

Tadeusz WIESER

# Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

(Komunikat wstępny)

Historię badań geologicznych w obszarze Mrzygłodu i obecny ich stan przedstawił już Mgr Inż. F. Ekiert. Moim zadaniem będzie omówienie strony petrograficznej. Jakkolwiek badania petrograficzne skał magmowych Mrzygłodu nie zostały zakończone, podobnie jak nie zakończono wierceń w obszarze „anomalii mrzygłodzkiej“, przedstawię tu dotychczasowe spostrzeżenia i wnioski, jakie bezpośrednio nasunęły się w toku obserwacji makroskopowych i mikroskopowych.

Materiał użyty do badań mikroskopowych pobrany był własnoręcznie z rdzeni wiertniczych. Częściowo skorzystałem ze zbioru płytek cienkich F. Ekierta, odtwarzających profil otworu 2/XVI/C, oraz z analiz chemicznych wykonanych przez Główne Laboratorium Instytutu Geologicznego na zlecenie tegoż geologa. Analizy chemiczne skał najmniej przeobrażonych znajdują się w trakcie wykonywania w Pracowni Petrograficznej IG. Wyniki tych analiz oraz pełne opisy petrograficzne wraz z oznaczeniami spektrograficznymi rzadkich pierwiastków zostaną opublikowane w jednym z biuletynów Instytutu Geologicznego.

## OPIS PETROGRAFICZNY SKAŁ MAGMOWYCH MRZYGŁODU

Skały magmowe Mrzygłodu należą do dwóch grup skał, które odpowiadają petrochemicznie bazaltom oraz dacytom. Z uwagi na subwulkaniczny poziom intruzji i specyficzne typy przeobrażeń hydrotermalnych, skały te odpowiadają różnego rodzaju diabazom oraz porfirom dacytowym i albitofiom kwarcowym. Niewątpliwie najpospolitsze wśród nich są diabazy. Występują one w dużej ilości odmian zarówno pod względem mineralogicznym, jak i strukturalnym. W większości przypadków są to odpowiedniki spilitów o apointersertalnej lub apodolerytowej strukturze.

Sz szczególnie typowe diabazy spilitowe poznane zostały z odwiertów wiercenia 7/C/55 pochodzących z głębokości 161,60 ÷ 190,00 m

i 194,60 ÷ 195,50 m oraz z otworu 2/XVI/C (fig. 1 i 2). W pobliżu kontaktu ze skałami otaczającymi struktura ich jest najczęściej porfirowata a nierzadko też wyraźnie protoklastyczna. Rolę fenokryształów spełniają tabliczkowe kryształy albitu tkwiące w masie złożonej z listewek tegoż minerału. Interstycja między listewkami zapełniły chloryt, kalcyt i liczny leukoksen. Z minerałów akcesorycznych pospolity jest apatyt i zleukosenizowany ilmenit. W większej odległości od kontaktu struktura staje się równoziarnista i grubiej ziarnista, prawie dolerytyczna. Coraz wyraźniej zarysowują się pseudomorfozy po amfibolach i biotytach, należące do chlorytu, hydrobiotytu i kalcytu, obok leukoksenu i rud. Zachowana niekiedy w reliktach (fig. 3) hornblenda posiada intensywny pleochromizm:  $\alpha$  — bładożółtawa,  $\beta$  — jasno-brunatno-czerwona,  $\gamma$  — zielonawo-brunatna; kąt znikania  $c/\gamma = 19^\circ$  a dwójłomność  $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$ . Obecność tej, najprawdopodobniej pierwotnej hornblendy, może być podstawą do wydzielenia zawierających ją i biotyt diabazów pod nazwą proterobazów (C. v. Gümbel). Diabazy splitowe i proterobazy przecinają żyłki chlorytowe, często z pirytem, oraz kalcytowe późniejsze, z barytem lub druzami wysłanymi euhedralnymi kryształami kalcytu.

W iniekcjach mających większą miąższość, w partiach wewnętrznych, spotykamy diabazy uralitowe i kwarcowe (fig. 4 i 5). Struktura ich jest subofitowa z powodu wielkich rozmiarów pseudomorfoz uralitowych po piroksenach. Uralit bywa jednak z kolei sam zastępowany przez chloryt, aktynolit włóknisty i biotyt. Plagioklaz tych skał przybiera niekiedy odmienny od zwykłego pokrój, mianowicie wydłużony według osi pasa (100) i spłaszczony według (001). Dużą rolę odgrywają zbliźniaczenia według praw: manebachskiego, albitowo-esterelskiego (Ala B), esterelskiego (Ala A) obok albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Szczególnie typowe są tu bliźniaki kompleksowe (czworaki). W interstycjach, obok chlorytu, częstego hydrobiotytu i rzadszego aktynolitu, widoczne są niekiedy euhedralne i subhedralne kryształy kwarcu oraz — powstające w wyniku reakcji deuterycznych między kwarcem i albitem — prawidłowe zrosty kwarcowo-albitowe na wzór przerostów myrmekitowych. Reakcje te zapewne ułatwiała pierwotnie miarolityczna tekstura skały. Albit o zawartości średniej 2 ÷ 6% An jest w diabazach uralitowych i kwarcowych chętnie zastępowany przez epidot i chloryt poza normalnym sosjyrytem.

Niektóre odmiany diabazów uralitowych są wręcz gruboziarniste (składniki o długości do 8 mm), gabroidalne, jak w rdzeniu wiertniczym z otworu 9/C/55, z głębokości 377,40 m. W tymże rdzeniu z głębokości 364,50 i 397,50 m znaleziono stosunkowo nieznacznie zmienione diabazy augitowo-kwarcowe i augitowe (fig. 6). Plagioklaz tych modyfikacji diabazu należy do kwaśnego labradoru z zawartością 52 ÷ 54% An (wysokotemperaturowa odmiana). Zbliźniaczony jest on według praw: albitowego, karlsbadzkiego, albitowo-karlsbadzkiego (Roc Tourné) oraz peryklinowego, z wytworzeniem mniej lub więcej pełnych triad. Budowa pasowa dobrze jest zaznaczona, jednak bez zjawisk rekurencji pasowej. Augit diabazów nie wykazuje pod mikroskopem barw absorpcyjnych. Kąt znikania  $c/\gamma$  wynosi u niego  $40^\circ$  i  $43^\circ$ , zaś kąt osi optycznych wynosi od  $+45$  do  $+48^\circ$ . Cechy te stawiają go najbliżej tzw. leukoaugitów.

Młodsze od diabazów są porfiry dacytowe. Stwierdzić to można, np. w odwiertach z otworu 9/C/55 pochodzących z głębokości 260,80 m. Kontaktujący z porfirem diabaz spilitowy uległ w strefie grubości 1 ÷ 3 mm granulacji a okruchy jego tkwią w porfirze (fig. 11). Porfir ten, różowawoszarej barwy, posiada dość świeże skalenie, nieznacznie tylko zserycytызowane i rzadziej zepidotызowane. Ciasto skalne porfiru w pięciomilimetrowej partii przykontaktowej ma strukturę mikrofelzytową lub drobnofelzytową. W strefie położonej najbliżej kontaktu z diabazem duże fenokryształy plagioklazów i biotyту ulegają, podobnie jak i ksenolity diabazowe, chlorytызacji i postępującej w ślad za nią pirytызacji.

Najmniej zmienione porfiry dacytowe barwy szarej znaleziono w rdzeniu z wiercenia 7/C/55 (fig. 9). Na podstawie obserwacji rdzenia można wnioskować, że porfiry te tworzą na głębokości 205,00 ÷ 206,00 m żyłę zapadającą pod kątem 40° i kontaktującą zarówno w stropie, jak i w spągu ze zrogowaconymi argilitami typu spillozytów. Przypuszczalnie w związku z małą grubością żyły (nie przekraczającą 80 cm) dają się zaobserwować w plagioklazach interesujące zjawiska oscylacyjnej budowy pasowej. Szczególnie doskonale przykłady rekurencji pasowej na tle bardzo znacznych wahań w zawartości substancji An (maksymalnie w przedziale 26,5 ÷ 50%) pochodzą nie z brzeżnych, lecz z bardziej wewnętrznych części iniekcji (około 15 cm od kleszczy dajki). Wywołane jest to zapewne dłuższym tu okresem krystalizacji oraz oddziaływania produktów reakcji wewnątrzmagmowych (np. resorpcją amfiboli). Ziarna plagioklazów dochodzące tu, podobnie jak i kwarcu, do 7 mm średnicy mają ponadto dobrze i różnorodnie wykształconą budowę bliźniaczą. Bliźniaki są zwykle złożone, niekiedy też kompleksowe i według praw: albitowego, karlsbadzkiego, manebachskiego oraz albitowo-esterelskiego i peryklinowego. Kryształy kwarcu są znacznie skorodowane, zaokrąglone i mają cechy kwarców występujących w granitach. Z ciemnych składników obecne są duże tabliczki biotyту przeobrażającego się w chloryt oraz słupki amfibolu zwyczajnego, silnie przeobrażonego w kalcyt, chloryt, leukoksen, rzadziej w biotyt, tytanit i rudy. Struktura ciasta skalnego jest felzytowa a w pewnych częściach skały także mikropoikilitowa wskazująca, podobnie jak i skład obwódek na plagioklazach, na zaczątkową albitызację.

Podobnie lub nieco silniej przeobrażony porfir, barwy szarej z odcieniem brunatnym, znaleziono w odwiertach z otworu 6/C/55, z głębokości 240,95 m. Kontaktuje on tam (fig. 8) również z argilitami stosunkowo słabo zrogowaconymi, lecz silnie zbrękcjowanymi i przeciętymi żyłkami kwarcowo-pirytowymi. Przykontaktowa strefa tego profilu, grubości 4 ÷ 5 mm, krzepła oczywiście wcześniej od pozostałej jego masy. Zauważono jednak, że przed swą konsolidacją wykazywała ona niską lepkość. Przemawia za tym, poza brakiem budowy pasowej u plagioklazów lub bardzo słabym jej rozwojem mówiącym o mniej utrudnionej dyfuzji składników w magmie, również obecność tabliczek biotyту w bardzo wąskich mikroapofizach. Stosunkowo liczne fenokryształy biotyту są zadziwiająco świeże, a obok nich i plagioklazów widoczne są jeszcze ziarna epidotyту, tytanitu i pirytu. Strefę pozakontaktową charakteryzuje wyż-

sza ogólnie zawartość fenokryształów, mniej świeży wygląd skaleni i biotyty oraz kompletnie przekryształizowane ciasto skalne o strukturze mikroplitowej. Przeobrażenia te wskazywałyby na większą szczelino- watość tej strefy, prototektonicznie najbardziej ruchliwej. Obecne por- waki o budowie rogowcowej zastąpiły częściowo metablasty skaleni.

W próbkach porfiru dacytowego z wiercenia 2/XVI/C, z głębokości 260,00 m, w charakterze fenokryształów występuje jedynie plagioklaz i biotyt. Plagioklazem tworzącym euhedralne, krepotabliczkowe według (010) ziarna jest labrador o maksymalnej zawartości substancji anorty- towej do 52,5%. Znamionym dla niego przeobrażeniem jest metasoma- toza przez pojedyncze ziarna epidotu (fig. 7), obok nieznacznej kalcyty- zacji i serycycyzacji. Biotyt jest najczęściej niezmieniony i odznacza się właściwym dla skał Mrzygłodu intensywnym pleochroizmem o barwach:  $\alpha$  — żółtawa,  $\beta$  i  $\gamma$  — ciemno-czekoladowo-brunatna z czerwonym odcie- niem. Grubofelzytowe tło skalne złożone jest ze skaleni, kwarcu i bio- tyty. Porfir przecięty jest wąskimi szczelinami wypełnionymi kalcytem i przemieszczającymi je mikrouskokami.

Czerwonawe odmiany porfirów, jak np. poznane z rdzenia otworu 6/C/55 (głębokość 236,90 ÷ 240,00 m), należą już do albitofirów k w a r c o w y c h. Barwę swoją zawdzięczają wydzielonym i odpowied- nio rozproszonym rudom (getyt i hydrohematyt). Albit ich zawiera obok rud nadto wzrostki chlorytu i epidotu. Rzadki tu biotyt przeszedł całko- wicie w chloryt. Spośród minerałów akcesorycznych wyjątkowo liczny jest tytanit. Struktura albitofirów jest niekiedy prawie newadytowa, zaś ciasta skalnego — zawsze mikroplitowa.

Do najbardziej typowych albitofirów kwarcowych zaliczyć należy skały z otworu wiertniczego założonego w samym Mrzygłodziu (10/C/55). Te modyfikacje, najczęściej popielatej barwy oraz struktury glomerofirowej i megafirowej, mają w postaci fenokryształów izometryczny do tablicz- kowego albitu oraz biotyt. Zbliżenia w albitach są rzadko widoczne wskutek przeobrażeń w serycyt, kalcyt a także kaolinit i chloryt. Nie wykazują one większych różnic w stosunku do spotykanych w plagio- klazach porfirów dacytowych. Biotyt albitofirów jest z reguły przeobra- żony w chloryt, leukoksen i rudy. Apatyt jest stosunkowo bardzo (pospo- lity). Obecność jego w postaci kryształów igielkowych, wrosłych w agre- gaty kalcytowe wypełniające szczeliny i próżnie, częściowo mówi o bar- dzo późnym jego powstaniu i dużej zdolności migracyjnej fosforanu wapnia. Tło skalne najczęściej o strukturze mikroplitowej (fig. 10) doznało, podobnie jak i fenokryształy, daleko posuniętych przemian wtórnych.

Bardzo silnie zmieniony albitofir kwarcowy, do stadium odpowia- dającego niemieckiemu „*Tonsteinporphyr*” znaleziono w próbce rdzenia z głębokości 122,60 m, z pobliza spągu górnej dajki. Po albitach pozostały tu jedynie pseudomorfozy kalcytowo-serycycytowo-kaolinitowe, biotyt zaś przeszedł w hydrobiotyt zbliżony właściwościami do bauerytu. Feno- kryształy silnie zresorbowanego kwarcu w „porfirze ilastym” otaczają szerokie obwódki reakcyjne (aureole sylikacyjne).

PROCESY PRZEOBRAŻENIOWE W SKAŁACH MAGMOWYCH  
MRZYGŁODU

Prześledzenie rozwoju poszczególnych procesów przeobrażeniowych było najłatwiejsze na przykładzie ostatnio wspomnianego rdzenia z otworu 10/C/55. Stwierdzono mianowicie, że w dolnej dajce albitofirowej (z głębokości 153,80 ÷ 159,80 m) zapadającej pod kątem około 60°, widoczne jest pasowe rozmieszczenie różnych produktów procesów przeobrażeniowych.

Tak więc stropową część dajki cechuje chlorytyzacja, pirytyzacja i postępująca w ślad za nimi kalcytyzacja, dolną natomiast — serycytyzacja i kaolinizacja. Podobnie jak w górnej dajce, migracja roztworów odbywała się tu więc głównie od kontaktu spagowego ku górze, sądząc z intensywniejszych przeobrażeń w dolnych częściach dajki.

Obserwacje poczynione w dajkach albitofirowych nad sukcesją infiltrujących je żyłek oraz nad pasowym rozmieszczeniem produktów procesów przeobrażeniowych potwierdzają i rozszerzają następujące wnioski wyciągnięte także na tle przeobrażeń diabazów:

1. Najwcześniejszym stadium przeobrażeń magmowców mrzygłódzkich jest ich albityzacja, która częściowo odbywała się również w trakcie i przed ich iniekcją. Z tym stadium należałoby zatem wiązać uralityzację piroksenów diabazów, epidotyzację labradorów, diabazów i porfirów oraz ich hybrydyzację ujawniającą się pojawieniem obcych ziarn kwarcu. Zmiany te wywołały roztwory kwaśne (patrz wnioski), które bardzo szybko uległy neutralizacji i stały się alkaliczne w wyniku rozpadu plagioklastu (porównaj epidotyzację labradoru) i uwolnienia tym sposobem jonów sodu.

2. Późnomagmowe roztwory hydrotermalne, bogate w mineralizatory, m. in. w siarkę, były pierwotnie niewątpliwie silnie kwaśne i wywołały największe zmiany chemiczne w składnikach mineralnych i związaną z nimi migrację jonów. W częściach skał najbardziej oddalonych od dróg krążenia tych roztworów tworzyła się strefa chlorytyzacji, której ulegały przede wszystkim ciemne składniki i szkliwo. W strefie nieco bliższej tych dróg, specjalnie w diabazach, pojawia się obok chlorytu lub zastępuje go wtórny biotyt (hydrobiotyt) oraz seladonit, w zależności od proporcji znajdujących się w rozporządzeniu jonów metali. Hydrobiotyt powstał być może z montmorylonitu, stanowiącego normalnie pośrednie stadium przeobrażeń. Potas potrzebny do utworzenia hydrobiotytu i seladonitu pochodził z rozkładu szkliwa ulegającego początkowo, podobnie jak i biotyt, chlorytyzacji. Równoległe z tymi przeobrażeniami zachodziła zaczątkowa niezupełna serycytyzacja i nakładająca się na nią kaolinizacja plagioklastu. Należy zaznaczyć, że strefa hydrobiotytowo-serycytowa miała pierwotnie szerszy zasięg, tj. obejmowała także bardziej wewnętrzne (bliższe dróg krążenia roztworów) części skały, tak długo jednak, dopóki migracja roztworów ku peryferiom nie spowodowała wyparcia jonów Na, Ca, Mg a częściowo K i innych. W takich warunkach trwała fazą mineralną stał się kaolinit. Mineral ten cechuje pas najsilniejszych przeobrażeń, znajdujący się w bezpośrednim sąsiedztwie szczelin doprowadzających roztwory. Obok bardzo daleko posuniętej kaolinizacji rozwija się tu i serycytyzacja

skaleni potasowych poprzedzającą metasomatozę kwarcem i pirytem (zwaną przez niektórych badaczy berezytyzacją). Ostatnio wspomniane minerały tworzą zazwyczaj także wypełnienia szczelin, od których postępową infiltracja.

Czy przedstawione obwódki reakcyjne szczelin kilkucentymetrowej do wielometrowej grubości są wyrazem zmniejszającej się aktywności silnego roztworu kwaśnego, czy też wyrazem działalności roztworów pojawiających się etapami, rozdzielonymi okresami zastoju, jest to kwestia otwarta, wymagająca każdorazowo wyświetlenia. Większość obserwacji przemawia raczej za drugą hipotezą mającą zwolenników w osobach: T. Loveringa, P. Kerra, G. Schwartz, S. Smirnowa (teoria pulsacji) i in. Należy jednak zwrócić uwagę na fakt, że przy szczególnie małej miąższości stref reakcyjnych wokół żył kwarcowo-pirytowych, niczym niezakłócone następstwo stref i obserwacje mikroskopowe nad przeobrażeniami minerałów doprowadzają do innego wniosku: akt przemian skały jest jednorazowy, wywołany nieprzerwanym przesuwaniem się frontów przeobrażeń.

Podane przeobrażenia w drugim stadium przemian hydrotermalnych były najbardziej głębokie i różnorodne w diabazach mrzygłodzkich. Z nimi, określanymi zwykle ogólnie mianem propylityzacji, wiążą się niewątpliwie zjawiska okruszczenia pirytem stwierdzone w Mrzygłodzie.

3. Ostatnie stadium przemian wiąże się z działalnością tzw. mofetową, tj. cyrkulacją roztworów bogatych w  $\text{CO}_2$  i zmobilizowane przez niego jony, w szczególności Ca, obok Fe i in. Objawia się to w zapelnieniu szczelin głównie kalcytem i rzadszym ankerytem, niekiedy też w towarzystwie barytu. Żyłki kalcytowe przecinają wszystkie pozostałe mineralizowane systemy szczelin. Na kalcytyzacji zatem kończy się cykl działalności źródeł gorących w kompleksie skał magmowych Mrzygłodu.

Zamieszczone poniżej analizy magmowców mrzygłodzkich (tab. 2) wykonane zostały z diabazu spilitowego (1), pochodzącego z otworu 2/XVI/C i głębokości 263,50 m, dalej z porfiru dacytowego (2) z tegoż otworu i głębokości 264,40 m oraz z albitofiru kwarcowego (3), pobranego z rdzenia otworu 10/C/55, z głębokości 114,00 m. Procenty wagowe tlenków przeliczone zostały na ilorazy molekularne a te z kolei na procentowe, molekularne składy normatywne (normy mineralne C.I.P.W.).

Procentowy skład norm mineralnych wyliczony z tych analiz przedstawia tabela 3.

Porównując kolejno przedstawione składy normatywne skał z ich obrazem mikroskopowym a specjalnie z obserwowanymi rodzajami przeobrażeń składników dochodzimy do wniosku, że chemizm magm mrzygłodzkich uległ dość poważnym i różnorodnym zmianom w wyniku działalności źródeł gorących.

Tak więc na przykładzie diabazu spilitowego (1), w którym skalaniem jest albit przeobrażony w serycyt, epidot i częściowo chloryt, stosunek  $\text{Ab}$  i  $\text{An}$  (+  $\text{Kl}$ ) = około 3:1, zupełnie różni się od pierwotnego, w którym  $\text{An}$  przeważał nadal nad  $\text{Ab}$  (plagioklazem był labrador). Cała ilość  $\text{An}$  w skale związana jest obecnie pod postacią epidotu. Nieobecność normy  $\text{Di}$ , z reguły notowanej w świeżych magmach bazaltowych, jest

dalszym dowodem na łatwość migracji Ca i znacznego odwapnienia diabazu. Zawartości norm *Or*, *Hy*, *Mt* i *Il* w diabazie nie wykazują większych różnic względem ich normalnych ilości w bazaltach, mimo kompletnego przejścia szkliwa, molekuly ortoklazowej w plagioklazach i ciemnych składników w zespół chlorytu, hydrobiotytu, zleukoksenizowanego ilmenitu, nie licząc epidotu i piryty. Na tego rodzaju przemiany chemiczne największy wpływ wywarły przeobrażenia związane z pierwszym (albityzacja, epidotyzacja) i drugim (propilityzacja, strefa graniczna chlorytu i hydrobiotytu + serycytu) stadium oddziaływań roztworów gorących. Kalcytyzacja była jedynie nieznacznie zaawansowana.

Interesujące w tym świetle staje się również porównanie dwóch pozostałych skał, tj. porfiru dacytowego i albitofiru kwarcowego. Pierwsza z nich znajduje się, jak mówią o tym spostrzeżenia mikroskopowe, w pośrednim stadium przeobrażeń związanych głównie z albityzacją. Propilityzacja w formie zaczątkowej chlorytyzacji biotyty i kalcytyzacja są słabo rozwinięte. Przeobrażenia plagioklazu, pierwotnie labradoru, polegają na pojawieniu się serycytu w towarzystwie albitu, kalcytu i epidotu. Drobnomikropoilkilitowa struktura ciasta przemawia również za pośrednim stadium przeobrażeń. Skałę przecinają liczne żyłki kalcytowe.

Albitofir z kolei wykazuje przy tej samej ilości ciemnych składników, określonej mikroskopowo zawartością norm *Hy* w porfirze dacytowym

Tabela 1

**Procesy przeobrazeniowe i następstwo pasów przeobrażeń w skałach magmowych Mrzygłodu <sup>1)</sup>**

Główne procesy przeobrazeniowe	Zmiany poboczne i następstwo pasów przeobrażeń	
	Diabazy	Albitofiry kwarcowe
I. Stadium: albityzacja	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hybrydyzacja (sylikacja)</li> <li>2. Hydratyzacja (uralityzacja piroksenu i epidotyzacja labradoru) [Ca, Na]</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hybrydyzacja (sylikacja)</li> <li>2. Hydratyzacja (epidotyzacja labradoru i częściowa biotytyzacja amfibolu). [Ca, Na, K]</li> </ol>
II. Stadium: propilityzacja	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Chlorytyzacja mafitów [Mg, Fe]</li> <li>2. Serycytyzacja plagioklazów i przeobrażenie mafitów w hydrobiotyt i seldonit [Na, Ca, K]</li> <li>3. Kaolinizacja [K, Al]</li> <li>4. Pirytyzacja</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Chlorytyzacja biotyty [Mg, Fe]</li> <li>2. Serycytyzacja plagioklazów [Na, Ca]</li> <li>3. Kaolinizacja skaleni i serycytyzacja ortoklazu [K, Al]</li> <li>4. Pirytyzacja i sylikacja (berezityzacja) [Al]</li> </ol>
III. Stadium: kalcytyzacja	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Kalcytyzacja [Ca]</li> <li>2. Krystalizacja ankerytu, barytu, sfalerytu [Fe, Ba, Zn]</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Kalcytyzacja [Ca]</li> <li>Krystalizacja apatytu [PO<sub>4</sub>]</li> </ol>

<sup>1)</sup> Symbole ujęte w nawiasach podają pierwiastki chemiczne ulegające migracji w toku postępujących przemian

i albitofirze kwarcowym, oznaki daleko posuniętego zróżnicowania chemicznego. Skaleniem w tej skale jest albit, który uległ silnej serycytyzacji a także kaolinizacji i kalcytyzacji. Biotyt natomiast przeobraził się zupełnie w chloryt i leukoksen, zastąpione następnie częściowo przez kalcyt i apatyt. Widoczny w albitofirze wzrost norm *Or* w stosunku do *Ab* i *An* może być interpretowany wydalaniem części jonów Na i Ca, ułatwiającym proces serycytyzacji, a zwłaszcza kaolinizacji (kaolin nie tworzy się w obecności jonów Ca w roztworze). Należy nadto zauważyć, że procent norm *C* ( $Al_2O_3$ ), który powinien odzwierciedlać stopień kaolinizacji skały, wydaje się być zbyt niski dla albitofiru. Najpóźniejszy i tu dość znacznie zaawansowany był proces kalcytyzacji albitofiru.

Tabela 2

**Analizy magmowców mrzygłodzkich**  
Wykonali: J. Nowak i W. Bykowski

Składniki	(1) Diabaz spilitowy		(2) Porfir dacytowy		(3) Albitofir kwarcowy	
	% wagowy	Iloraz molekularny	% wagowy	Iloraz molekularny	% wagowy	Iloraz molekularny
SiO <sub>2</sub>	49,38	(822)	66,52	(1108)	60,30	(1004)
TiO <sub>2</sub>	1,06	(17)	0,29	(4)	0,31	(5)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,21	(179)	16,61	(163)	15,02	(147)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	(10)	0,47	(3)	0,66	(4)
FeO	7,86	(109)	1,74	(24)	1,60	(22)
MnO	0,14	(2)	0,07	(1)	0,17	(2)
CaO	3,81	(68)	4,24	(76)	7,61	(136)
MgO	7,16	(178)	1,45	(36)	1,58	(39)
Na <sub>2</sub> O	4,4	(71)	3,1	(50)	2,3	(37)
K <sub>2</sub> O	0,97	(10)	2,05	(22)	3,13	(33)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	(1)	0,10	(1)	0,28	(2)
CO <sub>2</sub>	0,66	(15)	0,83	(19)	4,46	(101)
Razem	95,49		97,47		97,42	
Nadto stwierdzono obecność oraz ślady	Sr, Zn		Ba, Sr		Ba, Sr	
	Cu, Ni		Zn, Cu, Pb		Zn, Cu, Mo	

### OGÓLNE WNIOSKI

Skały magmowe Mrzygłodu należą genetycznie do dwóch magm: diabazowej (bazaltowej) i dacytowej. Chemizm magm diabazowych wobec ich nasycenia lub przesylenia krzemionką należy uznać za toleitowy (W. Kennedy, 1933), czego dowodzi już sam skład mineralny nieprzeobrażonych diabazów augitowych i augitowo-kwarcowych. Duża różnorodność odmian mineralogicznych i strukturalnych u diabazów jest wynikiem bądź różnorodnych procesów przeobrażeń, bądź też warun-



ków krzepnięcia lub obu tych czynników równolegle. Na przykład, wydaje się wielce prawdopodobne, że występowanie diabazów biotytowo-amfibolowych (proterobazów) w postaci facji brzeżnej w grubych dajkach diabazów augitowych lub też w oddzielnych drobnych dajkach wynika z wtórnego uwodnienia magmy augitowo-diabazowej. Woda wywołująca to przeobrażenie, zaliczone już uprzednio do pierwszego stadium przemian (uralityzacja), pochodziła w dużej części z zasobnych w nią, otaczających skał mułowcowych i dalej wraz z niewątpliwymi już wodami juwenilnymi brała udział w dalszych przeobrażeniach, jak propylityzacja, kalcytyzacja.

Ten sam wniosek dotyczy porfirów dacytowych i albitofirów kwarcowych. Należą one co prawda do dwóch odmian mineralogicznych: biotytowej i amfibolowo-biotytowej, nie przeczy to jednak, podobnie jak i dość przypadkowe zjawianie się w nich fenokryształów kwarcu, ich komagmatyzmowi. Również pomiędzy magmą dacytową i diabazową dają się zauważyć cechy pokrewieństwa objawiające się np. w identycznym niemal składzie nieprzeobrażonych plagioklazów (maksymalnie 52,5 i 54% *An*), przyjąwszy ich wysokotemperaturowe warunki powstania i dane z tabel W. Trögera (1952). Skłaniałoby to do uznania kwaśnych skał mrzygłodzkich za pochodne różnicowania magmy diabazowej, co zdają się potwierdzać także odpowiednie stosunki ilościowe w ich rozpowszechnieniu.

Tabela 3

Składniki	(1) Diabaz spilitowy	(2) Porfir dacytowy	(3) Albitofir kwarcowy
<i>Kw</i>	—	33,8	30,1
<i>Or</i>	5,4	11,7	17,2
<i>Ab</i>	38,3	26,5	19,3
<i>An</i>	14,3	14,8	9,0
<i>C</i>	3,0	2,3	2,8
<i>Hy</i>	26,7	7,2	7,0
<i>Ol</i>	6,6	—	—
<i>Il</i>	2,3	0,5	0,7
<i>Mt</i>	1,1	0,4	0,5
<i>Ap</i>	0,1	0,1	0,2
<i>Kl</i> (CaCO <sub>3</sub> )	2,0	2,7	13,2

O tym, że albitofiry powstały z magmy dacytowej drogą wczesnych i współczesnych intruzjom przeobrażeń mówi, poza tą samą zmienną zawartością fenokryształów kwarcu oraz jednakową ilością biotyту o identycznym pleochroizmie, również ten sam pokrój i relikty zbliżniczeń w zalbityzowanych plagioklazach. Tenże wniosek może być podstawą odrzucenia nazwy „keratofir kwarcowy“, którą coraz częściej stosuje się wyłącznie w przypadku przynależności skały do alkalicznej prowincji magmowej lub obecności alkalicznych amfiboli i piroksenów.

Niezbyt odległe względem mrzygłodzkich występowania lamprofirów w okolicach Siewierza i Zawiercia opisane przez S. Małkowskiego i W. Karasińskiego, F. Rutkowskiego i J. Samsonowicza (1928) są przypuszczalnie prawie współczesne skałom tu przedstawionym. W Głazówce koło Zawiercia lamprofiry przebijają dolnokarbońskie osady kulmu. O ich

pokrewieństwie mówi znana skądinąd stała, bardzo regularna, asocjacja lamprofirów, diabazów i żył kruszczowych. W takiej sukcesji powstawania notowano ją niemal we wszystkich polach rudnych znajdujących się w otoczeniu batolitów. Nawet przyjęcie wspólnej magmy bazaltowej dla lamprofirów i diabazów nie wydaje się być bezpodstawne, biorąc pod uwagę możliwość bardzo silnej kontaminacji u lamprofirów, przedzierających się przez strefy ze świeżo odbytą granityzacją w czasie ich iniekcji. Okres trwania procesów granityzacyjnych przypadła najprawdopodobniej na fazę sudecką (środkowy karbon) hercyńskich ruchów górotwórczych. Zgodny z tym wnioskiem jest wiek (westfal A, patrz artykuł F. Ekierta w tymże numerze) skał otaczających dajki magmowe i żyły kruszczowe w Mrzygłodzie, które podobnie jak lamprofiry, powinny być nieco młodsze od okresu tworzenia się batolitu (tzw. stadium inwersji w ruchach górotwórczych). W konsekwencji zatem należy oczekiwać występowania na większych głębokościach nienaruszonego przez denudację batolitu granitoidowego.

Korelację skał magmowych Mrzygłodu z innymi podobnymi skałami utrudnia ich wysoka zmienność w chemizmie spowodowana wtórnymi przeobrażeniami hydrotermalnymi. Dopiero posiadanie analiz chemicznych skał, stosunkowo najmniej zmienionych, umożliwi ich porównanie ze skałami sąsiednich występowania i zaliczenie ich do odpowiedniej prowincji magmowej.

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.  
Wygłoszono dnia 23 stycznia 1957 r.

## PIŚMIENNICTWO

- KENNEDY W. (1933) — Trends of differentiation in basaltic magmas. *Am. J. of Sci.* 25. New Haven.
- MAŁKOWSKI S., KARASIŃSKI W. (1928) — Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 19—20. str. 39—41. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1928) — Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 15—20, str. 38. Warszawa.
- RUTKOWSKI F. (1928) — Otwór świdrowy w Głazówce. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 19—20. str. 36—37. Warszawa.
- TRÖGER W. (1952) — Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbart. Stuttgart.

Tadeusz WIESER

**PETROGRAPHIC CHARACTERISTIC OF ALBITOPHYRES, PORPHYRIES  
AND DIABASES FROM MRZYGLÓD NEAR ZAWIERCIE**

**Summary**

The paper presented refers to a part of petrographic researches undertaken in order to get acquainted with new occurrences of magmatic rocks in the north-western part of the Upper Silesian Coal Basin.

The magmatics located by borings at Mrzyglód belong to two groups of rocks corresponding petrochemically to basalts and dacites. As a result of subvolcanic conditions of magma solidification and advanced hydrothermal changes, they represent petrographically diabases, dacite porphyries and quartz-albitophyres.

By far preponderant among them are diabases which in most cases are equivalents of spilites with apointersertal or apodoleritic texture. The first of the above fabrics is in particular represented by spilite diabases found in the vicinity of contacts with mudstones and argillites. Besides, they are often characterized by their porphyritic and protoclastic texture. The spilite diabases are composed of albite, chlorite, calcite and leucoxene. Further away from the contact their texture becomes more equal and coarse-grained, almost doleritic. In these, besides pseudomorphs relics of brownish amphiboles and biotites pointing to their appurtenance to proterobases have also been observed. In the injections of greater thickness the internal parts are occupied by uralite and quartz-diabases, frequently gabbroidal, and in some cases, also by their nonchanged equivalents, such as augite, and quartz-augite diabases. In the latter, in place of albite, the labradorite with 53÷54 per cent of *An* content is present. Soda feldspar and soda-lime feldspar grains are diversely twinned according to the laws: Manebach Ala A, Ala B, also albite, pericline, Karlsbad, Roc Tourné. Most typical are complex twins (quadruplets). In the uralite-diabase interstices besides chlorite appear also hydrobiotite, actinolite, quartz and quartz-albite simplectites.

Dacite porphyries (fig. 1) are younger than diabases. They belong to the biotite and amphibole-biotite variety containing rare quartz phenocrysts. Here the labradorites (up to 52,5 per cent of *An* content), which among others form combined and complex twins, also occur as plagioclase. In these dikes the labradorites have a beautifully shaped oscillating zonal structure. Rare quartz-phenocrysts are strongly corroded and show some of the granite-quartz characteristics. The texture of the ground mass is felsitic, rarely fine micropoikilitic, which as well as the composition of the rims on the plagioclase points to the initial albitization.

Quartz albitophyres in their typical development are sedimentary rocks of ash-grey, rarely reddish tint. The latter variety is marked by the occurrence next to segregated red ore pigment of aggregates of epidote substituting plagioclases and numerous accessory titanites. In the mineral composition of albitophyres besides albite, quartz and as a rule chloritized biotite, an important part is played by the products of late replacement such as sericite, calcite, kaolinite, chlorite and leucoxene. Among the accessory components, one of the most commonly met with is apatite occurring in the shape of needle-like crystals grown into calcite aggre-

gates, filling up the fissures and cavities. This points to the very late crystallization of apatite and to the great migration of calciumphosphate.

As far as the quartz-albitophyres are concerned, the following of the advance of the transformation processes was considerably facilitated. In the steeply dipping dikes, the solutions circulated mostly alongside the bottom contact surfaces. At that point started the shifting of alteration fronts to be observed in strong sericitization and kaolinization of the lower parts of the dikes, and chloritization of the top zones of the dikes. The observations on the succession of infiltrating veinlets and on the zonal distribution of metasomatic products in the albitophyres confirm and extend the conclusions based on the transformation of diabases. Table 1 illustrates the location in time and space of the replacement phenomena in the acid and basic Mrzyglód magmatics.

Table 1

**Alteration processes and the succession of transformation zones in magmatic from the rocks of Mrzyglód<sup>1)</sup>**

Main alteration process	Secondary changes and succession of transformation zones	
	Diabases	Quartz-albitophyres
I Stage: albitization	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hybridization (silicification)</li> <li>2. Hydration (uralitization of pyroxene and epidotization of labradorite [Ca, Na])</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hybridization (silicification)</li> <li>2. Hydration (epidotization of labradorite and partial biotitization of amphiboles) [Ca, Na, K]</li> </ol>
II Stage: propylitization	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Chloritization of mafites [Mg, Fe]</li> <li>2. Sericitization of plagioclases and transition of mafites into hydrobiotite and seladonite [Na, Ca, K]</li> <li>3. Kaolinization [K, Al]</li> <li>4. Pyritization</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Chloritization of mafites [Mg, Fe]</li> <li>2. Sericitization of plagioclases [Na, Ca]</li> <li>3. Kaolinization of feldspar and sericitization of orthoclase [K, Al]</li> <li>4. Pyritization and silicification (beresitization) [Al]</li> </ol>
III Stage: calcitization	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Calcitization [Ca]</li> <li>2. Mineralization with ankerite, barite, sfalerite [Fe, Ba, Zn]</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Calcitization [Ca]</li> <li>2. Crystallization of apatite [PO<sub>4</sub>]</li> </ol>

<sup>1)</sup> Symbols in parantheses, show chemical elements successively undergoing migration in the course of progressing transitions.

The first stage transformations were chiefly taking place during the magma injection into the surrounding sedimentary rocks. A large part of water originated from these rocks and caused hydration of the magma. The deepest chemical changes are associated with the second stage of action of the hydrothermal solutions, strongly acid and rich in mineralizers, sulphur in particular. Furthermore fairly important was the moffetic action resulting in far advanced calcite metaso-

matosis in some of the diabase and albitophyre dikes. Quite a different trend of fissures system, filled in by calcite points to the separation of the above stage from the remaining ones by a considerable time hiatus.

Whether the reaction rims formed round the fissures are the evidence of the decreasing activity of the acid solution, or of the activity of solutions appearing in stages separated by stagnation periods, remains still an open question calling each time for explanation. Most of the observations are rather in favour of the second hypothesis.

The chemical analyses of diabase, dacite porphyry and quartz albitophyre are included in the Polish text.

These rocks represent as it results from the interpretation of their normative mineral composition, examples of advanced transformations caused by hot waters.

## OBJAŚNIENIA DO TABLICY I

- Fig. 1. Diabaz spilitowy (2/XVI/C; 263,00 m). Widoczne zjawiska protoklasy. Interstycja między listewkami albitu wypełnia chloryt i kalcyt. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 x.
- Spilite diabase (2/XVI/C; 263,00 m). Visible protoclasis phenomenon. Interstitions between albite borders filled with chlorite and calcite. Crossed nicols. Enlargement 18 x.



Fig. 1

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diobazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

## OBJAŚNIENIA DO TABLICY II

Fig. 2. Diabaz spilitowy (2/XVI/C; 207,20 m). Interstycja wypełnia tu wyłącznie chloryt; ponadto składnikami są albit, zleukoksenizowany ilmenit i epidot. Bez nikoli. Pow. 25 x.

Spilite diabase (2/XVI/C; 207,20 m). Interstitions filled exclusively by chlorite; other components are: albite, leucoxenized ilmenite and epidote. Ordinary light. Enlargement 25 x.

Fig. 3. Proterobaz (7/C/55; 192,20 m). Zawiera relikty brunatnego amfibolu w masie złożonej z chlorytu, kalcytu i leukoksenu. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 x.

Proterobase (7/C/55; 192,20 m). Brownish amphibole remnants in the mass composed of chlorite, calcite and leucoxene. Crossed nicols. Enlargement 18 x.



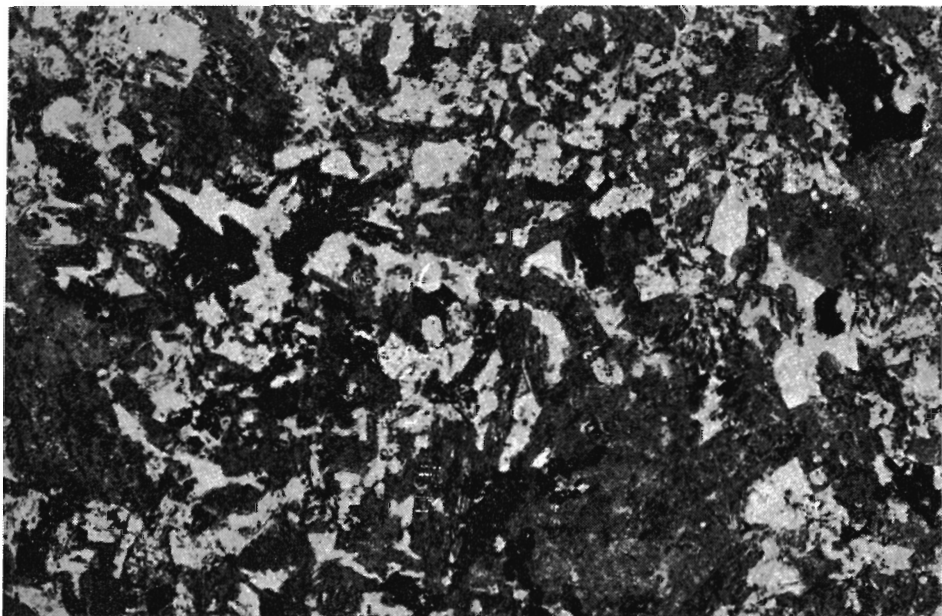


Fig 2

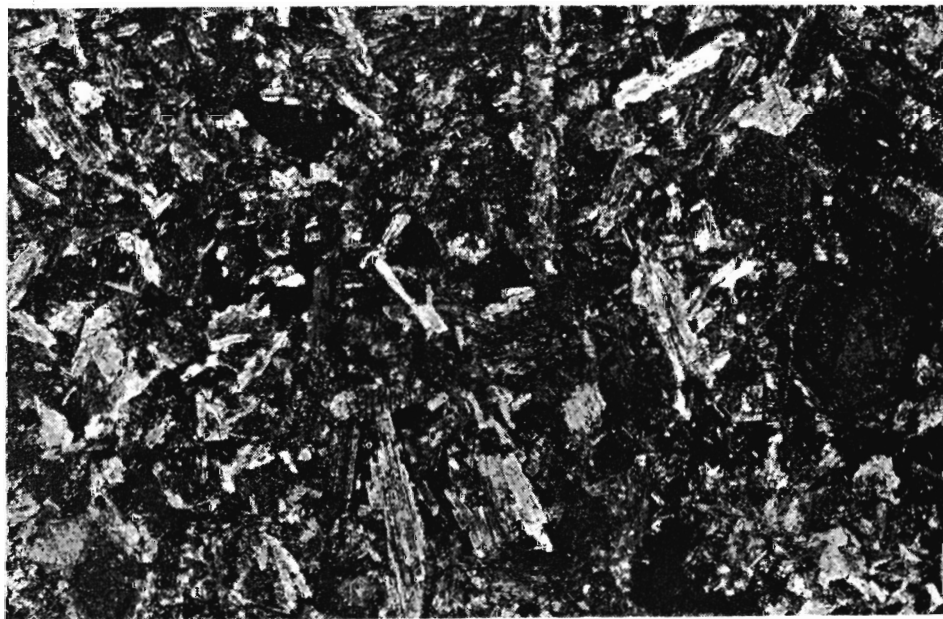


Fig. 3

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

### OBJASNIENIA DO TABLICY III

Fig. 4. Diabaz uralitowo-kwarcowy (2/XVI/C; 222,70 m). Albity o specyficznym pokroju i zbliżeniu są obrastane i zastępowane przez symplektyty kwarcowo-skalieniowe. Ciemne tło tworzą agregaty chlorytu, aktynolitu i hydrobiotytu metasomatyżujące uralit. Nikole skrzyżowane. Pow. 25 x.

Quartz-uralite diabase (2/XVI/C; 222,70 m). Albites of specific kind and twinning are covered and replaced by quartz-feldspar simplectites. Chlorite, actinolite and hydrobiotite aggregates replacing the uralite form the dark background. Crossed nicols. Enlargement 25 x.

Fig. 5. Diabaz uralitowy (9/C/55; 377,40 m). Skała ta ma wśród ciemnych składników, obok uralitu i produktów jego przeobrażeń, również i relikto-  
wy augit. Ilmenit, prawie niezmieniony, w dużych kryształach szkieletowych. Bez nikoli. Pow. 18 x.

Uralite diabase (9/C/55; 377,40 m.) This rock contains among its dark components uralite and products of its metamorphism also augite remnants. Also unaltered ilmenite in the shape of large skeleton crystals. Ordinary light. Enlargement 18 x.



Fig. 4

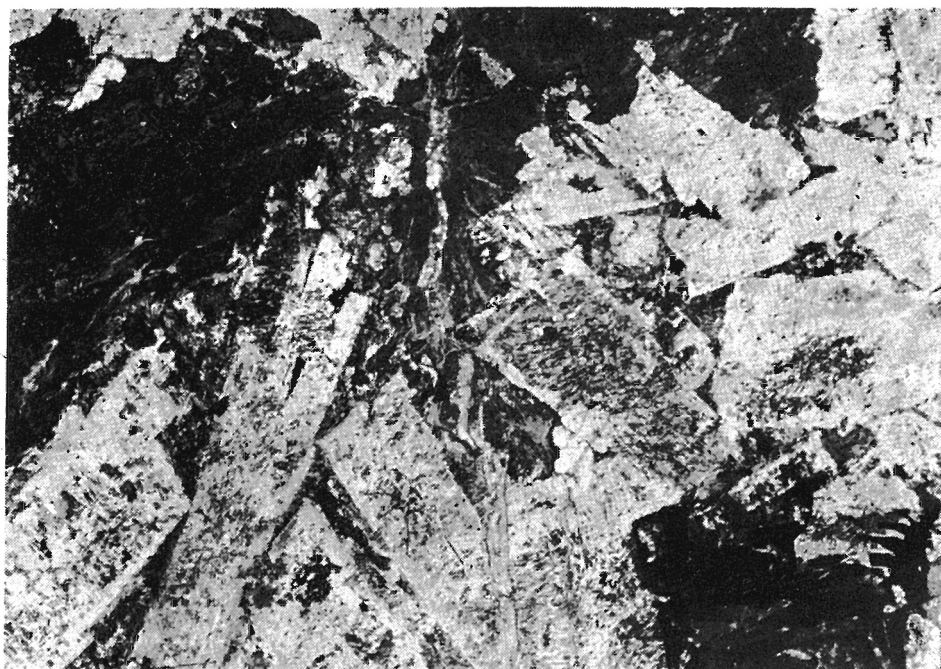


Fig. 5

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

#### OBJASNIENIA DO TABLICY IV

Fig. 6. Diabaz augitowo-kwarcowy (9/C/55; 364,50 m). Interstycja między labradorami i augitami wypełnia: kwarc, albit, chloryt i hydrobiotyt. Bez nikoli. Pow. 18 x.

Quartz-augite diabase (9/C/55; 364,50 m.). The interstitions between labradorite and augites filled up by: quartz, albite, chlorite and hydrobiotite. Ordinary light. Enlargement 18 x.

Fig. 7. Porfir dacytowy, biotytowy (2/XVI/C; 260,00 m). Widoczna epidotyzacja labradoru. Bez nikoli. Pow. 15 x.

Dacite porphyry, biotitic (2/XVI/C 260.00 m.). Labradorite epidotization visible. Ordinary light. Enlargement 15 x.



Fig. 6

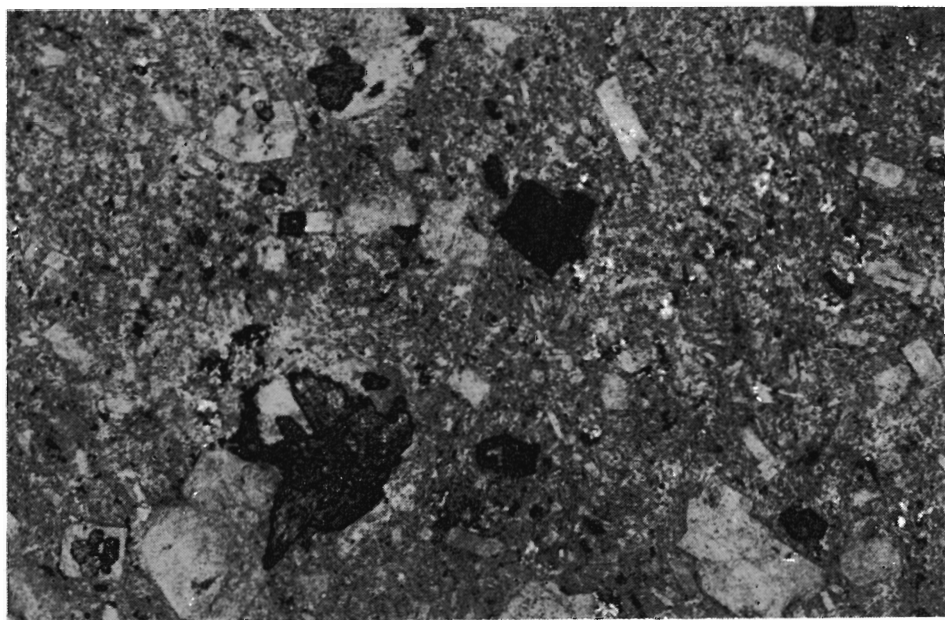


Fig. 7

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

## OBJAŚNIENIA DO TABLICY V

Fig. 8. Porfir dacytowy w kontakcie ze zrogowaconym argilem (6/C/55; 240,95 m.) Parumilimerową strefę przykontaktową porfiru wyróżnia ubóstwo produktów wtórnych przeobrażeń. Wygięcia tabliczek biotytu na kontakcie przemawiają za sztywnością magmy, zaś wąskość szczelin, w które ona wdzierą się — za jej stosunkowo niską lepkością. Bez nikoli. Pow. 14 x.

Dacite porphyry in contact with hornfelsed argillite (6/C/55; 240,95 m.). A few millimeter thick contact zone is characterized by the scantiness of secondary products metamorphosed. The curved biotite plates near the contact surface point to the rigidity of the magma, while the narrow fissures would prove its relatively low viscosity. Ordinary light. Enlargement 14 x.

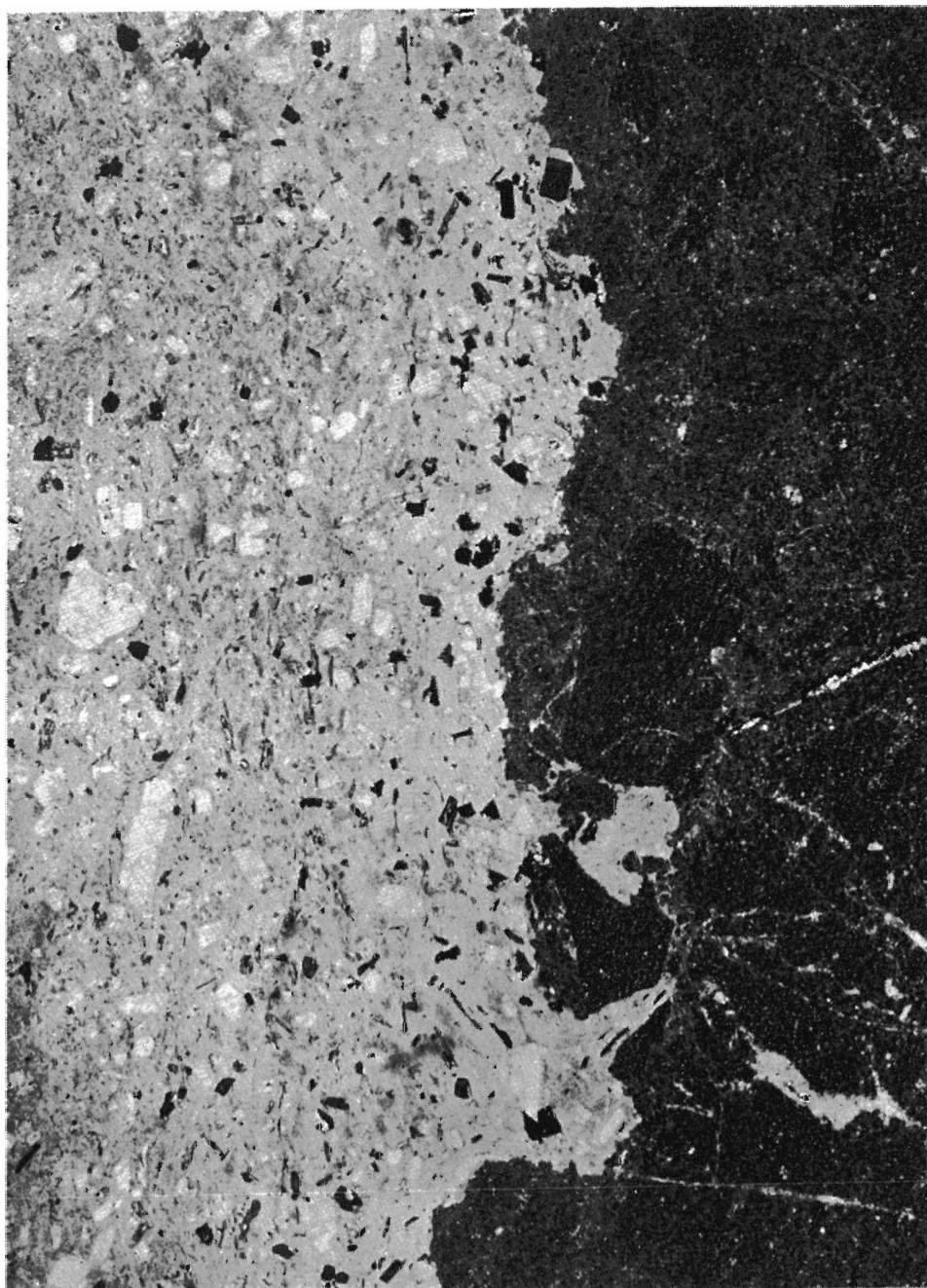


Fig. 8

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

## OBJAŚNIENIA DO TABLICY VI

Fig. 9. Porfir dacytowy, amfibolowo-biotytowy (7/C/55; 205,80 m). Widoczne fenokryształy plagioklazu i biotyty w drobnomikropoikilitowym lub grubofelzytowym cieście skalnym. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 x.

Amphibole—biotite—dacite porphyry (7/C/55; 205,80 m). Plagioclase and biotite phenocrysts in fine micropoikilitic or coarse felsitic groundmass. Crossed nicols. Enlargement 18 x.

Fig. 10. Albitofir kwarcowy (10/C/55; 113,75 m). Składniki silnie przeobrażone w serycyt, kaolinit, kalcyt i chloryt. Struktura wyraźnie mikro-poikilitowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 x.

Quartz albitophyre (10/C/55 113,75 m.). Components strongly altered into sericite, kaolinite, calcite and chlorite. The structure is distinctly micropoikilitic. Crossed nicols. Enlargement 18 x.



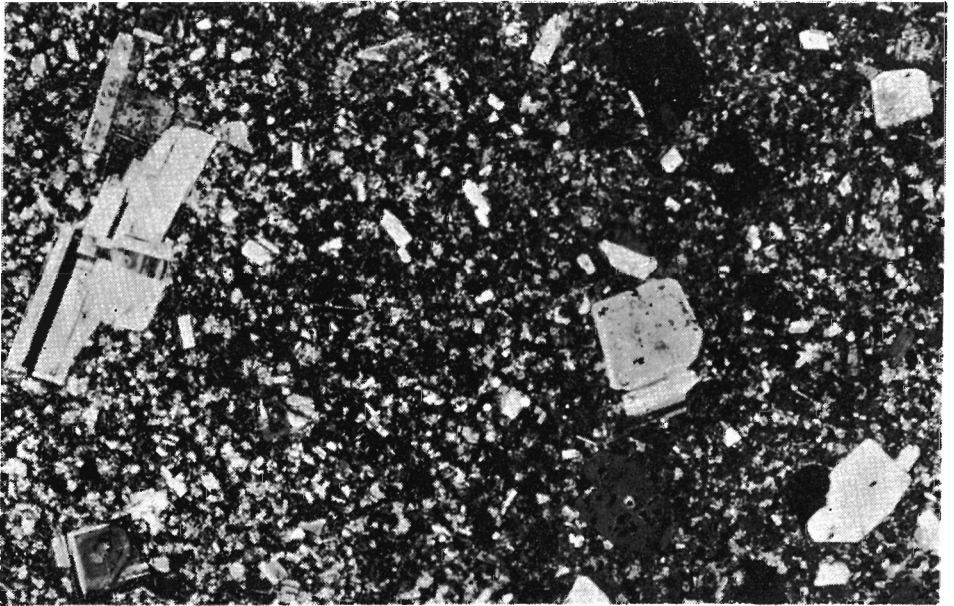


Fig. 9

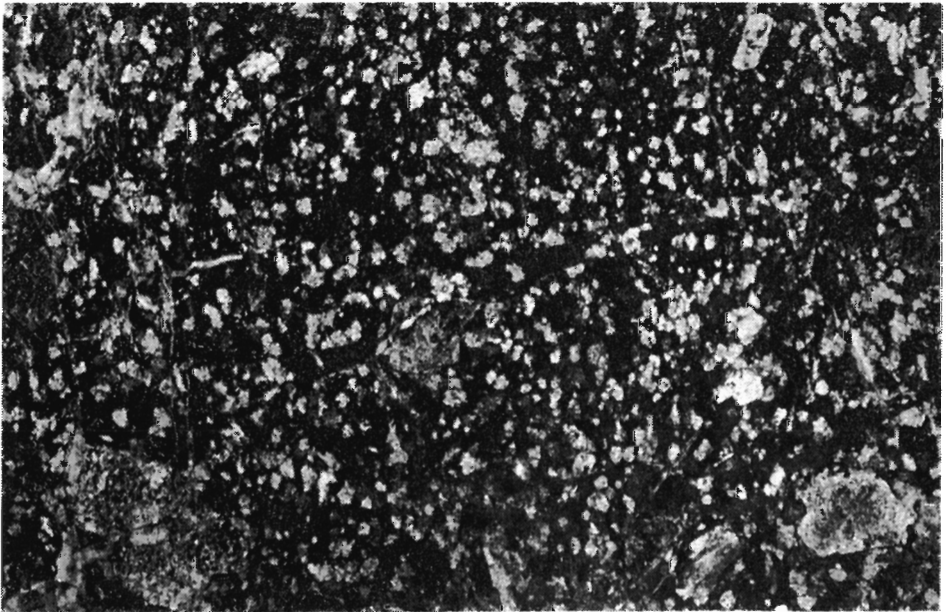


Fig. 10

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia

#### OBJAŚNIENIA DO TABLICY VII

Fig. 11. Kontakt porfiru dacytowego (a) z diabazem (b). Strzałka wskazuje kierunek płynięcia magmy porfirowej.

Contact of the dacite porphyry (a) with diabase (b). The arrow shows the porphyry magma's flow direction.

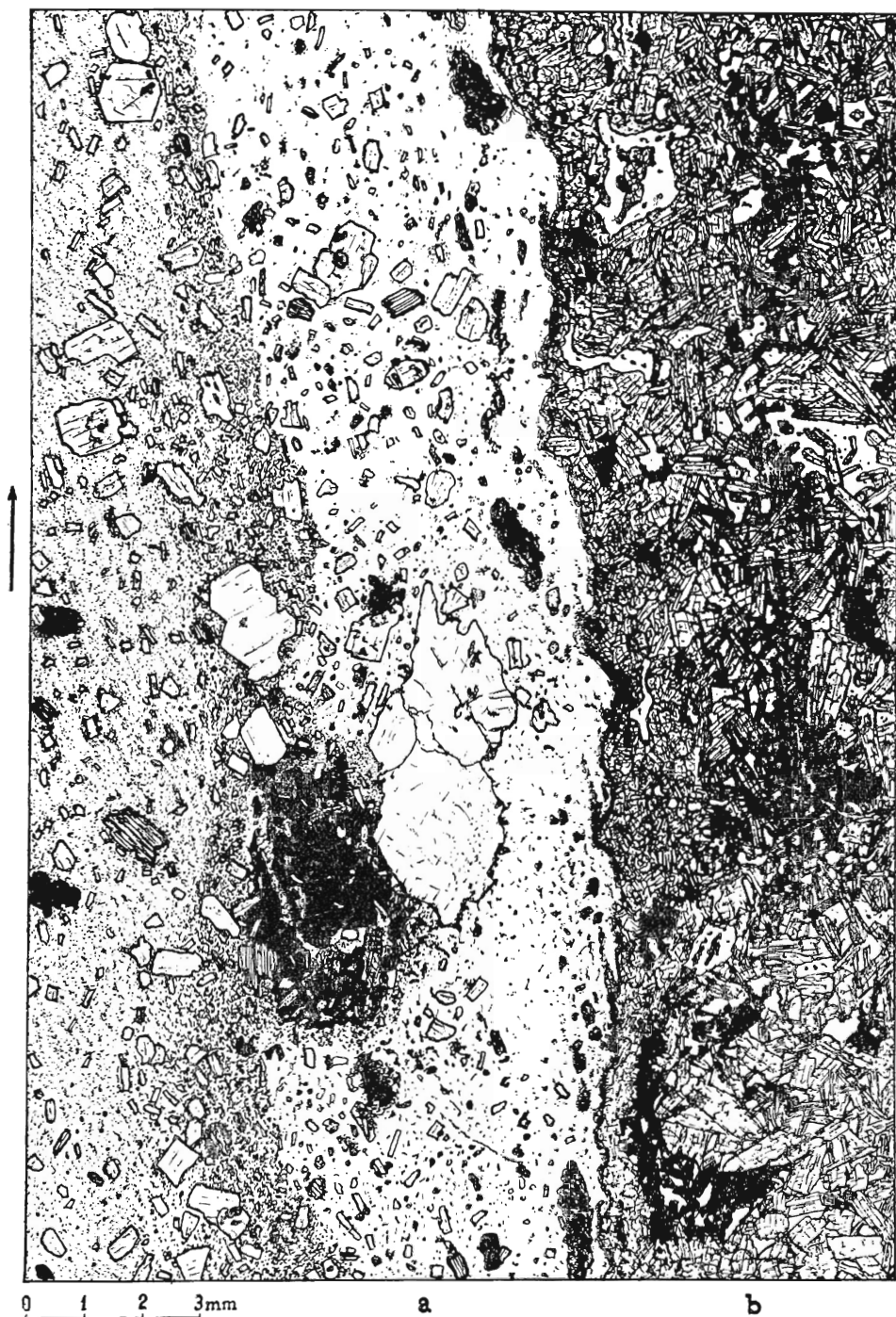


Fig. 11

Tadeusz WIESER — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygotu w okolicy Zawiercia