieniem, przepełnionego mikrolitami skalenia i igiełkami ilmenitu układającymi się w pierzaste i sferolityczne struktury. Budowa tego diabazu przypomina najbardziej strukturę „arborescent“ (tabl. III, fig. 16). Powstanie diabazu o tej strukturze odbywało się również w warunkach szybkiego spadku temperatury, o czym świadczy jej szlakowy charakter (A. A. Mienajłow, 1955).

Po zestaleniu się tej strefy diabazu spadek temperatury odbywał się znacznie wolniej i mimo dalszego zestalenia się szkliwa pojawiają się w nim listewki, a zwłaszcza tabliczki skalenia, decydujące o zmianie struktury z drzewiastej na hialopilitową i pilotaktytową. Skala natomiast traci stopniowo charakter struktury drzewiastej, z uwagi na bezładne ułożenie w szkliwie mikrolitów skaleni i igieł ilmenitu. Tabliczkowe i listewkowe skalenie powstały najprawdopodobniej w środkowych częściach dajki diabazu i wędrowały zgodnie z zasadą Ludwiga-Soreta do silniej chłodzonych części peryferycznych, gdzie grzęzły w masie zestalającego się szkliwa i mikrolitów skalenia. Skaleni te odpowiadają swym składem składowi jądrowych części plagioklazów środkowej części dajki i czasami wykazują prostą budowę pasową. Wypadające w późniejszym okresie skaleni o pokroju wyłącznie listewkowym, nisko temperaturowe, wykazują inwersyjną budowę pasową, a ponadto rekurencję pasową. Zmiany te obserwuje się zwłaszcza w sąsiedztwie pseudomorfoz chlorytowych po oliwinie⁴ (tabl. VI, fig. 21). Występowanie pseudomorfoz po oliwinie, obserwowanych wyłącznie w wąskiej strefie diabazu w pobliżu kontaktu spągowego, wskazuje na udział tych minerałów w procesach dyferencjacji grawitacyjnej. Wczesne przeobrażenie tych minerałów w warunkach autopneumatolizy znacznie wpływa na urozmaicenie budowy współwystępujących skaleni, co przy jednoczesnym oddziaływaniu skał osadowych daje pełną rozpiętość przeobrażeń.

Inwersja pasów skaleni nie jest wynikiem autopneumatolitycznych przemian oliwinu, gdyż te wiążą tylko przypadkowe ilości wapnia i wywołują właściwe ługowanie roztworów. Wapń potrzebny do budowy pasów o większym nagromadzeniu tego pierwiastka, doprowadzony zostaje do nich wprawdzie w stadium autopneumatolizy, lecz nie z oliwinu, a z innych minerałów — palagonitu i augitu. W pierwszym przypadku obserwuje się wydzielenie części wapnia podczas przejścia odmiany izotropo-

⁴ Obserwacje zmienności rodzaju pseudomorfoz (chlorytowych i idingsytowych) po oliwinie w diabazie Niedźwiedziej Góry i Zalasie skłoniły A. Gawła (1953) do wydzielenia dwóch struktur wulkanicznych: wylewu Niedźwiedziej Góry, gdzie obserwuje się pseudomorfozy idingsytowe i żyły pokładowej w Zalasie — z chlorytem podstawianym w miejsce oliwinu. Rozważania te zostały przeprowadzone przez A. Gawła (1953) na podstawie spostrzeżeń S. Tomkeleffa (1926) i A. B. Edwardsa (1938). Przyjmują one, że w czasie przeobrażeń oliwinu w idingsyt w warunkach autopneumatolizy, ma wpływ na przeobrażenia także woda i tlen. Występowanie chlorytu w miejscu oliwinu świadczy zatem o niższym stopniu utlenienia magmy, który wiąże się ze sposobem występowania diabazu, a więc silu w Zalasie, w przypadku zaś Wielek — dajki.

wej w anizotropizowaną. W drugim przypadku doprowadzenie części wapnia mogło nastąpić w początkach hydratacji (A. Gawel, M. Książkiewicz, 1936). Istnieje jednocześnie możliwość doprowadzenia nowych zasobów wapnia późnymi iniekcjami w wyniku pulsacji magmy.

Zasadzie Ludwiga-Soreta, oprócz skaleni, podlega ilmenit, którego największe skupienia spotyka się w partii diabazu kontaktowego. Ilość tego minerału na podstawie składu normatywnego wzrasta z 2,3% (w wewnętrznej) do 3,8% — w kontaktowej strefie dajki diabazu.

Dalszy, powolny, spadek temperatury magmy wywołuje stopniowy wzrost uziarnienia skały (tabl. I, fig. 11, 12) i udział piroksenów w jej budowie. W zależności od krystalizacji piroksenu zmienia się typ skały, z odmiany kontaktowej na normalną augitową (nazwa uzależniona od najczęściej występującego piroksenu). Jednocześnie struktura skały staje się intersertalna. Diabaz ten składa się głównie z plagioklazu i augitu, którego interstycje wypełnione są palagonitem pozrastanym z kwarcem szkieletowym o zarysach sześcioboku. Palagonit pojawia się już w diabazie o strukturze hialopilitowej, jednakże bierze tu niewielki udział w budowie wypełniając środek szkliwa. Od momentu pojawienia się palagonitu obserwuje się stały wzrost jego ilości, czemu towarzyszy ubytek szkliwa (tabl. 3). Ułożenie symetryczne (zewnątrzne) stref szkliwa i (wewnętrzne) palagonitu w profilu diabazu świadczyć może o odmiennych warunkach zestalenia się tych składników (St. Małkowski, 1954; W. Ryka, 1957c) zależnych od szybkości, spadku temperatury, odległości od kontaktu ze skałami osadowymi itp. Współwystępowanie szkliwa i palagonitu wskazuje na prawie jednakowy okres tworzenia się obu składników. Wypełnienia palagonitowe w szkliwie, także wyraźne granice, które z nimi tworzą i brak wprysnięć szkliwa świadczyć mogą o powstaniu ich w ostatnim stadium krystalizacji magmy, wzbogaconej w składniki lotne. Magma ta nie mieszała się z poprzednią cieczą, z której powstawał zielony palagonit. Przepuszczenia te potwierdza obecność zeszkłonego diabazu w styku z osadami drobnoklastycznymi. Diabaz ten powstał w innym czasie, lecz pod wpływem działania podobnych czynników, tj. spadku temperatury i nasycenia gazami. Na podobne warunki likwacji wskazuje odmieszanie cieczy, z której powstała powłoka zeszkłonego diabazu i diabaz oraz macierzysta ciecz szkliwa i palagonitu.

Na zależność składu chemicznego diabazu od pozostających w ścisłym związku bardolitu i szkliwa zwrócił już poprzednio uwagę St. Małkowski (1954) określając te przeobrażenia jako „bardolityzację zastygającego diabazu“, a następnie zaliczając ją do ogólnego procesu przeobrażeń „sializacji simy“. Mimo zastrzeżeń o konieczności przeprowadzenia uzupełniających badań w tym względzie hipoteza St. Małkowskiego została potwierdzona późniejszymi moimi badaniami. Można mianowicie przyjąć likwację cieczy pod wpływem nasycenia gazami, utworzenie palagonitu (bardolityzacja) i związana z tym ogólna sylikifikacja.

Izotropowy palagonit prawdopodobnie już w warunkach autopneumatolizy zamienia się w palagonit (bardolit wg J. Morozewicza, 1923).

Obserwacje intruzji pozwalają na wyróżnienie jej asymetrycznych stref odznaczających się odmienną strukturą i składem mineralnym. Gwałtowne przejścia pomiędzy tymi strefami mogą wskazywać na pulsację magmy w zbiorniku wywołującą zasilenie intruzji nowymi iniekcja-

mi magmy. Wiąże się to z dostarczeniem nowych bodźców termicznych tej magmie wpływających na stagnację krzywej konsekwentnego spadku prędkości krystalizacji.

Proces iniekowania magmy przebiegał nawet po zakończeniu krystalizacji, na co wskazuje poprzecinananie diabazu augitowego o strukturze intersertalnej utworami diabazu tego samego typu, lecz o strukturze mikrolitowej (tabl. IV, fig. 17). Utwory te, nieznacznej miąższości, mają na swych kontaktach wąskie strefy diabazu bezaugitowego o strukturze drzewiastej. Zmiana struktury na kontakcie, w obrębie drobnego utworu, świadczy o późniejszym iniekcyjnym charakterze tej skały. Wskazują na to ponadto domorficzne przeobrażenia utworu, będące słabym odzwierciedleniem zmian zachodzących w kontaktowej partii dajki.

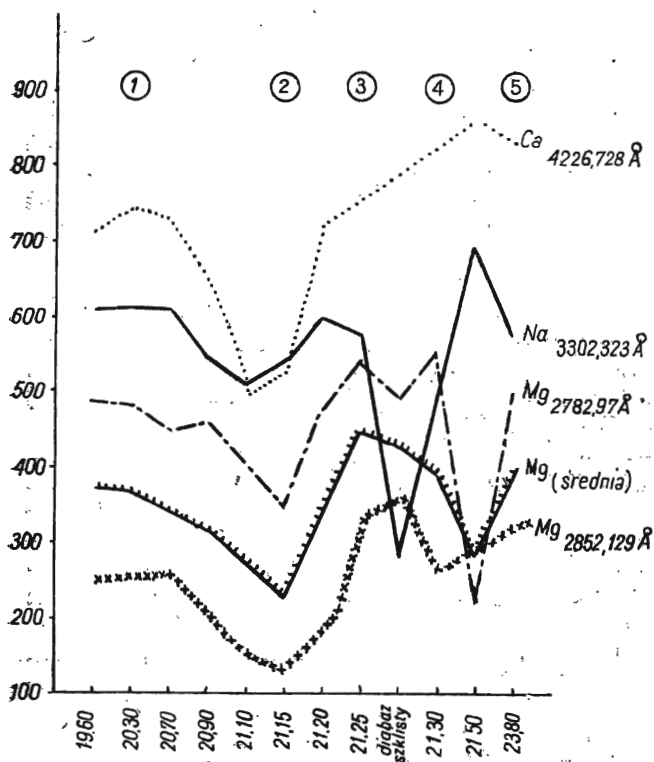


Fig. 9. Krzywe względnych natężeń prążków fotometrycznych w stosunku do tła. Pionowo podano długości fal mierzonych prążków, natomiast poziomo — głębokości pobrania próbek z otworu. Curves of relative intensity of spectrographic lines with regard to background. Vertically are given wave lengths of measured lines, horizontally depths of collecting of samples in bore-hole

Warunki: spektrograf Q 24, łuk prądu stałego, elektrody grafitowe, czas 1 min, $I=6A$. Cyframi u góry zaznaczono punkty pobrania próbek do analiz chemicznych

Existing conditions: spectrograph Q 24; direct current arc; graphite electrodes; time 1 minute; $I=6A$. By figures on top are marked points of collecting samples for chemical analyses

Analizy chemiczne diabazu. Na podstawie wyników badań mikroskopowych, a zwłaszcza ilościowych badań spektralnych wykonanych przez W. Szczepanowskiego (fig. 9), wytypowano 5 próbek z kontaktu termicznego diabazu ze skałami osadowymi do całkowitej analizy chemicznej (tab. 6). Chemicznie zanalizowano: łupki najbardziej zrogowcowane charakteryzujące się maksymalnym odprowadzeniem z nich jonów Na, Mg,

Ca, łupki „frontu magnezowego“, najbardziej przeobrażone, oraz — w celu porównania — diabaz kontaktowo zmieniony i niezmieniony. Analizą chemiczną nie objęto powłoki diabazu zeszlonego, z powodu trudności wy-

Tabela 6

**Wyniki analiz chemicznych diabazu i skał otaczających z uiercenia
w Widelkach**

Składniki	1		2		3		4		5	
	% wag.	s.m.	% wag.	s.m.	% wag.	s.m.	% wag.	s.m.	% wag.	s.m.
SiO ₂	57,90	964	67,23	1120	60,76	1012	41,26	685	43,21	728
TiO ₂	0,58	8	0,57	8	0,49	6	1,92	24	2,06	25
Al ₂ O ₃	17,50	172	14,29	140	13,26	129	17,34	170	20,41	200
Fe ₂ O ₃	1,82	11	3,72	23	4,40	28	5,13	32	7,74	48
FeO	5,46	76	3,00	42	5,30	74	5,18	72	4,86	68
MnO	0,03	1	0,05	2	0,09	3	0,38	5	0,56	8
MgO	2,94	73	1,62	40	5,33	132	4,17	103	3,84	95
CaO	0,95	17	0,88	16	1,60	29	8,65	154	6,44	115
Na ₂ O	0,50	8	0,92	15	0,34	5	5,37	87	1,84	30
K ₂ O	3,45	36	2,58	28	0,62	6	0,48	5	0,23	2
P ₂ O ₅	0,24	2	0,49	4	0,46	3	0,42	3	0,76	6
H ₂ O+	5,44	302	4,01	222	4,76	264	4,64	257	4,31	239
H ₂ O—	0,77		0,40		0,90		0,59		2,40	
CO ₂	0,24	5	0,00		0,49	11	4,07	85	0,06	1
S	4,11	128	0,78	24	1,18	37	0,53	13	0,24	7
BaO	0,00		0,00		śląd		0,00			
ZrO ₂	śląd		0,05	1	0,06	1	0,04	1		
F ₂	nie ozna- czono		nie ozna- czono		nie ozna- czono		0,63		0,50	26
Suma	101,93		100,59		100,04		100,80		99,96	
Poprawki	2,05 — 0 = S		0,39 — 0 = S		0,59 — 0 = S		0,26 — 0 = S		0,12 — 0 = S	
							0,26 — 0 = F ₂		0,20 — 0 = F ₂	
Suma	99,88		100,20		99,45		100,28		99,64	

1 — lupek pelitowy, głębokość 20,30 m

2 — argilit w pobliżu kontaktu z diabazem, głębokość 21,15 m

3 — lupek przeobrażony w bezpośrednim kontakcie z diabazem, głębokość 21,20 m

4 — diabaz spilitowy kontaktujący z diabazem, głębokość 21,30 m

5 — diabaz augitowy wykazujący wstępne stadium spilityzacji, głębokość 23,80 m.

s. m. = stosunki molekularne.

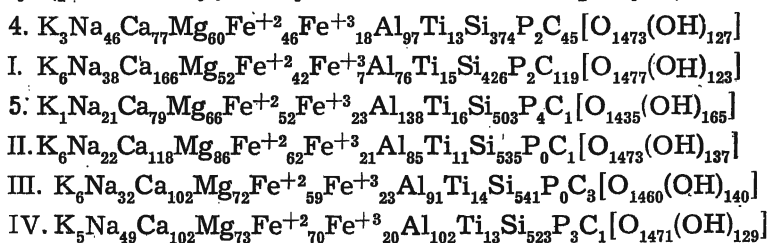
Analizy wykonał autor.

nikających z izolowania mikrolitów skalenia, a zwłaszcza produktów przeobrażeń. Badania spektralne wskazują na zbliżony skład powłoki zeszkłonej do diabazu niezmienionego. Rozbieżność widoczna jest jedynie w małej ilości Na w diabazie zeszkłonym, którą należy wiązać ze skaleniami.

Pod wpływem szybkiego chłodzenia, w bezpośrednim styku ze skałami osadowymi, zestalały się partie diabazu najbardziej zbliżone do pierwotnego składu magmy, z wyjątkiem powłoki diabazu zeszkłonego powstałej pod wpływem znacznego wzbogacenia w parę wodną. Pierwotnemu składowi magmy najbardziej odpowiada diabaz kontaktowy o strukturze drzewiastej. Wskazują na to analizy chemiczne (tabl. 6) kontaktowych odmian

diabazu w porównaniu z typami diabazu stanowiącymi efekt późniejszych stadiów krystalizacji magmy.

Porównanie wzorów wyprowadzonych według T. Bartha dla skał z Widełek (wzór 4 i 5) i Barda, wzory: I, II, III, IV, str.), zaczerpniętych z pracy autora, wyraźnie wskazuje na zróżnicowanie magmy w profilu intruzji (potwierdzają to wyniki badań mikroskopowych).



Zasadowość magmy macierzystej przejawia się obniżeniem sumy metali i metaloidów przypadających na 1600 atomów tlenu. Suma ta w wypadku diabazu kontaktowego o strukturze drzewiastej z Widełek jest najniższa (781), diabazu augitowego zaś z Barda najwyższa (961). Zasadowość kontaktowej odmiany diabazu z Widełek wyrażona jest ponadto w tworzeniu cząstki nefelinowej w składzie normatywnym (tabl. 7), podczas gdy w każdym z pozostałych przypadków, z wyjątkiem diabazu augitowego z Barda (wzór IV), obserwuje się całkowite nasycenie krzemionką.

Odmienne zachowanie się diabazu augitowego z Barda przejawia się w utworzeniu cząsteczki oliwinowej (W. Ryka, 1957c). Jest ono wynikiem odmiennych warunków końcowego zestalania się magmy wzbogaconej w gazy, a więc wpływu autopneumatolizy. Zjawisku temu towarzyszyły późnomagmowe iniekcje.

Nasycenie krzemionką w diabazie z Barda wynosi 8,2÷2,1%Q. W diabazie kontaktowym natomiast (tabl. 7, analiza nr 2) sięga do 20,7% wolnego kwarcu. Ubogie formy przeobrażeń wcześniej powstałej strefy diabazu kontaktowego związane są z anomalią spowodowaną sylikacją.

Analiza nr 2 z tab. 6 jest zbliżona składem chemicznym do diabazu spilitowego z Barda, a analiza nr 1 odpowiada diabazowi augitowemu. Zasadnicze różnice chemizmu magmy z Barda i Widełek polegają na utworzeniu w Widełkach, w styku z łupkami, strefy diabazu kontaktowego o strukturze drzewiastej, mającego cechy macierzystego składu magmy, podczas gdy magma z Barda nie ma podobnej strefy diabazu. Występuje tam natomiast diabaz spilitowy o strukturze porfirowej, co odpowiada bardziej wewnętrznym częściom dajki z Widełek.

ZAGADNIENIE RUCHLIWOŚCI SKŁADNIKÓW CHEMICZNYCH W CZASIE PRZEOBRAŻEŃ PIROGENICZNYCH

Rozważania nad ruchliwością składników chemicznych w łupkach na kontakcie z magmą oparto na zawartości glinki, czyli składnika, którego ilość, zdaniem V.M. Goldschmidta, jest niezmienna w procesach metamorfizmu regionalnego. W ten sposób, wzorując się na przeliczeniach F. Beckego (1925), można porównać ilości składników w poszczególnych strefach przeobrażeń z ilością niezmiennionej (pierwotnej) glinki (tab. 8).

Na przeliczeniach F. Beckego opierał się J. Broder (1931), a następnie A. Gawęł (1953) w interpretacji przeobrażeń ilów w jaspisy na kontakcie diabazu z Niedźwiedziej Góry. Metodę F. Beckego przyjęto wówczas zakładając, że „w przypadku przeobrażeń pirogeniczných przesłanka o małej ruchliwości glinki może być słuszna jedynie przy nieznacznych zmianach zachodzących w skałach w warunkach niezbyt wysokich temperatur i krótkotrwałości procesów „przeobrażeń“. Procesy pirogeniczne wywołujące przeobrażenia łupków w Widelkach nie wykraczają poza ramy tych zastrzeżeń i dlatego też można tu zastosować metodę F. Beckego.

Udział składników w procesie metamorfizmu kontaktowego polega na sumarycznym wzroście w łupkach aktywnych elementów najbardziej zaangażowanych w przeobrażeniach. Przyptyw składników ruchliwych sięga w bezpośrednim kontakcie prawie połowy ogólnej sumy tlenków łupku niezmienionego. Wzrost ilości składników w strefach łupków przeobrażonych wyrażony jest funkcją ruchliwości jonów (promieni jonowych i ich drogi). Najbardziej ruchliwymi składnikami w strefie przeobrażeń są: SiO_2 , FeO , CaO i K_2O (częściowo odprowadzany z tej strefy). Mniejszy stopień ruchliwości wykazuje MgO , skupiający się zasadniczo w strefie najsilniejszych przeobrażeń, w bezpośrednim styku łupków z magmą diabazową. Najmniejszą ruchliwość ujawnia Na_2O i TiO_2 , nie wliczając tu obojętnego Al_2O_3 .

Dopływ składników odbywał się w stanie stałym drogą dyfuzji, dzięki różnicy prężności pary w odmiennych środowiskach. Stopień ruchliwości poszczególnych składników w strefie przeobrażeń jest potwierdzony ich ilością, przy czym ruchliwość ta uzależniona jest wielkością promieni jonowych. Najbardziej ruchliwe byłyby jony Si^{IV} (0,39 Å), Fe^{III} (0,67 Å) oraz jon Fe^{II} podstawiony diadochicznie przez jon Mg (0,78 Å) — mniej ruchliwy i wykazujący większy promień jonowy. Mała ruchliwość jonów Na (0,98 Å) i Ca (1,06 Å), którego ilość nieznacznie wzrosła w związku z wtórnymi przeobrażeniami, jest spowodowana zatem tymi samymi przyczynami, co zmniejszenie ruchliwości jonu K , mianowicie największym promieniem jonowym (1,33 Å).

Uzasadnienie odpływu potasu ze strefy zmetamorfizowanej napotyka na dodatkowe trudności. W łupkach niezmienionych, występują znaczne ilości tego składnika, a nagromadzenie jego nie jest typowe dla tego typu mineralnego skały. Wszystko wskazuje natomiast na to, że koncentracja tego składnika nie nastąpiła w wyniku metamorfizmu kontaktowego, gdyż jony K dyfundowały na małe odległości od diabazu, w związku z funkcyjną zależnością ich przebytej drogi od wielkości ich promienia jonowego. Montmorylonitowo-illitowy typ łupków niezmienionych (0,50÷0,00% K_2O w montmorylonicie) wraz z domieszkami biotyту, muskowitu i glaukonitu wykazuje więc anormalną ilość (3,45% wag. K_2O). Montmorylonitowy typ skały wieku paleozoicznego jest rzadkością, gdyż w większości przypadków skała ta ulega procesowi starzenia się w związku z utratą wody międzypłaszczyznowej, pochłanianiem jonów potasu i magnezu, wchodzących na miejsce tej wody oraz przekształcaniem montmorylonitu w illit. Możliwe jest zatem, że nastąpiła zamiana montmorylonitu w illit, przy jednoczesnym wzbogaceniu skały w K i Mg oraz dehydratacji, a następnie — w procesach hipergenezy — zwiętrzeniu illitu na montmorylonit ulegający

częściowej dehydratacji, przy jednoczesnym zachowaniu pochłoniętych poprzednio jonów (R. E. Grim, 1953). Przypuszczenia te nie wyjaśniają jednak przyczyn zachowania się strefy zmetamorfizowanej wzbogaconej

Tabela 7

**Skład normatywny diabazu z Widełek
obliczony według C.I.P.W.**

Składniki	4	5
Q	—	20,07
Or	2,90	1,18
Ab	41,64	17,64
An	12,81	24,70
Ne	0,87	—
C	2,45	6,17
En	—	13,97
Fa	1,60	—
Fo	11,14	—
Mt	4,66	6,76
Hm	—	0,15
Il	3,50	3,77
Ap	0,95	1,91
Z	0,14	—
Fr	3,50	2,65
Cc	12,37	0,15
Pr	1,45	0,88

Analiza nr 4 = diabaz spilitowy z głębokości 21,20 m
Analiza nr 5 = diabaz augitowy z głębokości 23,80 m

Tabela 8

**Tabela procentów molekularnych skał strefy przeobrażonej wyliczonych
metodą F. Beckego ***

Numery analiz	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Suma
1	73,65	0,61	13,14	2,74	5,58	0,92	0,61	2,75	100,00
2	104,69	0,74	13,14	7,21	3,74	1,50	1,40	2,62	135,04
3	102,73	0,60	13,14	11,26	13,39	1,82	0,50	0,57	144,01
2	+31,04	+0,13	—	+4,47	-1,84	+0,58	+0,79	-0,13	+35,04
3	+29,08	-0,01	—	+8,52	+7,81	+0,90	-0,11	-2,18	+44,01

* Składniki skał stref przeobrażonych zostały proporcjonalnie przeliczone na podstawie stałej ilości (13, 14%) glinki w łupku niezmiennym (F. Becke, 1925; A. Gawel 1953).

Analiza nr 1 — łupki niezmiennione; nr 2 — łupki częściowo przeobrażone; nr 3 — łupki w bezpośrednim kontakcie z diabazem.

w illit. Prawdopodobnie strefa ta, dzięki zrogowcowaniu, była szczególnie odporna na procesy wietrzenia. Obserwacje mikroskopowe wskazują ponadto na szereg przesłanek świadczących o niezakończonym procesie prze-

obrażeń montmorylonitowych w illit w momencie częściowej dehydratacji i sorpcji jonów K i Mg. Odplyw potasu ze strefy zmetamorfizowanej, przy jednoczesnej ich koncentracji w łupkach niezmiennionych, może więc pozostawać w ścisłym związku. Może być zatem spowodowany metasomatyczną wędrówką jonów ze strefy łupków zmetamorfizowanych i diabazu do łupków niezmiennionych oraz filtracyjną działalnością montmorylonitu, nie zaś zmianami pirogenicznymi.

Podobnie można wyjaśnić częściową migrację magnezu ze strefy illitowej do łupków niezmiennionych. W tym przypadku główną rolę ma „front magnezowy“ zlokalizowany w strefie łupków bezpośrednio stykających się z magmą, w której nastąpiła koncentracja magnezu w talku. Łupki illitowe mogły natomiast magnez częściowo utracić w analogiczny sposób jak potas. Obok magnezu, w strefie talkowej gromadzi się żelazo. Efekty koncentracji żelaza obserwuje się w postaci pigmentu tlenków żelaza rozsianego w strefie przeobrażeń. Mniejsze ilości tego pigmentu obserwuje się w strefie illitowej, na którą przypada nasilenie zrogowcowania.

PRZEOBRAŻENIA HYDROTHERMALNE

Najsilniej przeobrażonymi częściami dajki są partie przykontaktowe (z wyjątkiem kilkucentymetrowej strefy stykającej się bezpośrednio ze skałami osadowymi), zwłaszcza w jej stropie. Przeobrażenia w części środkowej są słabsze i nastąpiły pod wpływem procesów przeobrażeń późnomagmowych roztworów hydrotermalnych. Obserwacje mikroskopowe wskazują na pasowe ułożenie stref przeobrażeń w postaci nakładających się od kontaktów ku środkowi intruzji coraz to młodszych pasów przeobrażeń. Ponadto śledzenie kolejności procesów przeobrażeń umożliwia także żyłowy system utworów infiltracyjnych.

Sposób ułożenia pasów przeobrażeń oraz typy infiltracji i ich kolejność przypominają przeobrażenia magmowców mrzygłodzkich opisanych przez T. Wiesera (1957). Różnice polegają na przeciwnym kierunku wędrówki roztworów, które w Mrzygłodzie przebiegają od kontaktu spagowego (najsilniejsze przeobrażenia) do stropowego. Ponadto inny jest układ mineralnej infiltracji i stąd konsekwentnie wynikają różnice w charakterze wyjściowym roztworów.

Przeobrażeniami hydrotermalnymi objęte są również otaczające skały osadowe. We wczesnych stadiach przeobrażeń skały te ulegają zmianom w bezpośrednim kontakcie, a następnie, podobnie jak diabaz, zostają przecięte infiltracjami żyłowymi, które ciągną się nieraz od diabazu na znaczne odległości. Ucieczka tych roztworów, począwszy od pirytyzacji, odbywa się pod wpływem późnych ruchów synintruzywnych, umożliwiających ją nowo utworzonymi szczelinami, lub też pod wpływem lokalnych izostatycznych ruchów kompresyjnych.

Lokalne ruchy izostatyczne byłyby zatem wynikiem kompresji otaczających intruzję skał osadowych po wdarciu się magmy. Nie jest wykluczone, że oba czynniki współdziałają ze sobą w wyciskaniu roztworów i doprowadzają do ich dalekiej migracji, może nawet poza obręb niecki bardziańskiej obrzeżającej Widelki. Sprawę otwartą stanowi tu zagadnienie możliwości powstania z tych roztworów galeny, sfalerytu, barytu i innych (J. Czarnocki, 1939).

Krystalizacja stopu kończy się z chwilą utworzenia palagonitu, kwarcu i szkliwa (fig. 10). Zakończenie „wypadania“ palagonitu, stanowiącego efekt zestalania się zasadowego derywatywu, jest jednocześnie początkiem działania gorących roztworów bogatych w sole sodowe. Roztwory te stanowią podstawę przeobrażeń stadium wstępnego (albityzacji). Wynikiem kontaktowych przeobrażeń odmian diabazu jest powstanie albitu i spilitowego typu skały lub diabazu spilitowego. Wczesne roztwory zmieniają

stykające się z diabazem bardzo zmiękczone osadowe na adinole (W. Ryka, 1957b).

T. Kato (1931) pierwszy wskazuje na związek albityzacji z procesami propilityzacji, przy czym albityzacja odpowiada jej stadium wczesnemu.

Procesy propilityzacji zachodzą bez doprowadzenia odpowiednich substancji z zewnątrz, nie licząc H_2O , CO_2 , H_2S , ewentualnie metali ciężkich (I. H. Nakowik, 1954), które zasadniczo nie wiążą się genetycznie z procesami propilityzacji. Jony sodowe, potrzebne w procesie albityzacji pochodzą zatem z wewnętrznych części diabazu, ubożących o sód, którego miejsce zastępują jony potasu uwalniane w partiach albityzowanych. W ten sposób w skale zostaje zachowana równowaga polegająca na przeciwstawnym zachowaniu się jonów potasu i sodu.

Opisane zmiany przebiegają jednakże w diabazie na znacznie mniejszą skalę niż w skałach kwaśnych i obojętnych. W omawianym diabazie są one dobrze widoczne i przejawiają się zmniejsze-

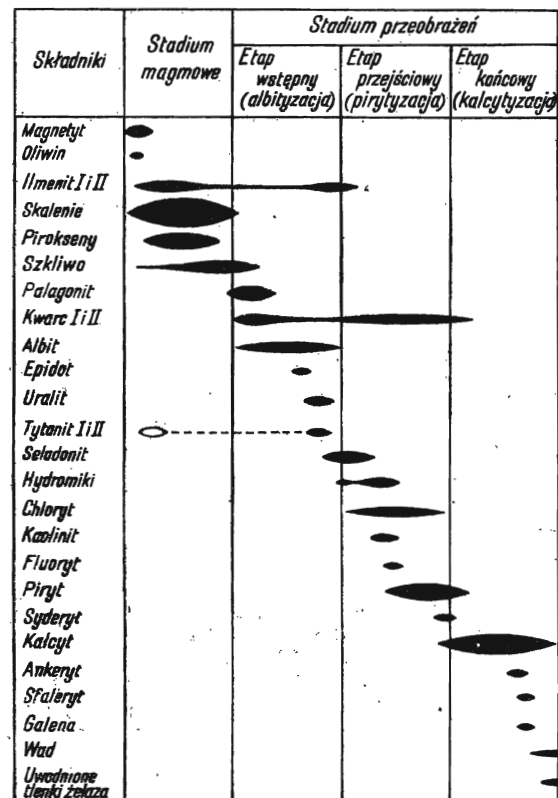


Fig. 10. Wykres zasięgu powstawania poszczególnych składników diabazu w zależności od okresu powstania i typu przeobrażeń

Diagram of range of formation of individual diabase components, depending upon phase of formation and type of alternations

niem ilości jonów potasu w stosunku do ilości jonów sodu (str. 184). Zmiany te polegają na wzroście N_1Na_{21} (wzór 5) diabazu o cechach propilitu do K_6Na_{22} (wzór II) diabazu stosunkowo najmniej przeobrażonego.

Zmianom tym towarzyszą zjawiska hydratacji polegające na epidoty-zacji skalenia i uralityzacji piroksenu. Skutkiem tego powstaje diabaz uralitowy występujący w pasach położonych bliżej środka dajki diabazu

niż spility. Charakter roztworów w czasie stadium albityzacji nie ulega zasadniczo zmianie, gdyż możliwe zakwaszanie roztworu w trakcie tego procesu, związane ze stałą utratą jonów sodowych, jest równoważone częściowo ilością jonów sodowych uwalnianych z labradoru w czasie epidotyzacji. Na okres wczesnego stadium przeobrażeń przypada również powstanie tytanitu z minerałów nieprzejrzystych.

Następne stadium — środkowe — najbardziej odpowiadające propilityzacji mieszanej wg M. Lazarevica (1913), wyrażone jest działaniem roztworów późnomagmowych.

M. Lazarevic zalicza do propilitów skały, w których minerały ciemne uległy przeobrażeniu w zeolit, tytanit oraz kalcyt lub piryt. W mniejszym stopniu przeobrażeniom uległy skalenie (w kaolinit, serycyt). Według M. Lazarevica tło skalne jest wówczas jednocześnie wypierane przez kwarc i piryt. Pod wpływem tych przeobrażeń skała zmienia barwę z czarnej lub szarej na zieloną. Podobną zmianę barwy zaobserwował w andezytach Jarmuty St. Małkowski (1919) podkreślając następnie w 1921 r., że zostały one wywołane przeobrażeniami pod wpływem propilityzacji, która doprowadziła do powstania biotyту, chlorytu, epidotu oraz kalcytu lub pirytu. Autor zwraca również uwagę na przeobrażenia szkliwa w drobnoziarnistą masę kwarcową. J. Wojciechowski (1955) kontynuuje niejako pracę St. Małkowskiego, jednak zwraca większą uwagę na chemizm skał w czasie przeobrażeń, polegający na pojawieniu się w skałe zmienionej nowych składników, jak CO_2 , S, wzroście ilości FeO (propilityzacja pirytowa) kosztem Fe_2O_3 , przybytku K_2O i ubytku Na_2O . Ponadto w pracy tej zwraca uwagę na pewne mniej typowe zmiany w składzie chemicznym niektórych propilitów, jak na przykład spadek ilości TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 w zmienionych skałach Hauraki (Nowa Zelandia) i wzrost MgO w Jarmucie.

Diabaz z Widełek, najbardziej spropropilityzowany (proces przebiegał na małą stosunkowo skałę i ograniczał się do wąskich stref przy diabazie spilitowym), przedstawia w badaniach mikroskopowych skałę złożoną przede wszystkim ze skaolinizowanych skaleni, ponadto z tytanitu, amfibolu, pirkosenu, pirytu i uwodnionych tlenków żelaza. Ciasto skalne uległo całkowitemu przeobrażeniu w chloryt i kwarc oraz częściowo występujący po chlorycie kalcyt (tabl. II, fig. 14). W peryferycznych strefach diabazu spropropilityzowanego skalenie biorą udział w budowie na równi z pirokksenami, które ulegają hydratacji. Jednocześnie maleje ilość kalcytu na korzyść pirytu.

Obecność pirytu w skałach propilitowych jest zdaniem R. Coasta (1940) nietypowa, gdyż związany jest on raczej z epitermalnymi złożami. Autor ten proponuje również wprowadzenie dla propilitów z pirytem terminu „epipropilitów“. M. Lazarevic natomiast łączy pirytyzację z propilityzacją w stadium propilityzacji pirytowej.

Roztwory w początkowym okresie działania wywołują chlorytyzację obejmującą cały profil dajki, ze szczególnym natężeniem zjawisk w wewnętrznych partiach diabazu. W tym samym okresie skalenie ulegają serycytyzacji, a palagonit przeobraża się w seladonit. Jednocześnie ilmenit w partiach przykontaktowego diabazu ulega przeobrażeniu w tytanit. Na okres późniejszy przypada kaolinizacja skaleni. Proces serycytyzacji obejmuje zarówno obwódki skaleni w wewnętrznych częściach intruzji, jak też zalbityzowane w początkowym stadium skalenie diabazu spilitowego.

Postępujący w ślad za serycytyzacją proces kaolinizacji jest wynikiem konsekwentnego wiązania uruchomionych poprzednio jonów potasowych.

Stadium środkowe przeobrażeń kończy się powstaniem utworów pirytowych i kwarcowych w wyniku zakwaszania roztworu. Produkty środkowego stadium infiltracji obserwuje się w postaci żył w obrębie dajki diabazu i poza nią, przy czym punktem zwrotnym w migracji tych roztworów mogły być wspomniane zjawiska tektoniczne.

Pomiędzy stadium środkowym i końcowym nastąpiła krystalizacja fluorytu występującego w paragenezie z kwarcem i kalcytem. Obserwowane typy paragenezy świadczą, iż inhalacja roztworów dwutlenkiem węgla odbywała się stopniowo, począwszy od ożywienia procesów pirytyzacji. Wynikiem wzbogacenia resztkowych roztworów w wapń i żelazo jest początkowo krystalizacja syderytu, dalej żyłowego kalcytu i w końcu izomorficznej mieszanki obu (ankerytu) bardzo znacznie wzbogaconej w mangan i zajmującej środkowe partie infiltracji.

Śledzenie utworów kalcytowych pozwoliło na stwierdzenie nieraz dalekiej ich migracji z diabazu do skał otaczających, gdzie stanowią one główny wynik działalności hydrotermalnej. Efekty tych procesów również chętnie koncentrują się w bezpośrednim kontakcie skał osadowych z diabazem, zwłaszcza spągowym, wypierając chloryt i gromadząc się we wszelkiego rodzaju wolnych przestrzeniach.

Zaobserwowany poprzednio w Bardzie proces powtórnego nakładania się niektórych utworów na brzegach szczelin infiltracyjnych lub próżni, np. kwarc-chloryt-kwarc, znajduje odpowiednik w Widełkach. Ponadto zostały tu dostrzeżone dwie generacje infiltracji węglanowych: starsza, kalcytowo-ankerytowa, i młodsza — kalcytowa, dla której typowe jest nakładanie się pasów kalcytu, pirytu i ponownie kalcytu. Utwory infiltracji starszych są trudne do śledzenia, jeśli chodzi o nakładanie się w nich pasów przeobrażeń, ze względu na drobne formy występowania oraz młodsze procesy utrudniające odczytanie właściwego toku przeobrażeń. Ustalenie charakteru nakładania się pasów kwarcowych na chlorycie jest zagadnieniem otwartym. Pasy te mogą być wynikiem sukcesji przeobrażeń (sylikacja, stadium propilityzacji) lub stanowić wznowienie procesu, co niewątpliwie obserwuje się w Bardzie. Sukcesja natomiast infiltracji węglanowych wskazuje, że po zasadniczym zakończeniu krystalizacji (ankeryt) nastąpiło ponownie ożywienie procesu kalcytyzacji do pirytyzacji, po czym krystalizacja przebiegała do końca normalnie.

Reaktywizacja roztworów przed końcowym etapem krystalizacji nastąpiła prawdopodobnie pod wpływem doprowadzenia do diabazu nowych iniekcji. Zjawisku temu towarzyszyło nie tylko zatrzymanie przebiegu określonego etapu infiltracji, lecz także doprowadzone bodźce termiczne były tak wysokie, a iniekcje na tyle bogate w mineralizatory, że nastąpiło ogólne cofnięcie w sukcesji krystalizacji roztworów do stadium pirytyzacji. Zmiany te więc podporządkowane być mogły ostatnim oddźwiękom pulsacji magmy.

ZAKOŃCZENIE

Porównanie składu chemicznego diabazu z Widełek i Barda wskazuje na podobny chemizm magmy i zbliżony sposób jej krystalizacji. Różnice w składach chemicznych poszczególnych typów mineralnych diabazu wy-

wołane zostały odmiennymi warunkami zestalania, gdyż zespół mineralny skały jest funkcją składu chemicznego magmy i warunków jej zastygania. Diabaz Wideltek, wykształcony w partii kontaktowej w odmianie struktury drzewiastej i dalej hialoofitowej, wskazuje na szybkie chłodzenie magmy odbywające się prawdopodobnie na bardzo niewielkich głębokościach. Struktura natomiast porfirowa diabazu z Barda i dalej intersertalna świadczy o głębszym charakterze intruzji. Fakt ten potwierdzają również znacznie większe rozmiary ziarn w strukturze intersertalnej diabazu z Barda niż w Widelkach. Ponadto diabaz w Bardzie zawiera w środkowych partiach intruzji większe ilości palagonitu, podczas gdy szkliwo gromadzi się prawie wyłącznie w partiach kontaktowych. W związku z szybkim chłodzeniem magmy Wideltek do rozdzielenia tego nie dochodzi, a efekty szybkiego zestalania obserwuje się w paragenzie szkliwa i palagonitu. Wykonane analizy chemiczne stwierdzają zasadowy charakter cieczy palagonitowej, przejawiający się w desylikacji diabazu augitowego. Powstanie cieczy palagonitowej nastąpiło w ostatnim stadium krystalizacji magmy, w warunkach autopneumatolizy. Resztki pomagmowe, wzbogacone w składniki lotne, mogły oddziaływać na minerały już wcześniej zestalone, resorbować je i tym sposobem neutralizować się lub nawet ługować. „Wypadanie“ palagonitu ustaje po zakończeniu ożywienia procesu autopneumatolizy, podczas gdy zestalanie się szkliwa odbywa się ciągle w związku z sukcesywną hybrydyzacją magmy i znajduje ostateczny wyraz w krystalizacji kwarcu (sylikifikacja).

Początkowo neutralne roztwory ulegają w toku krystalizacji na przemian zakwaszaniu i neutralizacji w zależności od typu uwalnianych jonów i charakteru późnomagmowych iniekcji, a zwłaszcza towarzyszących im roztworów oraz działalności przeobrażeń mofetowych w ostatnim etapie.

Zmienność składu, a zwłaszcza struktury, diabazu w kontaktach ze skałami osadowymi świadczy o odmiennych warunkach krystalizacji spowodowanych różnicą miąższości skał pomiędzy miejscami wdarcia się intruzji a stropem warstw nadległych. Im mniejszy był nadkład, tym szybsze było chłodzenie diabazu. Zestawienie dotychczas znanych punktów występowania diabazu na obszarze niecki bardziańskiej wskazuje, że diabaz z Wideltek intrudował najpłycej, diabaz Barda natomiast — najgłębiej. Z opisów petrograficznych I. Kardymowicz (1957b) wnioskować można, że diabaz z Zalesia zajmuje położenie pośrednie. Jeżeli diabaz we wszystkich wspomnianych odsłonięciach występuje w jednakowym poziomie stratygraficznym, to przyczyny zmiany struktur należy szukać głównie w zmiennej grubości utworu intruzyjnego oraz w zmiennej miąższości nadkładu. W tym ostatnim wypadku różnice te wywołane być mogły różną szybkością osadzania się materiału, denudacją lub czynnikami tektonicznymi.

Porównanie diabazu Wideltek ze skałami o podobnym chemizmie pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Diabaz Wideltek, mimo genetycznego związku z intruzją niecki bardziańskiej, stanowi nieco odmienny typ przeobrażeń pirogeniczych, a zwłaszcza hydrotermalnych.

2. Związek intruzji diabazu niecki bardziańskiej z diabazami okolicy Św. Katarzyny, na podstawie pracy I. Kardymowicz (1957a) wydaje się być niewątpliwy.

3. Dotychczasowe trudności w korelacji z magmowcami Mrzygłodu (T. Wieser, 1957) spowodowane znaczną zmiennością chemiczną śląskich diabazów i albitofirów, wywołaną wtórnymi procesami przeobrażeń, są obecnie ułatwione dzięki przeobrażeniom podobnym do diabazu z Widełek.

4. Okres powstania diabazu niecki bardziańskiej odpowiada zatem wiekowi diabazów regionu łysogórskiego (różnica polega jedynie na formie występowania intruzji), przy czym dokładne ustalenie okresu intrudowania uzależnione jest od postępu prac geologicznych w tym terenie.

Formy przeobrażeń, podobne do obserwowanych w Mrzygłodzi, przemawiać mogą za jednakowym wiekiem intruzji, przypuszczalnie należącej do fazy sudeckiej. Wynikiem działalności ekstruzywnej tego okresu byłyby w Górach Świętokrzyskich poziomy tufitów w Zarebach pod Łagowem. W tym czasie bowiem w karbonie (faza sudecka), a także w permie (faza saalska) następuje ogólne ożywienie procesów wulkanicznych na ziemiach polskich przejawiające się utworzeniem magmowców sudeckich, śląskokrakowskich oraz tufogenicznych osadów nadbużańskich.

5. Powstanie dajki diabazowej, jako małej intruzji, jest nieco późniejsze od głównego etapu rozwoju batolitu i przypada na okres stabilizacji ruchów orogenicznych.

6. Brak danych o macierzystej magmie batolitowej diabazu uniemożliwia rozstrzygnięcie zagadnienia przynależności diabazu do utworów synintruzywnych (jako produktów nie zastygłego jeszcze batolitu) lub postintruzywnych (jako dyferencjatów).

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.

Wygłoszono dnia 5 marca 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- АБДУЛЛАЕВ Х. М. (1957) — Дайки и орудение. Гос. Науч.-Техн. Изд. Лит. по Геол. и Охр. Недр. Москва.
- BECKE F. (1925) — Stoffwanderung bei der Metamorphose. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **36**, nr 1—2, p. 25—41, Wien (1923).
- BRODER J. (1931) — Diabase von Niedźwiedzia Góra bei Krzeszowice und die sie begleitenden Gebilde. *Bull. intern. Acad. Pol. Sc. et Lett.*, [A], nr 2, p. 546—569. Cracovie.
- COAST R. (1940) — Propylitization and related types of alteration on the Comstock Lode. *Econ. Geol.*, **35**, nr 1, p. 1—16. New Haven, Connecticut.
- CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, nr 28, p. 1—172. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1939) — Sprawozdanie z badań terenowych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Bull. Państw. Inst. Geol.*, **15**, p. 1—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. Biuletyn Państw. Inst. Geol., 31, p. 111—113. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1947b) — Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 17, p. 237—299. Kraków.
- CZARNOCKI J. (1950) — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol., 1. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1957a) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 18, nr 1. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1957b) — Tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 18, nr 8. Warszawa.
- EDWARDS A. B. (1933) — The formation of iddingsite. Amer. Min., 23, nr 4, p. 277—281.
- GAWĘŁ A. (1953) — Jaspisy z diabazu Niedźwiedziej Góry koło Krzeszowic. Acta geol. pol., 3, p. 1—32. Warszawa.
- GAWĘŁ A., KSIĄŻKIEWICZ M. (1936) — Porfiryty z Karpat zachodnich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 12, p. 569—611. Kraków.
- GREENWOOD H. J., MC TAGGART K. C. (1957) — Correlation of zones in plagioclase. Amer. J. Sc., 255, nr 9, p. 656—666. New Haven, Connecticut.
- GRIM R. E., ROWLAND R. A. (1942) — Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous materials. Amer. Min., 27, nr 11, p. 746—761; nr 12, p. 801—818.
- GRIM R. E. (1953) — Clay mineralogy. Mc Graw-Hill series in geology. New York-London-Toronto.
- HENDRICKS S. B., ROSS C. S. (1941) — Chemical composition and genesis of glauconite and seladonite. Amer. Min., 26, nr 12, p. 663—708.
- JAFFE F. C. (1955) — Les ophiolites et les roches connexes de la region du Col des Gets. Bull. suisse de Min. Petr., 35, nr 1. Zurich.
- KARDYMOWICZ I. (1957a) — Z petrografii diabazów Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 1, nr 1, p. 139—152. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1957b) — Enklawy w andezytach okolic Pienin. Biul. Inst. Geol., 117. Warszawa.
- KATO T. (1931) — Mineralization sequence in the formation of the Gold-Silver Veins of the Tai Mine. Jap. J. geol. geogr., 9, p. 7—86. Tokyo.
- KONTA J. (1957) — Jilové minerály Československa. Českoslov. Akad. Věd. Praha.
- LAZAREVIC M. (1913) — Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. Zs. prakt. Geol., 8, p. 345—361. Berlin.
- ЛЯХОВИЧ В. В. (1955) — О контактовых явлениях связанных с сибирскими траппами. Тр. Инст. Геол. Наук., Петрогр. Серия, Вып. 159, № 32. Москва.
- ЛЯХОВИЧ В. В. (1957) — К минералогии палагонитов. Минералогич. Сборн. № 11, Изд. Львовск. Унив., стр. 192—222. Львов.
- MAŁKOWSKI St. (1918) — Metamorfizm kontaktowy i żyła kruszcowa w Jarmucie pod Szczawnicą. Spraw. Pos. Tow. Nauk. Warsz., [III], nr 5, p. 681—698. Warszawa.

- MAŁKOWSKI St. (1921) — Andezyty okolic Pienin. Pr. Państw. Inst. Geol., nr 1, p. 1—58. Warszawa.
- MAŁKOWSKI St. (1954) — O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 4, nr 1, p. 1—52. Warszawa.
- МЕНЯЙЛОВ А. А. (1955) — О некоторых типах диатрем и трубок Сибирской Платформы. Тр. Инст. Геол. Наук, Петрогр. Серия. Вып. 159, № 32, стр. 13—13. Москва.
- MOROZEWICZ J. (1923) — O bardolicie, pirogenicznym minerale chlorytowym. Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, nr 3/4, p. 217—222. Warszawa.
- MOROZEWICZ J. (1925) — O diabazie gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 3, nr 1/2, p. 1—13. Warszawa.
- НАКОВИК И. Н. (1954) — Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всес. Мин. Общ., 83, № 2, стр. 89—94.
- PAWŁOWSKI St. (1947) — Anomalie magnetyczne w okolicy wsi św. Katarzyna. Psary. Biul. Państw. Inst. Geol., 35, p. 1—26. Warszawa.
- PAWŁOWSKI St. (1953) — Diabazy i lamprofiry Gór Świętokrzyskich. Maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- PRZYBORA E. (1957) — Rentgenostrukturalne metody identyfikacji minerałów i skał. Wyd. Geol. Warszawa.
- РУХИН Л. В. (1956) — О классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород. Вест. Ленингр. Унив., Сер. Геол., № 24, Вып. 4, стр. 57—80. Ленинград.
- RYKA W. (1957a) — O intruzji diabazowej w zachodniej części niecki bardziańskiej. Kwart. geol., 1, nr 1, p. 155—162. Warszawa.
- RYKA W. (1957b) — Kontakt adinolowy z Barda. Kwart. Geol., 1, nr 1, p. 163—169. Warszawa.
- RYKA W. (1957c) — Nowe spostrzeżenia dotyczące diabazu z Barda (Góry Świętokrzyskie). Kwart. geol., 1, nr 2, p. 329—349. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1937) — Radiolaryty dolno-gotlandzkie Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 9, nr 1, p. 69—85. Warszawa.
- VUAGNAT M. (1946) — Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du probleme des spilites et des pillow lavas. Schw. Min. Petr. Mitt., 26, nr 2, p. 116—228.
- TOKARSKI J. (1921) — O skale magmatycznej odkrytej w Górach Świętokrzyskich. Kosmos, 46, nr 4, p. 625—638. Lwów.
- TOKARSKI J. (1926) — Uwagi w sprawie skały magmatycznej odkrytej w górach Świętokrzyskich. Arch. Tow. Nauk. we Lwowie. [D], 4, nr 2, p. 11—20. Lwów.
- TOMCZYK H. (1956) — Wenlok i ludlow w synklinie kieleckiej Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 16. Warszawa.
- TOMKEIEFF S. J. (1926) — On some chloritic minerals associated with the basaltic carboniferous rocks of Derbyshire. Min. Mag., 21, nr 114, p. 73—82. London.
- WIESER T. (1957) — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. Kwart. geol., 1, nr 1, p. 118—122. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKI J. (1955) — O żyłach kruszcowych pod Szczawnicą. Biul. Inst. Geol., 101. Warszawa.

Wacław RYKA

TRANSFORMATIONS OF DIABASES AND SURROUNDING ROCKS AT WIDELKI (ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS)

Summary

In this paper the author describes the locations of diabase outcrops (Fig. 1) at Widelki and its vicinity (Święty Krzyż Mountains). Here appear sedimentary rocks of Upper Ludlovian age, represented by shaly beds in their lower parts, and by flysch beds in the upper part. At the boundary where the facies changes, a diabase rock appears. The bore-hole put down at Widelki encountered two diabase intercalations (thickness 4.50 m. and 21.70 m. respectively), separated by a shale layer (of 2.80 m. thickness), as a result of tectonic disturbances (Fig. 2).

The sedimentary rocks which surround the diabase intrusion are greywacke and shales. The greywacke consists of quartz (Table 2), feldspars, fragments of magmatic and sedimentary rocks, a cementing mass and, in minor quantities, glauconite, collophane, muscovite, biotite, calcite, pyrite and iron oxides. The siltstones and claystones are chiefly formed by quartz and muscovite and, secondarily, by feldspars, biotite, collophane and chlorite. The cementing material of these sediments is montmorillonite-illite.

In the central part of the intrusion the diabase discloses an intersertal texture and belongs to the augite type, whereas at the more peripheral zone the texture is hyalopilitic, and — farer yet — arborescent of an augite-less (spilitic) type.

The original constituents of the Widelki diabase have been chiefly feldspars, pyroxenes, palagonite, glass and, in minor quantities, magnetite, ilmenite, apatite and quartz. To the secondary components of the diabase are assigned albite, epidote, amphibole, celadonite, chlorite, hydromica (sericite, hydrobiotite), kaolin, titanite, leucoxene, calcite, pyrite, chalcedony and hydrated iron oxides. In his paper the author gives a detailed characteristic of the individual rock components.

Pyrogenic alternations are manifest in the shape of both endomorphic and exomorphic changes. Exomorphic changes appear in three zones of metamorphism: 1) the zone of immediate contact with the diabase — a porcelain jaspis (Fig. 27, 28; Plate X); 2) the zone of talc schists with titanium (Fig. 24; Plate VII); 3) the illite zone. Furthermore, at points of direct contact with the diabase, we also locally observe microbreccia sediments (Fig. 26; Plate XI).

Partially the diabase contacts these sediments directly, the microbreccia undergoes metamorphism; but where the contact is indirect, through a glassy coating, the breccia maintains its original features. The total thickness of the metamorphosed zone is small, reaching up to 20 cm.

The endomorphic changes consist of the formation, at its very contact with the quickly congealing magma, of a diabase of an arborescent texture (Fig. 16, Plate III), further on of a hyalopilitic and pilotaxitic texture. This is the result of the migration of the platy-shaped feldspars produced in the interior of the dyke and of their moving towards the peripheral zone of the dyke. At the final magmatic stage feldspar and augite are precipitated, and the glassy substance is replaced by palagonite. At the termination of this stage, the diabase is intruded by further injections of magma which produces an augite diabase of a microlite texture.

As a result of rapid cooling there settled, at the immediate contact with the sedimentary rocks, a type of diabase which nearest resembles the original magma composition, excepting the coating of vitreous diabase formed in special conditions

due to a marked enrichment of steam. Among those rocks which most nearly approach the original composition, belongs the contact diabase with its arborescent texture. This type is revealed by a chemical analysis (Table 6) of the contact varieties of the diabase, compared with those types of these rocks which constitute the result of later phases of magma crystallization. In this instance, the afflux of components went forth in a solid state by means of diffusion, caused by a different steam pressure in changed environments. The number of rock components appearing in the zone of metamorphism depends of their degree of mobility, being an exponent of the size of their ion radii.

Hydrothermal alterations are taking place during the superposition of successively younger zones of alteration, extending from the contact itself towards the core zone of the intrusion. The vein system of infiltrating deposits makes also possible the investigation of the sequence of the alteration zones.

Initially, the postmagmatic solutions are rich in sodium salts and cause symptoms of albitization, leading to the formation of spilite and adinoles. These alterations are accompanied by phenomena of hydration, appearing in the form of uralitization of the pyroxene and epidotization of the labradore. The following phase of alteration (Fig. 10) corresponds most nearly to mixed propylitization, according to M. Lazarevic's theory. This phase bears the character of basic solutions, revealed particularly by the crystallization of pyrite. Furthermore, here are successively found: sericite, celadonite, titanite, kaolinite and fluorite. These hydrothermal processes are terminated by the crystallization of siderite, calcite and ankerite.

In this conclusions the author emphasizes the shallow character of the intrusive deposits at Widełki, a character which in this respect differs from the remaining outcrops in the Bardo depression. A comparison of the diabase from Widełki shows its genetic connection with the remainder of diabases of the Bardo depression and moreover, with the diabases of the vicinity of Święta Katarzyna, and likewise with other rocks of this type which originated in the Sudeten and Saale phase, at the time of the general intensification of volcanic activities.

TABLICA I

Fig. 11. Diabaz augitowy o strukturze intersertalnej. W szlifie widoczne są białe kryształy listewkowego skalenia, który odznacza się lekkim zmatowieniem oraz delikatną budową szkieletową. Obok nich silnie spękane augity, igły minerałów rud i palagonit (słabo przeświecający). Nikole równoległe. Powiększenie 94 X

Augite diabase of intersertal texture. In thin section are visible white crystals of thin-ledged feldspar, recognizable by its slight cloudiness and its delicate frame. Together with them are markedly fractured augites, needles of mineral ores and of palagonite (feebly translucent). Parallel nicols. Enlarged X 94

Fig. 12. Diabaz augitowy o strukturze intersertalnej wykazującej zbliżenia do struktury "intersertal divergent". Oprócz skaleni, augitu, minerałów rud i palagonitu pojawia się szkliwo. Nikole równoległe. Powiększenie 94 X

Augite diabase of intersertal texture, showing similarity with intersertal divergent texture. Besides feldspars, augite, ore minerals and palagonite, there appears here glass. Parallel nicols. Enlarged X 94

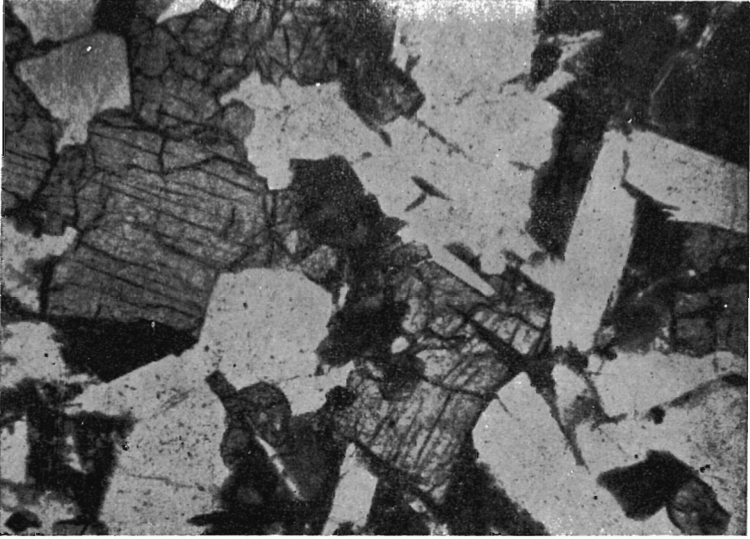


Fig. 11

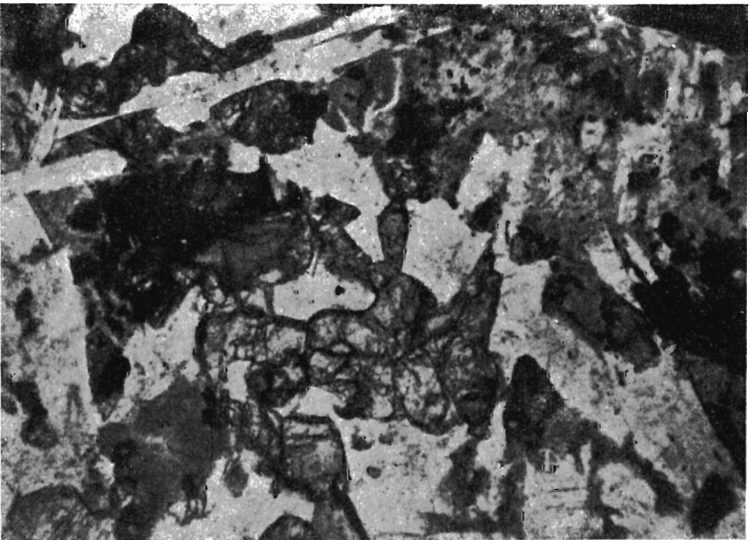


Fig. 12

TABLICA II

Fig. 13. Diabaz kontaktowy o strukturze hialoofitowej. Skała złożona jest ze skaleni, ilmenitu, chlorytu i szkliva. Nikole równoległe. Powiększenie 94 ×

Contact diabase of hyaloophitic texture. The rock consists of feldspars, ilmenite, chlorite and glass. Parallel nicols. Enlarged × 94

Fig. 14. Diabaz o cechach propylitu. Skała złożona z listewek skalenia (albit) tkwiącego w chlorytowej masie, której towarzyszy kalcyt, piryt i kwarc. Czarne punkty to tytanit powstający po ilmenicie. Nikole równoległe. Powiększenie 94 ×

Diabase with propylite features. The rock consists of thin feldspar ledges (albite) ambedded in the chlorite mass, accompanied by calcite, pyrite and quartz. The black dots are titanite formed after ilmenite. Parallel nicols. Enlarged × 94



Fig. 13

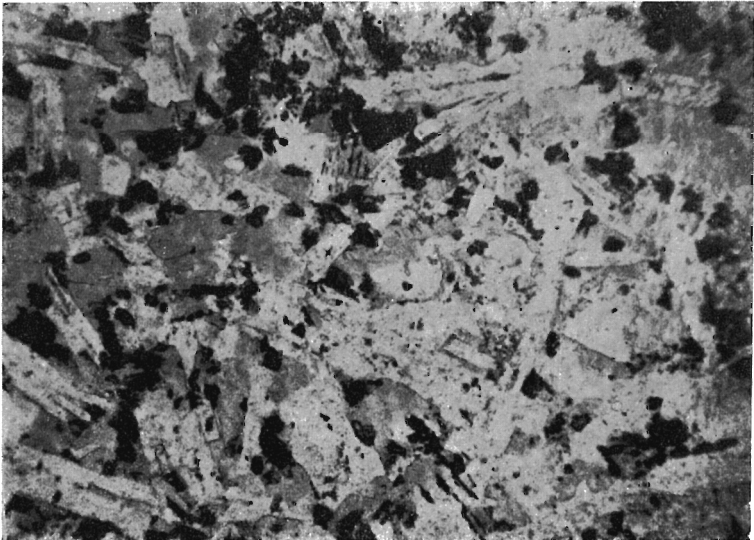


Fig. 14

TABLICA III

Fig. 15. Diabaz kontaktowy o strukturze hialoofitowej (lub „*coeur intersertal divergent*”) o typie przejściowym do „*arborescent*”. Skala złożona jest z wydłużonych listewek skaleni i punktów rudnych, tkwiących w masie szkliwa. Nikole równoległe. Powiększenie 94 ×

Contact diabase of hyaloophitic („*coeur intersertal divergent*”) texture of a type transitory to *arborescent*. The rock consists of elongated thin ledges of feldspars and ore fragments, embedded in the glass mass. Parallel nicols. Enlarged × 94

Fig. 16. Diabaz kontaktowy typu „*arborescent*” złożony z mikrolitów skalenia układającego się w struktury pierzaste. Nikole równoległe. Powiększenie 235 ×. Próbką pobrana z bezpośredniego styku diabazu z łupkami

Contact diabase of *arborescent* type, consisting of feldspar microlites arranged in thunderbolte textures. Parallel nicols. Enlarged × 235. The sample has been taken directly from the contact of the diabase with the shales

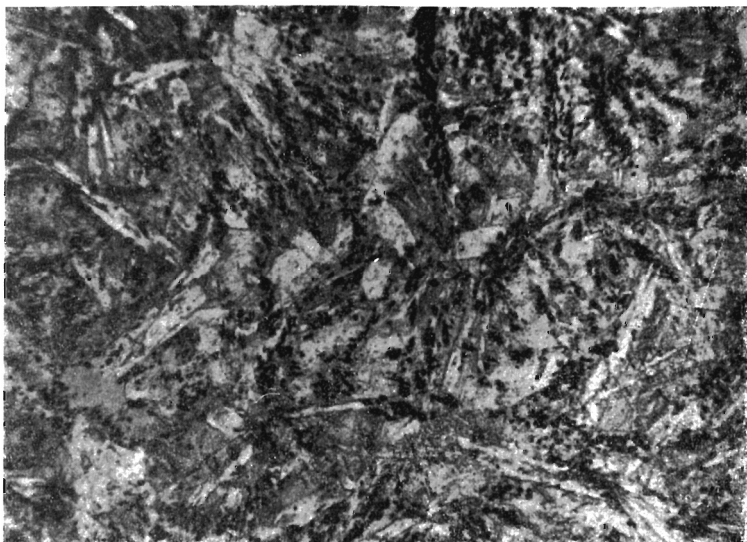


Fig. 15

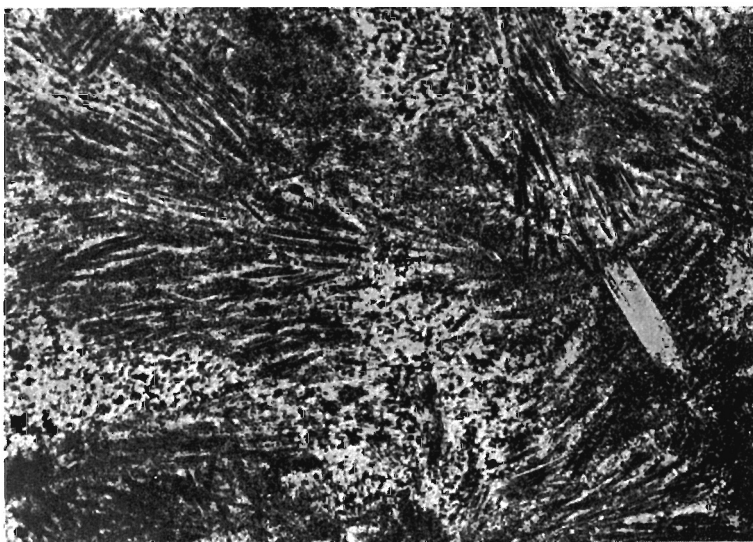


Fig. 16

TABLICA IV

Fig. 17. Iniekcja diabazu augitowego o strukturze mikrointersertalnej kontaktująca z diabazem augitowym o strukturze intersertalnej na granicy iniekcji strefy diabazu zeszlonego. Głębokość 39,00 m. Nikole nie zupełnie skrzyżowane. Powiększenie 10 ×

Injection of augite diabase of microintersertal texture, contacting an augite diabase of intersertal texture. On the margin of injection are zones of vitrified diabase. Depth 39,00 m. Nicols not entirely crossed. Enlarged × 10

Fig. 18. Ziarno epidotu w skaleniu. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 235 ×

Epidote grain in feldspar. Crossed nicols. Enlarged × 235



Fig. 17

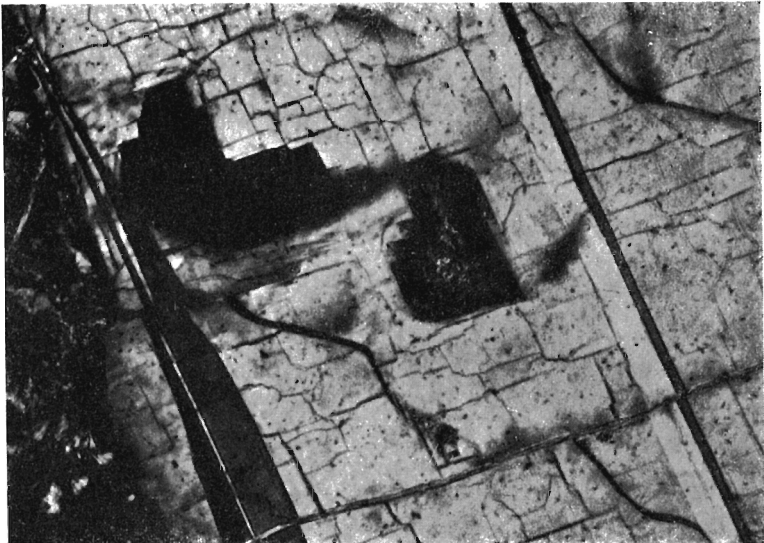


Fig. 18

TABLICA V

Fig. 19. Uralityzacja piroksenu. W wewnętrznej części ziarna widoczny jest niezmienny augit, na którym znajduje się ciemniejszy amfibol wykazujący na brzegach obwódki opacytowe. W lewej górnej części amfibol ulega dalszemu przeobrażeniu w hydromiki (hydrobiotyt?). Nikole równoległe. Powiększenie 235 ×

Uralitization of pyroxene. In interior of grain unaltered augite is visible, on which the darker amphibole may be observed, showing an opaque rim at its periphery. In upper left part, the amphibole is undergoing further alteration into hydromica (hydrobiotite?). Parallel nicols. Enlarged × 235

Fig. 20. Ziarna ilmenitu ulegającego leukoksenizacji. Ziarna te tkwią w palagonicie. Obok ilmenitu znajdują się tu igły apatytu. Światło odbite. Powiększenie 235 ×

Ilmenite grains undergoing leucoxenization. These grains are embedded in palagonite. Next to ilmenite are here apatite needles. Reflected light. Enlarged × 235

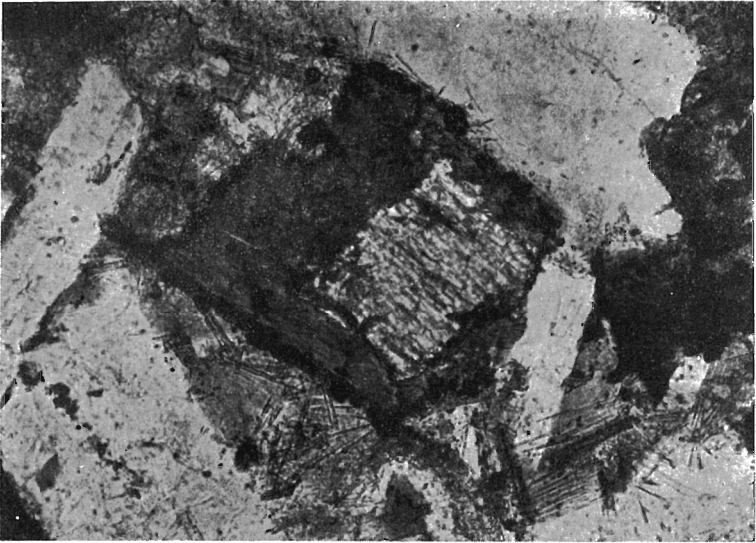


Fig. 19

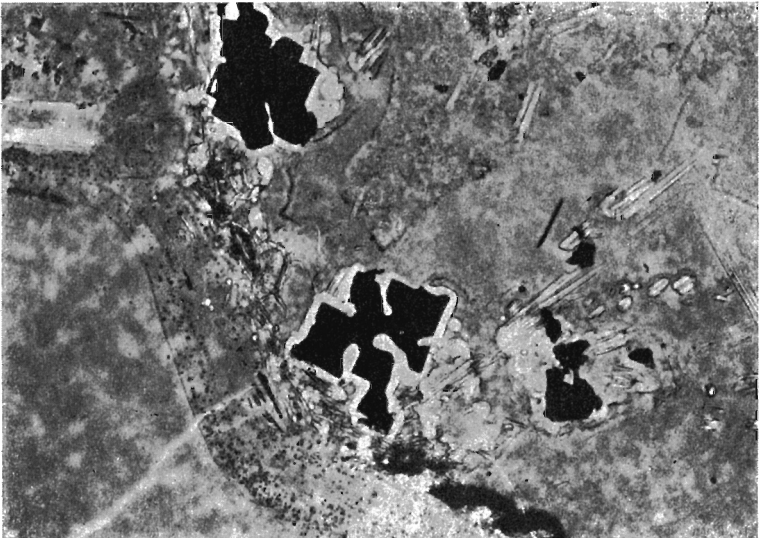


Fig. 20

TABLICA VI

Fig. 21. Pseudomorfoza chlorytowa po oliwinie. Głębokość 50,0 m. Nikole równoległe. Powiększenie 46 ×

Chlorite pseudomorphose after olivine. Depth 50,00 m. Parallel nicols. Enlarged × 46

Fig. 22. Szarogłaz. Skała złożona z ziarn kwarcu i skaleni sklejoną substancją ilastą i kalcytem. Ponadto występują dwa okruchy skał magmowych (trachitu i porfiru) oraz małe (silnie zbrzdżone) ziarna glaukonitu. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 240 ×

Greywacke. Rock consists of quartz and feldspar grains cemented by argillaceous mass and by calcite. Furthermore there appear two fragments of magmatic rocks (trachite and porphyry) and small, markedly striated, glauconite grains. Crossed nicols. Enlarged × 240

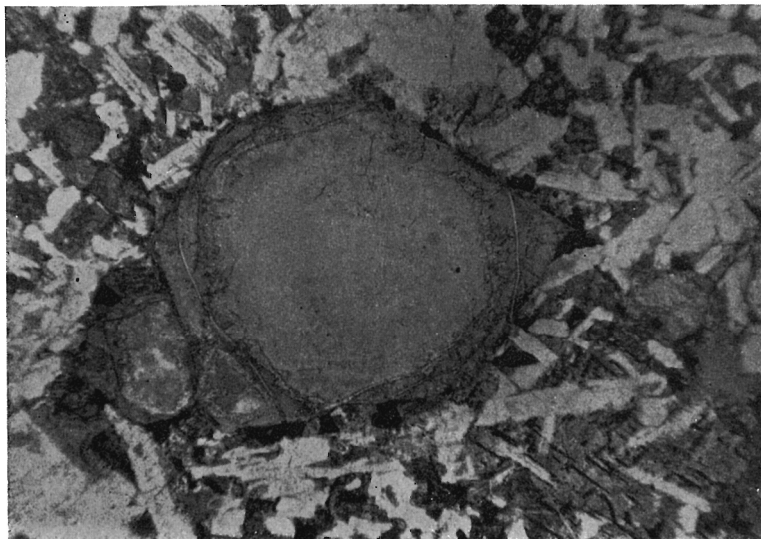


Fig. 21

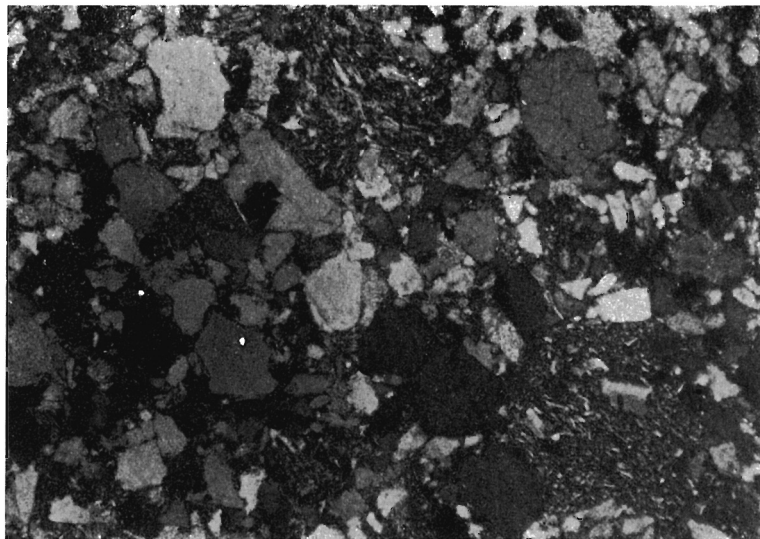


Fig. 22

Wacław Ryka — Przeobrażenia diabazu i skał otaczających w Widelkach

TABLICA VII

Fig. 23. Porwaki skały drobnoklastycznej w diabazie kontaktowym. Diabaz w styku z łupkami uległ odbarwieniu, natomiast w łupkach w bezpośrednim kontakcie z diabazem obserwuje się nagromadzenie pigmentu żelaza. Skała klastyczna uległa rekryształizacji polegającej na zmianie struktury na gruzelkowatą. Pomiedzy okruchami widać mały cień porwaka skały całkowicie przeobrażonej. Nikole równoległe. Powiększenie 46 ×

Xenoliths of fine-clastic rock in contact diabase. At contact with shales, the diabase underwent decolouration, whereas in the shales, at immediate contact with the diabase, we note an accumulation of iron pigment. The clastic rock was recrystallized changing its texture into a nodular one. Between the fragments is visible a slight trace of the completely altered xenolith. Parallel nicols. Enlarged × 46

Fig. 24. Bezpośredni kontakt diabazu z łupkami ilastymi. Ciemna część zdjęcia (u dołu) przedstawia diabaz kontaktowy o strukturze drzewiastej, w którym tkwią nieliczne żerdki skalenia i pigment minerałów rudnych, którymi również podkreślona jest linia kontaktowa. W przeobrażonych skałach osadowych (w górze — partia jaśniejsza zdjęcia) widoczne są ciemne smugi tytanitu, układającego się mniej więcej równoległe do przebiegu płaszczyzny kontaktowej. Nikole równoległe. Powiększenie 240 ×

Direct contact of the diabase with the argillaceous shales. The dark part of the photograph (at its bottom) shows the contact diabase of an arborescent texture, in which are embedded a few small ledges of feldspar and pigment of ore minerals, which latter also emphasize the line of contact. In the altered sedimentary rocks (at the top — lighter part of photograph) are visible dark streaks of titanite which is arranged approximately parallel with the trend of the contact plane. Parallel nicols. Enlarged × 240

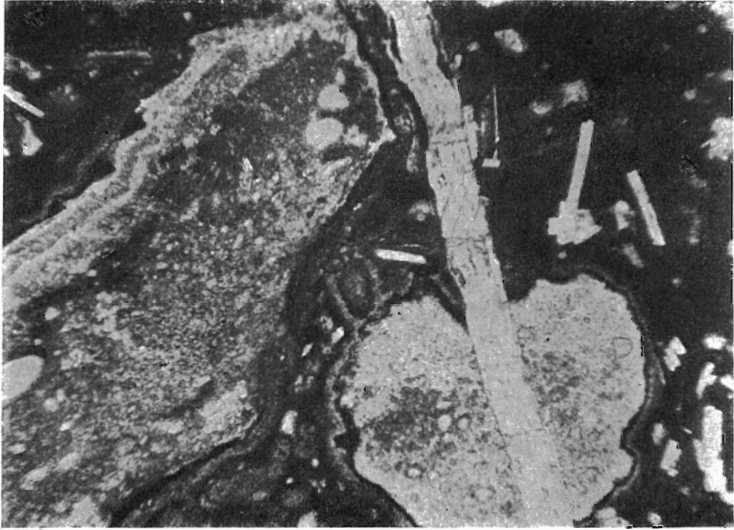


Fig. 23

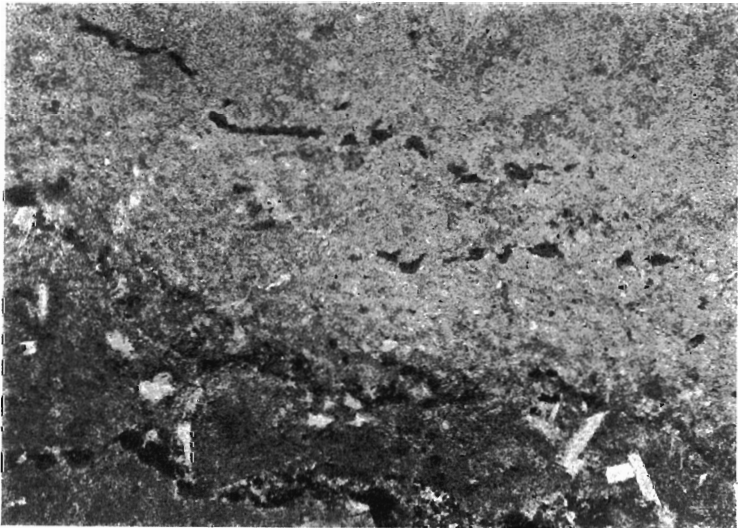


Fig. 24

TABLICA VIII

Fig. 25. Kontakt skał osadowych z diabazem o strukturze drzewiastej. Skały osadowe uległy przeobrażeniu. Utraciły one zupełnie pierwotną strukturę. O stopniu zmetamorfizowania świadczyć mogą cienie okruchów mikrobrekcji. W płaszczyźnie kontaktowej obserwuje się podobne przeobrażenia jak przy porwakach. Nikole równoległe. Powiększenie 18 ×

Contact of sedimentary rocks with diabase showing an arborescent texture. The sedimentary rocks is altered completely and lost their original texture. The degree of metamorphism is shown by the traces of microbreccia fragments. In the contact plane there may be observed similar alterations as on the xenoliths. Parallel nicols. Enlarged × 18

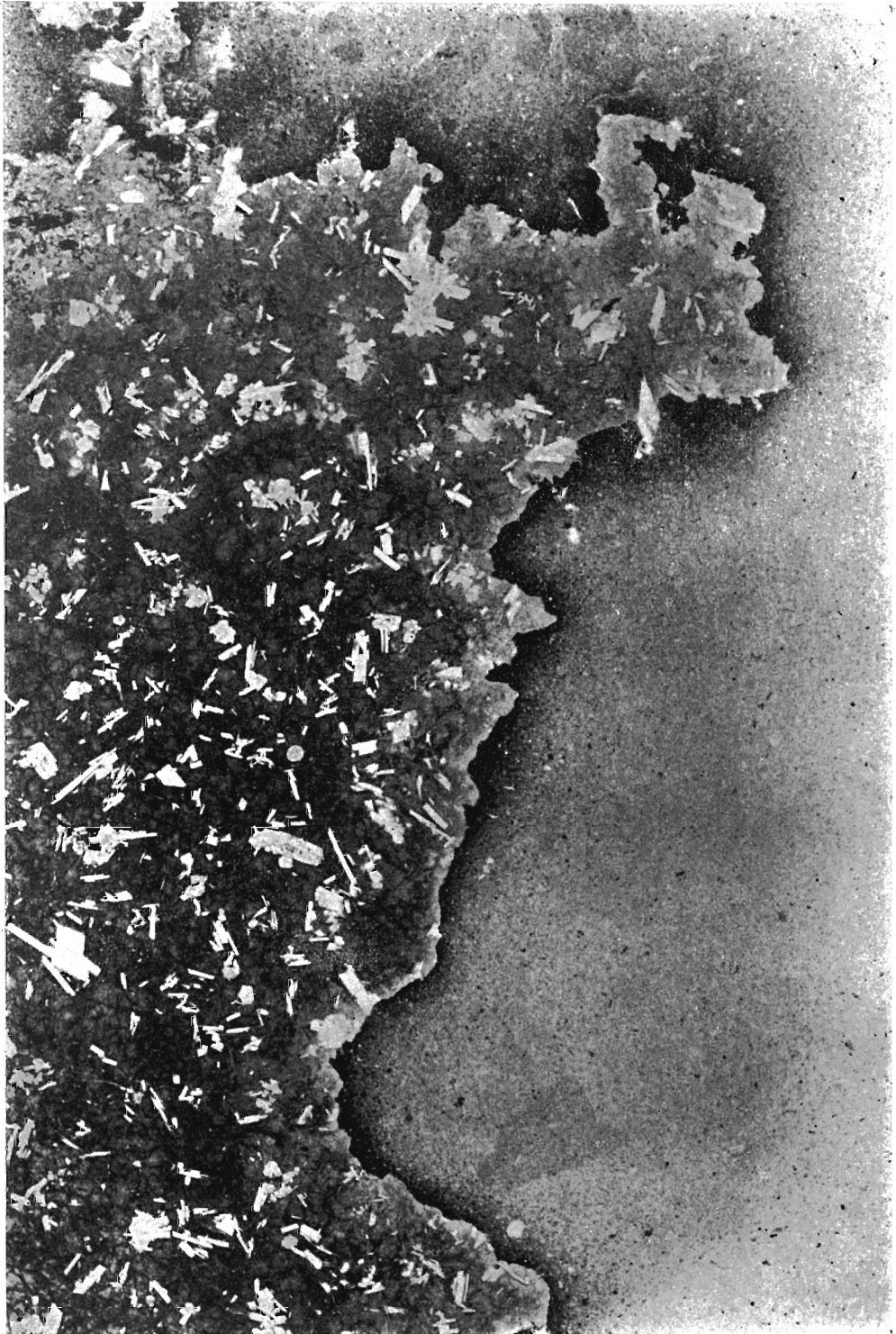


Fig. 25

Wacław Ryka — Przeobrażenia diabazu i skał otaczających w Widelkach

TABLICA IX

Fig. 26. Pośredni kontakt diabazu z łupkami. W bezpośrednim kontakcie wytworzyło się szkliwo przepełnione listewkami skalenia. Łupki pod wpływem ruchu magmy uległy zbrekcjowaniu i znacznie słabszemu zmetamorfizowaniu, ze względu na wytworzenie elementu termicznie izolującego szkliwo. Zmiany są tu więc znacznie szersze niż w przypadku pokazanym na fig. 25. Nikole równoległe. Powiększenie 18 ×

Indirect contact of diabase with shales. At immediate contact there was formed a vitreous mass abounding with thin ledges of feldspar. Due to magma movements the shales underwent brecciation and considerably feebler metamorphism, in consequence of the formation of glass, a substance constituting a thermal isolation. Thus, here the changes are markedly more profound than in the instance illustrated on Fig. 25. Parallel nicols. Enlarged × 18



Fig. 26

Wacław Ryka — Przeobrażenia diabazu i skał otaczających w Widelkach

TABLICA X

Fig. 27. Fragment łupku zmienionego w jaspis, występującego na granicy diabazu i łupku ilastego. Nikole równoległe. Powiększenie 18 ×

Fragment of shale, changed into jasper, appearing at the boundary between diabase and argillaceous shale. Parallel nicols. Enlarged ×18

Fig. 28. Idem. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 18 ×

Ditto. Crossed nicols. Enlarged ×18

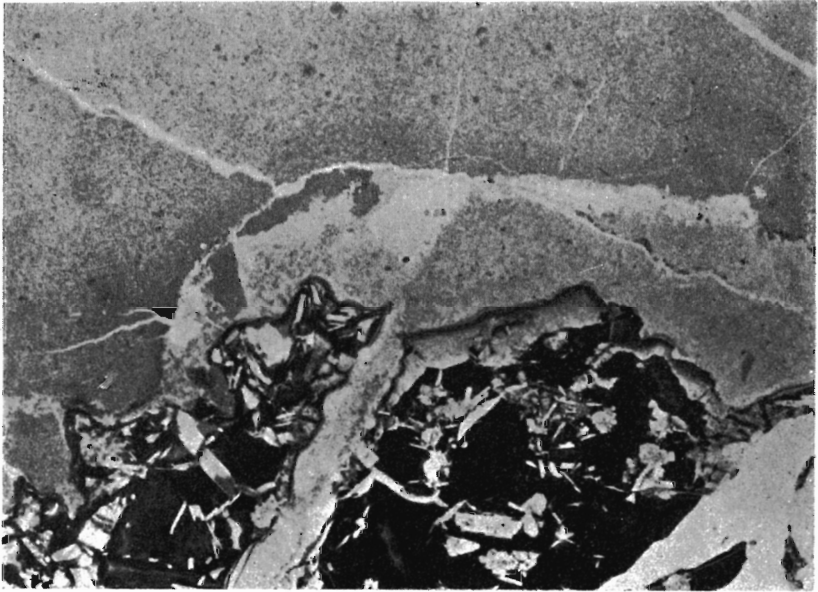


Fig. 27

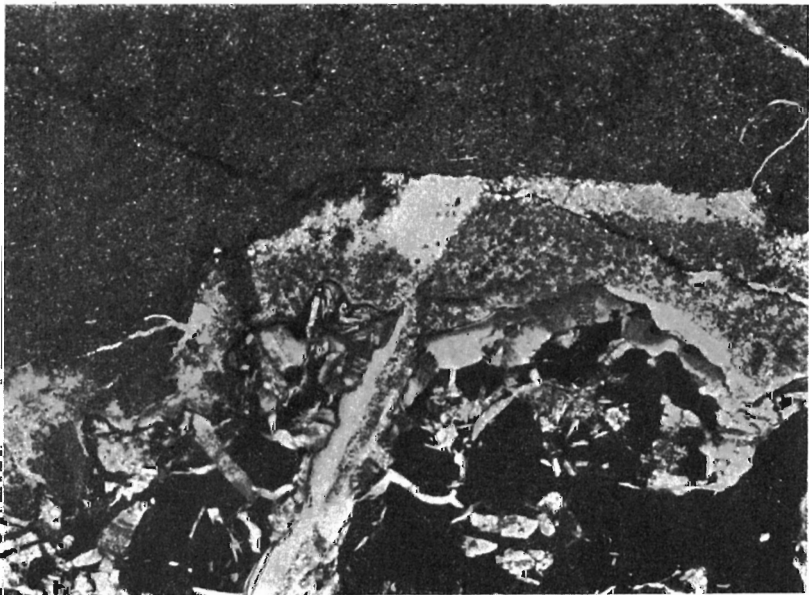


Fig. 28

TABLICA XI

Fig. 29. Zdjęcie powierzchni polerowanej kontaktu diabazu z łupkami. Łupki uległy ściemnieniu i zmianie struktury pokładzikowej (*layered texture*) na rzecz płomykowej. Miejscami widoczne jest zbrekcjowanie i pochłonięcie fragmentów tej skały przez diabaz. Diabaz w styku uległ odbarwieniu. W górnej części zdjęcia widoczne jest wdzieranie się apofizy do skał występujących w stropie diabazu. Płaszczyzna kontaktowa jest wybitnie nierówna i wyraźnie stroma. Wielkość naturalna.

Photo of polished surface of contact of diabase with shales. The shales underwent darkening and change of layered texture into lame texture. Locally may be observed brecciation and swallowing up of fragments of this rock by the diabase. At the contact, the diabase underwent decolouration. In the upper part of the picture there may be seen an intrusion of an apophyse into the rocks appearing in the top layers of the diabase. The contact surface is markedly uneven and distinctly steep. Natural size.

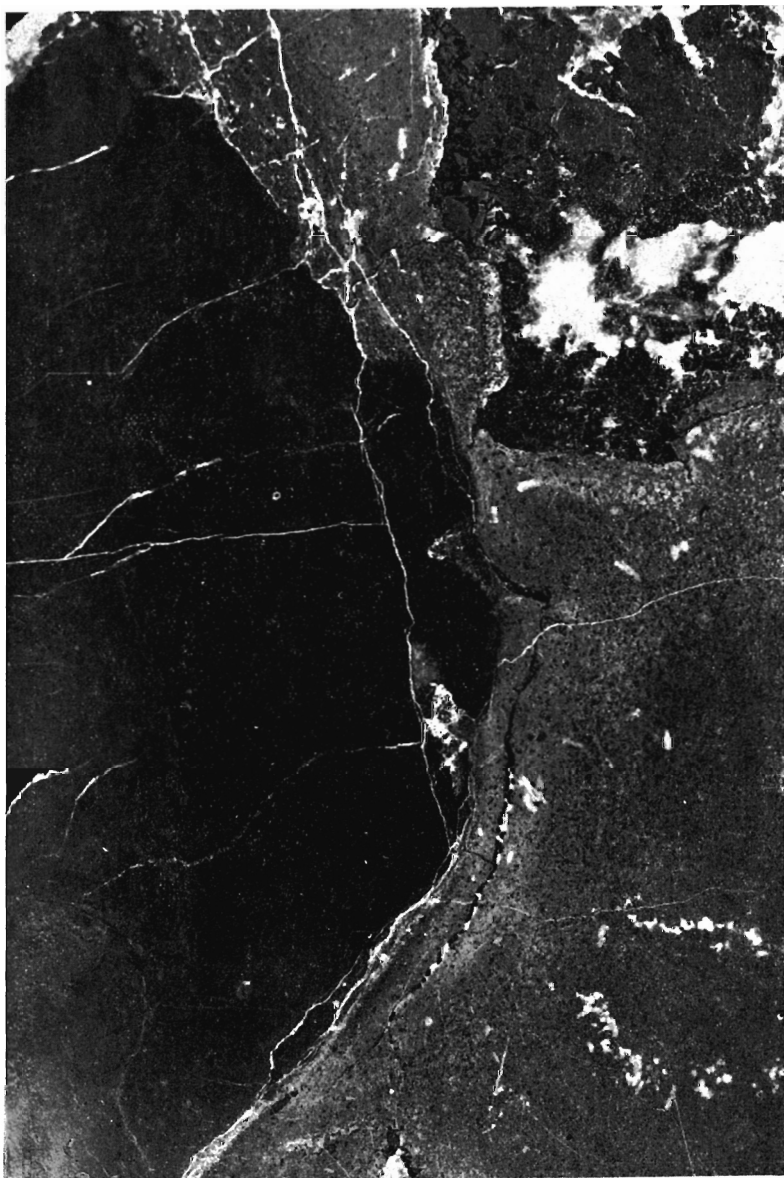


Fig. 29