

Tadeusz WIESER

## Przeobrażenia egzo- i endokontaktowe związane z cieszynitami Karpat fliszowych Polski

### WSTĘP

Rzut oka na mapę geologiczną Śląska Cieszyńskiego zdradza ściśle powiązanie występowań ciał magm cieszynitowych z warstwami cieszynskimi. W żadnej z później osadzonej serii osadów polskich Karpat Zachodnich nie natrafiono na pewne kontakty termiczne z większymi ciałami litych skał magmowych, większymi od niewiele metrów mierzących bloków.

Jakkolwiek stopień poznania tzw. cieszynitów<sup>1</sup> od strony petrograficznej, łącznie z petrochemiczną, jest dzięki monograficznym pracom O. Pacaka (1926) i K. Smulikowskiego (1929, 1930) daleko zaawansowany, odczuwa się jednak brak opracowań o charakterze petrologiczno-geologicznym. Dotyczy to w szczególności np. badań zjawisk kontaktowych, rzutujących na fizyczno-chemiczne warunki środowiskowe wewnątrz stygnącej magmy cieszynitowej i w jej otoczeniu, a także na wiek erupcji. Wagę tych zagadnień dostrzegali K. Smulikowski (1929, p. 92) postulując przeprowadzenie oddzielnych studiów w zakresie tej właśnie tematyki.

Szczególnie frapująca sprawa wieku cieszynitów była głównym lub ubocznym przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Począwszy od H. Madelunga i F. Hoheneggera dylemat ten był szeroko dyskutowany, a wnioskowany wiek oscylował między dolną kredą i mioceniem włącznie. Część badaczy, jak A. Madelung (1965), J. Nowak (1930), K. Konior (1958, 1959, 1963, 1966) i W. Parachoniak (1962) opierała swoją argumentację na rzekomych zmianach kontaktowych w otaczających łupkach, uznanych za eoceńskie bez odpowiedniej dokumentacji bądź w miocenijskich marglach i iłolupkach (K. Konior). Zmiany kontaktowe polegające na powstaniu skał jaspisopodobnych nie można jeszcze uważać za wyczerpujący zagadnienie sprawdzian. W strefach kontaktowych, szczególnie u tektonicznie naruszonych, ułatwione krążenie wód sprzyja hydrolizie w sąsiadujących, zwykle bogatych w szkliwo skałach magmowych. Produkt tej hydro-

<sup>1</sup> Tzw. cieszynity, a to z uwagi na dużą rozmałość składu mineralnego i cech strukturalnych magmowców Śląska Cieszyńskiego oraz na zaistniałą, znaczną rozbieżność dawnego i obecnego znaczenia tego terminu.

lizej — krzemionka, łącznie ze zmobilizowaną ze skały osadowej — stanowi ów cement decydujący o podobieństwie do jaspisów. Przypadek przemiany wapienia w marmur, opisany przez W. Parachoniaka (1962) z wierzenia Pogórz, przedstawia już bardziej ważki argument, gdyby nie zastrzeżenia samego autora odnośnie do „ciągłości rdzeniowania i niemożności przesłędzenia przejść od skały zmienionej kontaktowo w nie zmienioną”.

Fakt, że „cieszynity nie tworzą wyłącznie żył pokładowych (sillów), lecz dość często również dajki” (K. Konior, 1959, p. 478) nie jest dowodem przekonywującym, gdyż jak stwierdza K. Smulikowski (1929, p. 90) „żył właściwych (dyke) nie udało się wyszukać na całym obszarze objętym badaniami”. Autor przedstawionego tu opracowania widział kontakty niezgodne z uwarstwieniem „kleszczy”, ale jedynie na bardzo krótkich odcinkach i to najczęściej u apofiz. Również twierdzenie (K. Konior, 1959), że występowanie dwu mocno kontrastujących typów magm — leukokrytycznego i melanokratycznego — może wskazywać na różnoczasowość, jest w skali geologicznej bez znaczenia. Zmienność składu law Wezuwiusza i wielu innych wulkanów w czasach historycznych wydaje się na to wskazywać.

Wysuwane przez K. Koniora (1959) dalsze przesłanki, jak np. natury tektonicznej, przeczą obserwacjom polowym dokonany przez M. Książkiewicza (1956, p. 405), a zsumowanym w zdaniu: „cieszynity są raczej pre-tektoniczne, ponieważ nigdy nie wykorzystują płaszczyzn nasunięć i uskoków, a sille cieszynitowe wydają się fałdować wraz ze skałami osadowymi”.

Znalezione przez J. Szczurowską (1961), co prawda nieliczne, minerały cieszynitów (augit i lamprobolit) w postaci okruchowej w sąsiednich intruzjom osadach zostały przez K. Koniora jako dowód niewłaściwie ocenione, a praca tej autorki poddana ostrej krytyce (W. Heflik, K. Konior, 1967).

Nie można również nie uwzględnić opublikowanych wypowiedzi badaczy czechosłowackich, którzy stwierdzają m.in.: 1. A. Matejka, Z. Roth (1953, p. 59): „W Fryczowicach znaleźliśmy dalsze dowody na ich wylewy w warstwach grodziskich (pillow-lawy)”; 2. A. Matejka i in. (1953, p. 71): „W strefie Rakowca obserwowaliśmy w warstwach grodziskich łupki tufitowe”; 3. B. Šmid (1962, p. 53; 1963, p. 203): „Cieszynity tworzą przeważnie żyły pokładowe, rzadziej pokrywy i wyjątkowo wkładki z wulkanoklastycznym materiałem, według największego prawdopodobieństwa tufity i wulkaniczne aglomeraty z fragmentami skał osadowych i uwarstwieniem”; 4. Z. Roth (1967, p. 193) „Cieszynsko-grodziskie warstwy obejmują erupcyjne cieszynitowej asocjacji, ich wylewne formy są w Kozłowie już w dolnych (walanzyńskich) częściach warstw. Tufit znaleziony w jego najwyższej, barremskiej części wskazuje, że ten podmorski wulkanizm trwał od walanzyńskich do barremu”.

Dalsze dowody na istnienie wulkanizmu powierzchniowego, i to już na obszarze Śląska Cieszyńskiego (Hałcnów, Puńców), zostaną przytoczone w części opisowej.

Zjawiska kontaktowe w otoczeniu „cieszynitów” były tylko w jednym przypadku rozpatrywane jako oddzielny temat. J. Morozowicz (1890) ogłasza opis kontaktu cieszynitu z marglem w Boguszowicach, dopatru-

jąc się ponad 20 cm grubej aureoli kontaktowej.: Dostrzega on również w bezpośrednim sąsiedztwie cieszynitu strefę z wielkoziarnistym wapieniem krystalicznym, z zachowanym jednak kwarcem, minerałami mikowymi i kaolinem. Rozbiory chemiczne pozwalają mu udowodnić odwapnienie w następnej z kolei strefie — na rzecz „składników krzemionkowych” — marglu. Zmiany kontaktowe J. Morozewicz widzi nie tylko w drobniejszym, zbitym uziarnieniu, „resztkach szkliwa”, ale także w przeobrażeniu augitu w biotyt. Załączone analizy chemiczne cieszynitów zdradzają przemieszczenie krzemionki i tlenków żelaza z partii peryferycznych do centymetrowej grubości partii brzeżnych. Jest to wynik karbonatyzacji.

K. Smulikowski (1929, 1930) podkreśla wyrazistość zjawisk kontaktowych na obu granicach intruzji, co jego zdaniem wyklucza obecność pokryw. Wapienie cieszynskie przechodzą w drobnoziarnisty marmur, natomiast margliste łupki cieszynskie ulegając odwapnieniu, zmieniają równocześnie barwę z ciemnej zwykle w żółtawą, szarawą lub zielonawą z lekko fioletowym odcieniem i twardnieją w jaspisy. Zjawiska kontaktowe wspomniany autor ocenia dalej jako stosunkowo słabe, a grubość stref kontaktowych jako proporcjonalną do miąższości intruzji, zależnie od zapasów ciepła. Na niską temperaturę magmy ma wskazywać obecność delikatnego pelitu kwarcowego i brak typowych minerałów kontaktowych.

K. Konior (1959, p. 458—459) reasumuje własne obserwacje nad zjawiskami kontaktowymi wokół cieszynitów w związku ze spostrzeżeniami w wyrobisku na zboczu Goruszki, koło Grodźca. Wysłane tu wnioski pokrywają się z poprzednio wyszczególnionymi. Ponadto autor w tej i we wcześniejszej pracy (K. Konior, 1938, p. 28) podkreśla brak minerałów kontaktowych, jak epidotu, granatu, wollastonitu i obniża temperaturę magmy do 400—500°C.

## CZEŚĆ OPISOWA

Z pokaźnej liczby przykładów zjawisk kontaktowych powiązanych przyczynowo z ciałami „cieszynitowymi” zostały wybrane tylko te, które wobec stosunkowo dużej „świeżości” materiału były najdogodniejsze do obserwacji. Znalezione je w Żywcu, Lipowej, Hałcnowie, Świętoszówce, Grodźcu, Rudowie, Pastwiskach, Boguszowicach i Puńcowie, zarówno w dolnych, jak i górnych łupkach cieszynskich oraz w wapieniach.

### ZYWIEC

W Żywcu nad Sołą (naprzeciw papierni i dzielnicy Zabłocie) odsłania się szereg wystąpień melanokratycznych skał magmowych o ciemnym, zielonawoczarnym zabarwieniu. Położone najniżej w biegu Soły przedstawia żyłę pokładową (sill), 245 cm grubą, sfałdowaną zgodnie ze skałami ościennymi. Aureole kontaktowe polegające na rekrytalizacji wapienia cieszynskiego w marmur kalcytowy są obecne zarówno w stropie, jak i spagu sillu. Różni je jedynie nieco mniejsza miąższość w stropie — 55 cm wobec 60 cm — w spagu.

W wapieniu pobranym 55 cm od stropu dostrzega się w obrazie mikroskopowym wstępne oznaki rekrytalizacji wapienia pseudo-oolitowego w marmur. Jako pierwszy rekrytalizuje pelitowy cement, natomiast za

najoporniejsze przy dorastaniu należy uznać monokryształy lub skupienia większych kryształów kalcytu pochodzenia biogenicznego (płytki i kolce szkarłupni). Z części nierozpuszczalnych w HCl, stanowiących 8,3% wag. skały, na detrytyczny, pozbawiony korozji albit i sporadyczne skalenie potasowe, nieznacznie obrosłe autigeniczną odmianą albitu, nie przypada więcej aniżeli 20%. Za detrytycznym pochodzeniem skaleni przemawia tabliczkowy pokrój, zgodny nie jak zwykle z (010), lecz (001), a więc płaszczyzną najdoskonalszej łupliwości. Odlupki uległy dorastaniu z wytworzeniem ścian (010), (110), (110), a także (130) i (130). Pozostałość stanowią osobnikowe i agregatowe (do mikrokrystalicznych) kwarcie, rzadkie łuski hydromik oraz substancje ilaste i węgliste.

W próbkę pobranej 20 cm od kontaktu stropowego średnica ziarn zmienia się w granicach 0,02–0,13 mm. Domieszki gliniaste, krzemionka i tlenki żelaza zostały przemieszczone w trakcie krystalizacji kalcytu i równocześnie skupiając się wywołały plamistość w obrazie mikroskopowym. Niska zawartość części nierozpuszczalnych — równa 1,9% wag. — jest zapewne spowodowana pelitowym charakterem skały wyjściowej. Z ilości tej zaledwie 5% przypada na drobno uziarniony albit i inne skalenie nieco skorodowane.

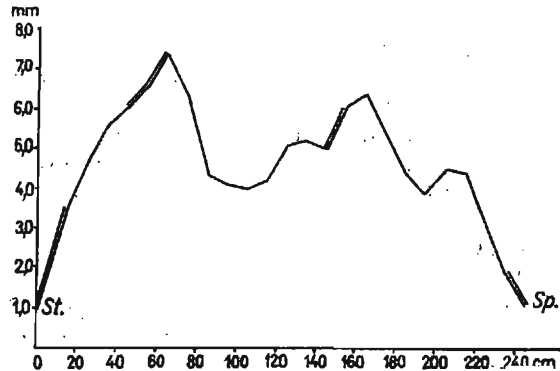
W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu z magmowcem, w równo- i drobnoziarnistym (średnio 0,1 mm  $\phi$ ) marmurze pojawiają się w mniej lub więcej widocznym związku z żyłkowaniem infiltracje albitowe i pirytowe (tabl. I, fig. 4). Pozostałość po trawieniu jest tu pokaźna (15,5%), z czego 80% przypada na albity. Autigeniczny albit i albit pochodzący z infiltracji z zewnątrz są znacznie pospolitsze od albitu detrytycznego, jak zwykle różowawobrunatnego od wrostków. Brakujące 20% to mikroziarnisty kwarc i piryt. Oddziaływanie hydrotermalne, a nie typowo kaustyczne jest tu nazbyt dobrze widoczne.

Zmieniona w kontakcie stropowym skała magmowa, pierwotnie afanityczna, szklista uległa przeobrażeniu w albit i chloryt przy równoczesnej kalcytyzacji. O znacznym odprowadzeniu przez hydrotermy tlenków Fe i in. mówi względnie duże wzbogacenie skały w leukoksen (tabl. I, fig. 5). Tworzący nieliczne mikrofenokryształy biotyt (anomit) uległ chlorytyzacji i wermikulityzacji ( $\alpha$  — bladorūdawy,  $\beta$  i  $\gamma$  — jasnooliwkowy).

Mimo znacznych różnic w pierwotnej zawartości szkliwa (struktura od apowitrofirowej na peryferiach do apohemi- i apohipokrystalicznej we wnętrzu) skała magmowa budująca sill ma stosunkowo jednorodny skład mineralny. Jest ona obok nieznacznej domieszki biotyту, tytanomagnetytu i sporadycznej hornblendy hastyngsytovej złożona przede wszystkim z lekko zielonawego aguitu bazaltowego o  $2V_r = 58^\circ$ ,  $r > v$   $\gamma/z = 45 \div 50^\circ$ ,  $n_r = 1,719$ . Czasem towarzyszy mu narosły i oddzielnie występujący egiryn. K. Smulikowski (1930, p. 817) nazywa opisaną skałę fourchitem. Pewne odstępstwa obserwuje się, gdy skała ta jest wzbogacona nadmiernie w chlorytyzowany i wermikulityzowany hydrobiotyt ( $n_r^{\beta} = 1,619$ ), co zbliża ją do odmiany zwanej ouachitytem. Proces ten wiąże się z lokalnym nagromadzeniem w magmie składników lotnych, sprzyjających chlorytyzacji i biotytyzacji (tabl. II, fig. 6), a także dorastaniu ziarn (fig. 1). O dużej zawartości mineralizatorów w magmie ( $H_2O$ ,  $CO_2$  i in.) świadczy również kompletne przeobrażenie szkliwa w chloryt z domieszką albitu, kalcytu, kwarcu i niekiedy analcytu.

Próbka pobrana ze spągowego endokontaktu jest w zupełności schlorytyzowaną i skarbonatyzowaną lupiną afanitową. Wymienionym minerałom towarzyszy ponadto albit, leukoksen oraz schlorytyzowany i zwermikulityzowany biotyt. Chloryt, własnościami optycznymi odpowiada talkochlorytowi Heya, co sugeruje daleko idące odprowadzenie żelaza ze skały.

Fig. 1. Rozkład wielkości ziarn augitu w sillu fourchitowym z Żywca. Podwójne linie oznaczają strefy wzbogacone w biotyt. St. i Sp. symbolizują strop i spąg sillu  
Grain size distribution for augite grains in the fourchite sill at Żywiec. Double lines indicate zones enriched in the biotite. St. and Sp. symbolize top and bottom of sill



Marmur kalcytowy ze spągowego kontaktu jest niemal równoziarnisty (0,4 ÷ 0,5 mm). Uderza niska zawartość części nierozpuszczalnych w kwasach = 0,35% wag. oraz brak skaleni, mimo kalcyłutowego i organodetrytycznego charakteru wyjściowej skały węglanowej. Skalenie detrytyczne uległy zatem wyługowaniu, a krzemionka reprecypitacji w postaci sub- i euhedralnych kryształów kwarcu o pokroju tzw. diamentów marmaroskich. Nie zmienione pozostały jedynie chloryty i hydromiki.

W marmurze pochodzącym z odległości 20 cm od spągowego kontaktu ziarna są już nierówne (0,03 ÷ 0,6 mm) i mniej izometryczne aniżeli w poprzedniej próbce. Z pozostałości po trawieniu (0,25%) na autogeniczne albity i detrytyczne skalenie przypada 80%. Te ostatnie są jedynie nieznacznie zaatakowane przez korozję hydrotermalną. Dopiero w odległości 60 cm od spągu żyły można natrafić na początkowe stadia przeobrażenia wapienia typu kalkarenitu w marmur. Rekrystalizacja najsilniej przejawia się w spoiwie oraz we fragmentach pelitowych. Pozostałość po trawieniu stanowią kwarcze, zgetytyzowane piryty i skalenie.

#### LUPINOWA

Na zachodnim krańcu wsi, w małym kamieniołomie o ścianie eksploatacyjnej zwróconej na południe, został odsłonięty obustronny kontakt sillu z wapieniami cieszyńskimi. Miąższość stref kontaktowych w stropie wynosi 95 cm, w spągu zaś nie da się bliżej ustalić z uwagi na obecność apofizy 55 cm grubej, występującej w odległości 80 cm od kontaktu z głównym (320 cm grubym) silliem.

Uziarnienie skały magmowej, mierzone w profilu, ujawnia duże wahania w wielkości osobników (augitu), przy czym w dwu sąsiadujących w poziomie „kulach”, powstałych przez wietrzeniową eksfoliację, różnice dochodziły do 2,3 mm. Przemawia to za niską temperaturą magmy w ru-

chu oraz za turbulentnym płynięciem częściowo zakrzepłej w postaci bloków tego swego rodzaju „klastolawy”.

Pod względem petrograficznym panująca apohemikrystalicznie porfirowa odmiana skalna zawiera bardzo liczny augit bazaltowy o średnich cechach:  $2V_r = 55^\circ$ ,  $r > v$ ,  $\gamma/z = 46 \div 51^\circ$ ,  $n_r = 1,722$ . Towarzyszy mu nie naruszony przez przeobrażenia egiryn (przeciętnie  $a/z = +2,5^\circ$ ,  $n_r = 1,815$ ), czasem bez wyraźnych epitaksyjnych narostów. Lamprobolit i augit egirynowy występują rzadko i nieregularnie. Pospolitszy od nich jest biotyt, w szczególności w pobliżu kontaktu. Współwystępuje on z tytanomagnetylem. Pozostałe minerały akcesoryczne to tytanit i chloro- oraz fluoroapatyt. Rentgenograficznie stwierdzono nadto obecność albitu, sanidynu i kwarcu. Tą samą metodą wykryto, że fluoroapatyt (z  $d_{111} = 2,798 \text{ \AA}$  i  $d_{222} = 1,937$ ) jest względem chloroapatytu ( $d_{111} = 2,764$  i  $d_{222} = 1,954$ ) znacznie bardziej rozpowszechniony w bliskości kontaktu. W sąsiedztwie kontaktu częściej też tworzą się wariolitowe skupienia mikrolitów różowawobrunatnego albitu i pseudomorfoz natrolitowych po albitach. Sądząc z następstwa w kulach eksfoliacyjnych, tło skalne uległo pierwotnie chlorytyzacji, na którą później nakłada się smektytyzacja (tabl. II, fig. 7). Niezależnie do częstych procesów przeobrazeniowych należą: karbonatyzacja, zwłaszcza w pobliżu kontaktu, zastąpienie przez analcym (tabl. III, fig. 8) oraz przez seladonit. Produktami przeobrażenia augitu są głównie chloryt i smektyt (saponit-nontronit), nieco bogatsze w Fe, co zdradza silniejsza absorpcja.

Podobieństwo skał magmowych z Żywca i Lipowej jest dość wyraźne, co podkreślił już K. Smulikowski (1929, p. 89; 1930) nazywając je fourchitami. Dostrzegalne różnice wiążą się jedynie z nieco odmiennymi warunkami termodynamicznymi krzepnięcia, a mianowicie z nieco niższą temperaturą magmy i zawartością substancji lotnych, a co za tym idzie większą lepkością magmy na przykładzie wystąpienia w Lipowej.

Strefa kontaktowa w stropie intruzji jest znacznie okazalsza (do 95 cm grubości) w Lipowej aniżeli w Żywcu. Marmur kalcytowy z bezpośredniego kontaktu stropowego jest skałą drobnziarnistą (śr. — 0,25, maks. 1,65 mm  $\phi$ ), panksenoblastyczną. Wśród pozostałości po trawieniu kwasem (0,8% wag. skały) występuje zgetytyzowany magnetyt (0,3%), resztę zaś stanowi albit (0,4%) oraz rzadszy kwarc. Albit barwy lekko różowawobrunatnej wraz z niekiedy narosłą, autigeniczną odmianą bezbarwnego albitu bywa wyraźnie korodowany. Spotyka się go w przestrzenkach międzyziarnowych, żyłkach kwarcowych i miarolach. Zarówno cechy optyczne, jak:  $2V_a = 84^\circ$ ,  $n_r = 1,535$ ,  $n_a = 1,525$ , oraz orientacja indykatrixy wskazują na wysokotemperaturowy stan strukturalny (J. R. Smith, 1958). Godnym odnotowania jest fakt, że jednakowo zabarwiony, różowawobrunatny albit z endokontaktu posiada bardziej uporządkowaną strukturę, gdyż *intermediacy index* (I. I.) J. M. Hofferera (1968) dla funkcji  $\Gamma$  (p. J. V. Smith, P. Gay, 1958) sięga wartości 57.

W próbce pochodzącej z odległości 55 cm od powierzchni stropowego kontaktu rekrytalizacja w marmur jest już niekompletna i stąd struktura bardziej nierównoziarnista (śr. 0,03  $\div$  0,04, maks. 3 mm). Resztę po trawieniu kwasem (w ilości 0,13%) stanowi albit ze śladami bardzo daleko posuniętej korozji, która zniszczyła narosłą modyfikację autigeniczną oraz znacznie zredukowała wielkość ziarn.

Pierwsze oznaki przekryształizowania wapieni pod wpływem intruzji obserwuje się w odległości 95 cm od stropu. Pierwotny sediment przedstawiał frakcjonalnie warstwowany namuł wapienny, odpowiadający aleurytowi i pelitowi. W skałenie obfitują jedynie laminy kalcyłutytowe z 4% wobec mniej niż 0,5% w mikrycie i 0,87% w całości próbki. Ziarna skałeni są z reguły opatrzone obwódkami regeneracyjnymi, a maksymalna ich średnica sięga 0,2 mm. Oprócz albitu i znacznie rzadszego skałenia potasowego zdarzają się także agregaty mikroziarnistego i sferolitozowego kwarcu.

W pobranym w odległości 275 cm od stropu wapieniu pseudo-oolitowym, nieznacznie piaszczysto-mulastym, pośród 4,1% wag. części nierozpuszczalnych na skałenie przypada połowa. Natomiast w czystszy nieco, lecz podobnym wapieniu pobranym 380 cm od stropu na 1,74% części nierozpuszczalnych na skałenie, w tym wiele euhedralnych, przypada 0,1 ÷ 0,2%. Z kolei w próbce kalcyłutytu (580 cm od stropu) na 7,1% reszduum 1/3 stanowiły skałenie.

Próbka marmuru pobrana w odstępach 12 ÷ 23 cm od kontaktu spągowego zawierała w większej ilości kwarc i albit (łącznie 5 ÷ 20% skały) oraz zgetytyzowany piryt w postaci poikiloblastów. Przemawia to za ich przeważnie infiltracyjną naturą, zwłaszcza ze względu na raczej pelitowe (obecna średnica 0,05 mm) ziarno pierwotnego osadu. W nieco dalszej (38 cm) próbce rekryształizacja jest mniej zaawansowana, a ziarna kwarcu i albitu uległy co prawda dorastaniu, lecz nie tworzą poikiloblastów.

Typowo organodetrytyczny wapień znaleziony w odległości 70 ÷ 75 cm od kontaktu spągowego znajduje się zaledwie w zaczątkowym stadium rekryształizacji. Z nierozpuszczalnych części zawiera prawie wyłącznie skupienia chalcedonu. Kilka cm poniżej pojawia się gruba apofiza (55 cm) silnie skarbonatyzowanego fourchitu z „palackitową” łupiną.

Z podanego wyżej zestawienia próbek skał egzokontaktowych i niezmienionych wynika, że w stropie intruzji miało miejsce ługowanie i odprowadzenie materii kwarcowo-skałeniowej w bliskim sąsiedztwie kontaktu. W spągu natomiast można zauważyć doprowadzenie tejże, co ujawnia obecność poikiloblastów, a także pojawienie się ciągłej, blisko pięciocentymetrowej wkładki z konkretyjnym wzrostem 45 cm poniżej kontaktu.

#### HAŁCZÓW

W rowie wykonanym wewnątrz rozwidlenia dróg w Hałczowie, w pobliżu wzgórza 379 m n.p.m. (K. Smulikowski, 1929, p. 83) został znaleziony kontakt stropowy monchikitu z górnymi łupkami cieszyńskimi. W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu występuje drobnoziarnisty, mulasty piaskowiec (tafl. III, fig. 9) z domieszką zapewne detrytycznych ziarn węglanów. Z identycznego przebiegu przeobrażeń w sąsiedniej afanitycznej i niegdyś bogatej w biotyt (obok albitu, kalcytu i chlorytu) skale magmowej należy wnosić, że liczne — miejscami podstawowe — spoiwo piaskowca obfitowało w hydrobiotyt z domieszką chlorytu. Minerale te, po nieznacznych przeobrażeniach pod wpływem ciepła kontaktu (dehydratacja), uległy z kolei silnemu metamorfizmowi hydrotermalnemu, prowadzącemu w przypadku biotyту do wermikulityzacji, a chlo-

rytu — smektytyzacji. Nie jest wykluczona także przymieszka niegdyszsklistego, halmirolitycznie rozłożonego materiału wulkanoklastycznego, mimo że nie stwierdzono obecności okrucowego augitu itp. minerałów frakcji ciężkiej. Zastanawiająca jest też bardzo niska (30÷40 cm) i niewyraźnie zrogowacona strefa kontaktowa (?) wobec kilkunastometrowej miąższości ciała magmowego oraz brak wysokotemperaturowego kwarcu.

Przy próbie wytłumaczenia przedstawionych zjawisk nie bez znaczenia jest wykrycie przez I. Gucwę i autora trzech horyzontów skał wulkanoklastyczno-osadowych w odległości 350, 850 i 855 cm od kontaktu (J. Gucwa, W. Nowak, T. Wieser, 1971). Te 0,8÷1,0 cm grube wkładki przedstawiają, jak wykazały analizy rentgenowskie i termiczno-różnicowe, ilowce illitowo-chlorytowe ze sporą przymieszką halmirolitycznie w smektyt rozłożonego, szklatego materiału wulkanoklastycznego. Wśród minerałów frakcji ciężkiej rozpoznano bardzo liczne augity bazaltowe ( $n_r = 1,728$ ;  $\gamma/z = 46 \div 50^\circ$ ), nieco rzadsze lamprobolity ( $n_r = 1,716$ ;  $\gamma/z = 4 \div 10^\circ$ ), biotyty z rodzaju anomitu, apatyty, a nawet sporadyczne egiryny ( $a/z = +1^\circ$ ). Dla porównania należy przytoczyć cechy augitów bazaltowych jak:  $2V_r = 53^\circ$ ,  $n_r = 1,728 \div 1,730$ ;  $\gamma/z = 45 \div 49^\circ$  oraz lamprobolitów jak:  $2V_r = 72^\circ$ ,  $n_r = 1,716$ ,  $\gamma/z = 7^\circ$ ,  $r \leq v$  u monchikitów z pobliza kontaktu. Podobieństwo ich, a także wzrastająca ilość „kryształów” w coraz to młodszych wkładkach dowodzi, że niedługo po powstaniu omawianej i sąsiednich, nie odsłoniętych ekstruzji, z wydostaniem się na powierzchnię dna lub tuż pod nim, nastąpiła ich degradacja.

#### ŚWIĘTOSZÓWKA.

W łózysku potoku, około 800 m na S od mostku na szosie Bielsko-Skoczów, a zatem w tymże punkcie, z którego zostały opisane przez K. Smulikowskiego (1929, p. 70—74) skały zaliczone do monchikitów, natrafiono na dobrze widoczny „kontakt” z górnymi łupkami cieszyńskimi. Poza nieznacznym wyjaśnieniem czarnych łupków nie zauważono żadnych wyraźnych zmian egzokontaktowych. Skała magmowa ma jednakże cechy strukturalno-teksturalne, zbliżające ją do wylewnych limburgitów. Struktura od glomerofirowej (augitofirowej) zmienia się w miarę zbliżania do kontaktu w oligofirową, afanitową, a tekstura w brekcjonową i migdałowcową (tabl. IV, fig. 10 i 11). Duża rozpiętość w składzie chemicznym augitów, zmieniających się z augitów bazaltowych w silnie tytanowe w obwódkach (np. w jednym osobniku  $\gamma/z = 46^\circ$  i  $2V_r = 53^\circ$  w środku zmienia się w  $\gamma/z = 51^\circ$  i  $2V_r = 43^\circ$  w peryferii przyrostów na ścianach słupa i  $\gamma/z = 62^\circ$  i  $2V_r = 41^\circ$  na obwodzie) dowodzi dużej lepkości magmy, wywołanej jej dużym przechłodzeniem w warunkach przydennej lub dennej ekstruzji. Ze wszystkich poznanych skała magmowa ze Świętoszówki wykazuje najwyższe podobieństwo względem tworzących „egzotyki” w warstwach grodzkich i wierzowskich w okolicy Wadowic (T. Wieser, 1950).

#### GRODZIEC

Na wzniesieniu zwanym Goruszka, a położonym na wschód od Grodźca, znajduje się nieczynny kamieniołom. Założony dla eksploatacji wapieni cieszyńskich odsłania bardzo liczne kontakty z „cieszymitami”,



które zgodnie z prawidłami terminologii zastosowanej przez K. Smulikowskiego mogą odpowiadać skałom grupy monchikitu.

Geologiczna postać występowania „cieszynitów”, jak to już wykazał K. Konior (1959, p. 454—460) na podstawie szczegółowego zdjęcia, jest skomplikowana, oscylująca między sillem i dajką, z licznymi apofizami i „ostańcami” wapieni. Wbrew przypuszczeniom skała magmowa nie jest tu wydatniej skontaminowana aniżeli obserwuje się to w innych występowaniach. Również i tu są widoczne łupiny afanitowe (ang. *chilled margin*), wzbogacone w blaszki biotyty, pierzaste skupienia listewkowego albitu typu wariolitów oraz wakuole wypełnione kalcytem z kwarcem na peryferii, dalej albitem, analcymem, chlorytem, w towarzystwie seladonitu i hydrobiotytu. Do rzadkości należą nie zmienione augity, a biotyty jest z reguły przeobrażony w chloryt, getyt, leukoksen, czasem w asocjacji z wermikulitem i seladonitem. Produktami przeobrażenia augitu są chloryty, węglany, leukoksen i smektyt, zaś tła skalnego dodatkowo albit i (lub) analcym.

Skały otaczające w pobliżu kontaktu, jak podaje K. Konior (1959, p. 458), ulegają następującym zmianom: zależnie od składu wapieni zmienia się ich zabarwienie, następuje odwapnienie, u odmian marglistych zaś z ziarnistych wapieni powstają drobnoziarniste marmury. Autor ten podkreśla ponadto obecność ziarn świeżego pirytu w bliskości kontaktu oraz przytacza szereg innych obserwacji wymienianych także przez K. Smulikowskiego (1929) z innych występowañ.

Jako novum należy podać znalezienie typowych minerałów kontaktowych w bliskim (5 do maks. 20 cm odległym) sąsiedztwie intruzji w wapieniach laminowanych, kalcytytowych i marglistych (tabl. V, fig. 12 i 13). Mineralemi tymi są typomorficzne dla kontaktów granaty, należące do odmiany grossularu z zawartością 10÷35% molekuly andradytowej (T. Wieser, 1969). Najpospolitszym członem szeregu izomorfijnego grossular-andradyt jest w Grodźcu grossular zawierający 26% molekuly andradytowej, jak można to ustalić z rozmiarów komórki elementarnej,  $a_0 = 11,905$ , wyliczonej z danych dyfraktometrycznych (p. tabela 1), oraz z wysokości  $n = 1,774$  i  $D = 3,64$ . Wielkość często euhedralnych kryształów o postaci dwunastościanów rombówych sięga 0,42 mm. Często są one wewnątrz wypełnione kalcytem na podobieństwo perymorfoz, a same z kolei obrastają wieńcem większe osobniki organodetrytycznego kalcytu. Istnieje wyraźny związek między rozmieszczeniem granatu i reliktowych skupień serycytu, a zwłaszcza chlorytu, powstałych zapewne przez przeobrażenie illitowego spoiwa gromadzącego się w niektórych przestrzeniach międzyziarnowych po wyparciu przez rekrystalizujące ziarna węglanów.

Marmury z granatem są powszechnie w różnym stopniu dolomityczne, przy czym dolomityzacja jest niewątpliwie procesem epigenetycznym, związanym z hydrotermalnym metamorfizmem. Jak wynika z pozycji marmurów z granatami, maksimum oskarnowania przypada na południową część odkrywki, gdzie też istnieje podejrzenie o bliskość kanału doprowadzającego, poparte nadto licznymi zjawiskami mineralizacji siarczkowej.

## RUDÓW.

We wsi Rudów, w najniżej z biegiem rzeki położonym, zarzuconym kamieniołomie (p. 3 K. Smulikowskiego, 1929, p. 32) łatwo można dostrzec pokaźnych rozmiarów kontakt intruzji magmowej z górnymi łupkami cieszyńskimi. Skąła magmowa, zdefiniowana przez K. Smulikowskiego jako hipabisalny odpowiednik esseksytów, wyróżnia się obecnością segregacji pegmatoidalnych. Utwory te, jak i inne powstałe przy krystalizacji stopu bogatego w mineralizatory, znamionuje wyjątkowo grube uziarnienie, i to głównie lamprobolitu. Jego cechy optyczne pomierzone we wnętrzu ziarn jak:  $2V_r = 76 \div 80^\circ$ ,  $n = 1,706$ , mimo znacznych kątów znikania  $\gamma/z = 14 \div 16^\circ$ , skłaniają, podobnie jak i  $r < v$ , do przyjęcia tej nazwy, a nie barkewikitu. Nieco mniej liczny augit należy do odmiany bazaltowej i tytanowej z  $2V = 46 \div 53,5^\circ$ ,  $\gamma/z = 47 \div 51,5^\circ$ ,  $n_r =$  do 1,743,  $r > v$ . Tło skalne zawiera skalenie alkaliczne zastępowane podobnie jak i mesostasis przez zeolity w rodzaju analcymu, tomsonitu czy natrolitu.

Strefa kontaktowa w stropie intruzji, reprezentowana tu przez rogowce kwarcowo-skaleniove z biotytem, liczy 65 cm grubości. Stosunkowo daleko posunięte przeobrażenie tłumaczy dodatkowe oddziaływanie kaustyczne 9 cm grubej apofizy, zawartej w podanym przedziale miąższości. Skąłę budującą apofizę, jak należałoby oczekiwać, cechują: afanityczne uziarnienie, bogactwo przeobrażonego w chloryt i smektyt szkliwa, a także pospolite mikrolity zvermikulityzowanego biotyty.

## PASTWISKA.

W starym kamieniołomie, położonym nad potokiem opływającym od NW wzgórze w Pastwiskach, została odsłonięta robotami eksploatacyjnymi intruzja wdzierająca się w górne łupki cieszyńskie. Spąg intruzji jest zakryty rumoszem. Na podstawie jednak luźnych okazów można sądzić, że szczególnie dolne części intruzji buduje monchikit oliwinowy zbliżony składem do limburgitu, a strukturalnie do porfiryty pikrytowego. Oliwin występuje w nim wyłącznie w postaci pseudomorfoz saponitowych bądź saponitowo-chlorytowych. W stronę kontaktu stropowego zawartość pseudomorfoz oliwinowych miarowo maleje kosztem liczniejszej reprezentacji biotyty i augitu, a strukturalnie skąła bardziej przypomina monchikit lub ouachityt. Równocześnie w tle skalnym — w miejsce mieszaniny smektytu z niewielką domieszką kalcytu i zeolitów — zaczynają pojawiać się skalenie, czasem w postaci granosferytów.

W odległości 35 cm od kontaktu stropowego zjawia się facja pegmatoidalna, hololeukokratyczna. Charakterystycznym głównym składnikiem skąły jest tu albit ( $An_4 \div 7$ ) o raczej niskotemperaturowym stanie strukturalnym ( $\perp [001]/\alpha_1, \alpha_2 = 86,5 \div 88^\circ$  i  $2V_\alpha = 80^\circ$ ). Niektóre ziarna stosownie do zawartości wrostków można uznać za produkty rekrytalizacji skalenia, inne natomiast za wytwór neokrystalizacji. Bliźniaki są wyłącznie proste, zbudowane zgodnie z prawem Roc Tourné. Drugorzędym składnikiem jest spelitizowany i w części skarbonatyzowany skaień potasowy. Mafity uległy przemianom w zespół smektytu, chlorytu, kalcytu oraz leukoksenu. Zauważono ponadto piryty, tytanit oraz analcym w spe-

lityzowanych, subhedralnych lub przejrzystych, euhedralnych ziarnach, wyścielających wraz z węglanami i neokrystalizacyjnym albitem miarole. Struktura apointersertalna, zbliżona do bostonitowej, tekstura miarolityczna.

W odległej o 10 cm od kontaktu strefie pojawia się heterogeniczna brekcja, złożona zarówno z okruchów skały o strukturze apointersertalnej (apohypokrystalicznej), jak i apohyalinowej. Pierwsza z wymienionych swoim składem mineralnym wybitnie przypomina afirowe spility. Nietypowy jest w niej jedynie nieco schlorytyzowany biotyt.

Odmiana pochodząca z nieco większej odległości od kontaktu (10-15 cm) jest grubiej uziarniona, a składem zbliża się do ouachitytu, gdyby nie dość liczne załbityzowane plagioklasy oraz silne przeobrażenie augitów, rozpoznawalne jedynie po konturach. Trzecia odmiana, miarowo przechodząca w poprzednią i spilitową, to skała apohemikrystaliczna, mikrofirowa (od mikrofenokryształów biotyту) ze specyficznymi dla tła skalnego strukturami: „drzewiastą” (ang. *arborescent*) i wariolitową. Tekstura migdałowcowa.

Skała magmowa z najbardziej zewnętrznego endokontaktu, a pochodząca ze ściany południowej łomu, jest odmianą apohyalinową, nieco plamistą od glomeroblastów chlorytu. Zawiera ona parumilimetrowe porwaki skały typu spilitowego (czasem z wakuolami wypełnionymi seladonitem), a także pojedyncze źerdki załbityzowanego plagioklazu i blaszki biotyту. Próżnie zapełnia smektyt oraz seladonit. Akcesorycznie występują liczne tytanity i anatazy, obok rzadszych apatytów i cyrkonów.

Inny rodzaj afanitowej skały magmowej z bezpośredniego sąsiedztwa kontaktu, a wzięty ze ściany zachodniej, jest odmianą ouachitytowego palackitu. Obok węglanów składają się na nią: albit, smektyt, leukoksen, getyt i liczny zvermikulityzowany biotyt. Od skały egzokontaktowej oddziela ją ledwie dostrzegalna strefa, bogata w sferolity albitowe (wariolity) wielkości do 0,2 mm.

W tejże płycie cienkiej można zaobserwować, że proces zrogowacenia skały otaczającej, tu nieznacznie wapnistych ilowców, odbywał się nie tylko frontalnie, ale i od spękań (tabl. VI, fig. 15). Polega ona na przeobrażeniu zasobnych w hydromiki ilowców w agregat kwarcowo-skaleńniowy, dorastaniu ziarn węglanu i na skupianiu się leukoksenu w grudki.

W odległości blisko 15 cm od kontaktu zjawia się horyzont „jaspisów porcelanowych” wzbogacony w węglany i grudkowy leukoksen, a ściślej anataz w ilości ok. 4% obj. skały. Tu ponadto pojawiają się najmniej zmienione detrytyczne hydromiki. Mający pośrednie położenie (od 6 do 8 cm od kontaktu) horyzont ubogi w węglany, lecz z nieco wyższą zawartością leukoksenu (anatazu) zdradza nie nasuwające wątpliwości odwapnienie skały.

W odstępnie około 20 cm od kontaktu ilasta skała osadowa przybrała wygląd nieznacznie zrogowaczonego „łupku plamistego” (niem. *Fleckschiefer*). Plamistość wywołują glomeroblasty serycytu, rezultat zbiorczej blastezy illitu i pokrewnych minerałów, zwiastuny procesów metamorfizmu kontaktowego. O niskiej istotnie skali przeobrażeń daje wyobrażenie odziedziczona drobna laminacja i skośne uwarstwienie (tabl. VI, fig. 14).

## BOGUSZOWICE

Stary kamieniołom, w którym przekonywające zjawiska kontaktowe diabazów z łupkami marglistymi dały asumpt do szczegółowych studiów, przeprowadzonych przez J. Morozewicza (1890) oraz K. Smulikowskiego (1929, p. 12) w obrębie głównej ściany, kryje jeszcze inne ciekawostki. W najbardziej wschodniej i niskiej ścianie wyrobiska odsłaniają się swoiste przeobrażenia wapieni ilastych w marmury oraz interesująca apofiza „hyalocieszynitu”.

W pasie położonym od 0 do 12 cm od powierzchni kontaktowej intruzji, o miąższości ocenianej na 15 m, zjawia się marmur, bardziej wyglądem aniżeli składem przypominający kałcyfir. Wygląd ten nadaje mu przemieszczenie i agradacja cząstek substancji ilastych wokół pewnych centrów. W innych przypadkach pierwotna mikrolaminacja decyduje o pojawieniu się smużastości. Poszczególne ziarna w panksenoblastycznym agregacie kalcytowym są opatrzone suturowymi konturami. Pozostałość po trawieniu kwasem solnym wskazuje na sporą przymieszkę frakcji mufowej (do 0,07 mm) w postaci kwarcu i okrucowych skaleni.

„Marmur” pochodzący 20 cm od kontaktu jest ledwie spieczonym marglem lub ilastym wapieniem, w którym mobilizacji metamorficznej uległ jedynie węglan wapnia. Jest on rozmieszczony w warstewkach, smugach, złożonych z dużych ziarn o suturowych lub poligonalnych konturach bądź też rozsiany w cudzopostaciowych porfiroblastach z suturowymi konturami, przypominającymi nieco kryształy szkieletowe. Tło przedstawia się tu jako mikro- lub prawie kryptokrystaliczny agregat minerałów gliniastych i krzemionkowych.

W odległości 25 cm od kontaktu podobna do poprzedniej skała częściowo zatracą już rogowcowy (porcelanitowy) pozór, stając się raczej plamista aniżeli smużasta i w niewielu centymetrach powyżej przekształca się w zupełnie nie zmieniony kontaktowo osad.

W pobliżu opisanych przykładów metamorfizmu przebiega, miejscami zgodnie, gdzie indziej niezgodnie z uwarstwieniem, apofiza grubości 12 cm, dla której zjawiska kontaktowe w otoczeniu redukują się do strefy liczonej w mm. Widoczna budowa autobrekcji (odpowiednik klastolawy, tabl. VII, fig. 16) polega na kontrastach w stopniu karbonatyzacji fragmentów oderwanych z łupiny i peryferii apofizy. Struktura jest apowitrofirowa z mikrofenokryształami przeobrażonego w smektyt, chloryt i węglany augitu oraz również zupełnie rozłożonego w wermikulit, chloryt i węglany biotyty.

## PUŃCÓW

W kamieniołomie założonym dla eksploatacji skały magmowej, opisanej już przez K. Smulikowskiego (1929, p. 54), odsłania się spagowy i stropowy kontakt termiczny z dolnymi łupkami cieszyńskimi. Sama intruzja, przedstawiająca miejscowe nabrzmienie lakkolitopodobne żyły pokładowej, osiąga tu niespotykaną gdzie indziej miąższość — blisko 20 m. Nie dziwi przeto fakt, że strefa egzokontaktu stropowego i spagowego z marglistymi ilowcami lub marglami sięga 2,5 m i odpowiednio 80 cm w facji „jaspisów porcelanowych”. Dokładne ustalenie rzeczywistej

Tabela 1

## Dane rentgenograficzne minerałów z egzokontaktów

Grossular (Grodziec)			Diopsyd (Puńców)		
hkl	I	d	hkl	I	d
400 <sub>β</sub>	3	(3,345)	020	1	4,45
400	7	2,978	220	3	3,229
420: 422 <sub>β</sub>	10	2,664	221	10	2,986
332; 431 <sub>β</sub> ; 510 <sub>β</sub>	2	2,548	310	2	2,923*
422	4	2,429	131	1	2,567*
431; 510	4	2,335	002	7	2,525
521	3	2,173	311	1	2,287
611 <sub>β</sub> ; 532 <sub>β</sub>	1	(2,108)	040; 112	1	2,219
611; 532; 631 <sub>β</sub>	4	1,931	330; 331	3	2,131
620; 444 <sub>β</sub>	1	1,881	421	2	2,039
640 <sub>β</sub>	2	(1,819)	041; 402	2	2,010*
631; 642 <sub>β</sub>	1	1,758	510	1	1,837
444	3	1,718	150	2	(1,757)
640	5	1,650	532	5	1,625
642	8	1,590			
Skaleń sodowy (Puńców)			Skaleń potasowy (Puńców)		
001	1	6,36	001	2	6,46
111	1	5,82	111	1	5,87
201	6	4,030	—	1	4,69
111	1	3,810	201	6	4,218
130; 111	3	3,766	111	1	3,934
130	3	3,656	130	3	3,801
202	7	3,203	112	2	3,493
002	10	3,186	220	19	3,288
220	3	3,150	002	—	3,232*
131	1	3,005	131; 131	—	2,99*
022	2	2,928	041	—	2,90*
131	1	2,854	241	—	2,56*
132	1	2,655	113	1	2,323
241	1	2,448	060	1	2,172
240	1	2,397	313	2	2,156
331	1	2,312	—	1	1,969
151	1	2,108	—	1	1,925
113	1	1,794	—	2	1,820
204	1	1,775	204	3	1,796

\* Koincydencja refleksów; cyfry w nawiasach oznaczają rozmyte linie.

miąższości utrudnia obecność apofiz, których grubość spada niekiedy do rozmiarów liczonych w mm.

Nie tylko jednak wielkość strefy kontaktowej, ale i stopień przeobrażenia w typowy tym razem rogowiec kontaktowy są godne podkreślenia.

Najgrubiej ziarnisty jaspis porcelanowy oddziela od litej skały magmowej w stropie intruzji pas brekcji tarcia, stanowiący niegdyś uprzywilejowaną drogę krążenia roztworów hydrotermalnych. Świadectwem są produkty intensywnej prenytyzacji (tabl. VII, fig. 17) ułatwionej przez mający miejsce wcześniej proces mylonityzacji.

Jaspis porcelanowy przedstawia mikroziarnistą, twardą skałę o białawej do żółtawokremowej barwie, często dość wyraźnie pasmowaną na podobieństwo desmozytów. W obrazie mikroskopowym można zauważyć, że składa się głównie z nieco przeważającego nad piroksenem agregatu skaleniowego, o średniej wielkości 5, a maksymalnie 50  $\mu$ . Dyfraktogramy rentgenowskie (tab. 1) pozwalają na zaliczenie skaleni do albitu ( $An_{0-10}$ ) i sanidynu.

Skaleń sodowy posiada tylko częściowo uporządkowaną strukturę. Tak zwany I. I. = "intermediacy index" J. M. Hoffera (1968) wynosi 40 w oparciu o funkcję kątową  $\Gamma$  ( $2\theta/131/+2\theta/220/-4\theta/131$ ) równą dla promieniowania  $CuK_{\alpha 1} + 0,16$ . Podobny wynik dają funkcje katowe  $2\theta/131/-2\theta/131 = 1,59$ ;  $2\theta/132/-2\theta/131 = 2,43$ ;  $2\theta/111/-2\theta(201) = 0,91$ , natomiast położenie odbłasku  $2\theta/201 = 22,055^\circ$ , odpowiadające  $d(\bar{2}01) = 4,030 \text{ \AA}$  (p. J. V. Smith, P. Gay, 1958) wskazuje, że są to ponadto prawie czyste albity (tab. 1).

Drugi skaleń — potasowy — na podstawie kątów  $2\theta/201 = 21,08^\circ = 4,218 \text{ \AA}$  (p. tab. 1);  $2\theta/002 = 27,60^\circ$ ;  $2\theta/060 = 41,58^\circ$ ;  $2\theta/113 = 38,75^\circ$ ;  $2\theta/204 = 50,83^\circ$  oraz  $2\theta/400 = 47,10^\circ$  odpowiada według T. L. Wrighta (1968) słabo uporządkowanemu sanidynowi o składzie  $Or_{85+86}$  lub według J. Jonesa, R. W. Nesbita i P. G. Slada (1969) skaleniowi o składzie  $Or_{87}$ . Stopień „tryklinizacji” określony wzorem Lavesa —  $12,5 [d_{131} - d_{131}]$  jest mniejszy od 0,20, a zatem potwierdza przynależność do sanidynu nieznacznie uporządkowanego.

Inny ważny składnik — piroksen — tworzy idioblastyczne, anhedralne słupki o stosunku elongacji = 7:1, przy maksymalnej ich długości do 0,11 mm. Cechy optyczne, jak  $n = 1,706 \div 1,707$ ;  $\gamma/z = 41^\circ$ , podobnie jak i dane rentgenowskie (tab. 1) pozwalają na określenie zawartości molekuly hedenbergitowej w granicach 18 do 19%.

Z pozostałych składników należy wymienić stwierdzone mikroskopowo i rentgenograficznie minerały poboczne i akcesoryczne jak: dolomit, kwarc (m.in. w żyłkach), tytanit, leukoksen i prenit.

Struktura skały nematogranoblastyczna, tekstura zbita, bezkierunkowa, makroskopowo często smużasta od pierwotnej laminacji.

W niewielkiej odległości na wschód od łomu w Puńcowie, wśród górnych łupków cieszyńskich W. Nowak (I. Gucwa, W. Nowak, T. Wieser, 1971) znalazł niewątpliwie piroklastyty „cieszyńtowe”.

## OGÓLNE WNIOSKI

### WARUNKI ŚRODOWISKOWE

Dla zrozumienia genezy skał i minerałów kontaktowych nieodzowna jest znajomość, nawet w przybliżeniu, temperatury i ciśnienia głównych czynników regulujących przebieg procesów zarówno fizycznych, jak i chemicznych. Założenie jak najbardziej oczywiste, że stopień metamorfizmu

i szerokość strefy kontaktowej idą w parze z miąższością intruzji, a zatem i z zawartymi w ciele magmowym zasobami ciepła, jest co prawda pomocną przesłanką, ale tylko przesłanką.

Dokładna ocena parametrów termodynamicznych jest sprawą trudną i tylko w niektórych przypadkach możliwą do urzeczywistnienia. Dotyczy to w szczególności zupełnie młodych, czwartorzędowych intruzji, względem których można zastosować metodę termoluminiscencyjną do obliczenia temperatury, a nawet wieku.

W innych przypadkach rozporządza się jedynie bardziej przybliżonymi i fragmentarycznymi danymi odnośnie do temperatur i ciśnienia. Pomocne są przy tym: obecność minerałów wskaźnikowych, zjawiska inwersji strukturalnej minerałów, skład chemiczny mieszanin izomorficznych, zjawisko remagnetyzacji powyżej punktu Curie u minerałów ferromagnetycznych, doświadczenia nad syntezą minerałów itd.

Przy ocenie warunków termodynamicznych panujących w skałach ościennych niezbędne są ponadto dane geotermobarometryczne, wpływające z głębokości i gradientu geotermicznego. Ważna jest też znajomość współczynnika przewodnictwa cieplnego  $k$  (stosunek przenoszonego ciepła do gradientu temperaturowego), a ściślej temperaturowego:  $\alpha = k/cd$ , gdzie  $c$  — pojemność cieplna właściwa,  $d$  — ciężar właściwy skały.

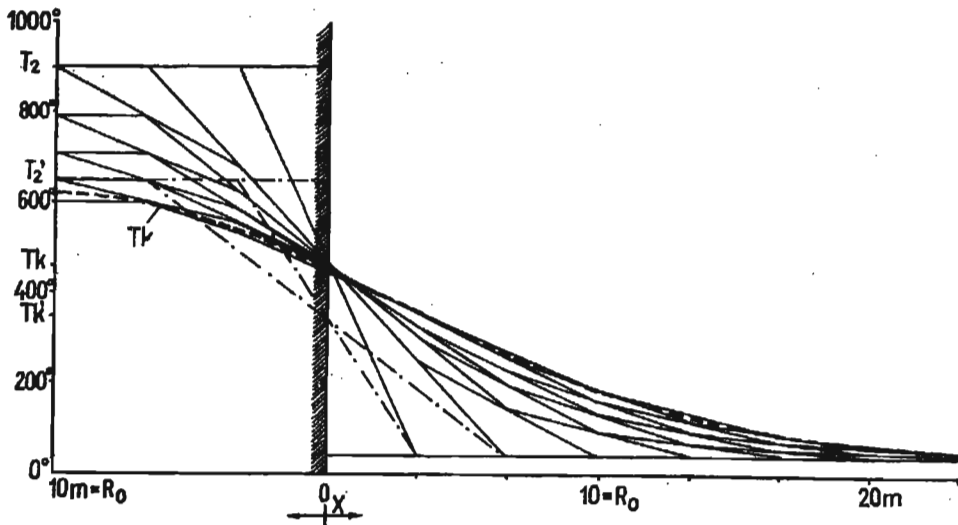


Fig. 2. Krzywa izochroniczna dla temperatur w końcowym etapie konsolidacji magmy i najsilniejszego oddziaływania kaustycznego na skały otaczające. Wykres oparty na przykładzie intruzji w Puńców

Isochronic curve for temperatures in the final stage of magma consolidation and strongest kaustic influence on the wall rocks. The diagram is based on the example of intrusion at Puńców

Rozpatrywanie zmian temperatur z czasem i z odległością od źródła ciepła ułatwia wielce metoda Schmidta. Pozwala ona w oparciu o założenie, że temperatura punktu znajdującego się w pośrodku między dwoma punktami o różnych temperaturach może być przyjęta za równą.

wartości średniej między temperaturami tych punktów po upływie pewnego czasu, proporcjonalnego do kwadratu odległości od tego środkowego punktu, czyli:  $\Delta t = \Delta x^2/2\alpha$ , gdzie  $\Delta t$  — czas, w którym uśrednia się temperatura w punkcie środkowym w sek;  $\Delta x$  — odległość od tego punktu w centymetrach;  $\alpha$  — współcz. przewodnictwa temperaturowego w  $\text{cm}^2/\text{sek}$ .

Biorąc dla przykładu intruzję w Puńcowie o odległości powierzchni kontaktowej od środka intruzji ( $R_0$ , fig. 2) równej 10 m, oraz przy założeniu, że temperatura z początkiem konsolidacji magmy ( $T_2$ ) wynosiła  $900^\circ\text{C}$ , otrzymamy temperaturę na kontakcie ( $T_1$ ) równą ok.  $450^\circ$ . Za przyjęciem temperatury początkowej  $900^\circ$  przemawiają najnowsze metodycznie oznaczenia temperatur w dajkach bazaltowych metodą termoluminiscencyjną (N. M. Johnson, 1966), przy uwzględnieniu pewnego jej obniżenia (o  $50^\circ\text{C}$ ), uzasadnionego bogactwem mineralizatorów w magmie „cieszynitowej”. Temperatura ta, jak i końcowa temperatura konsolidacji ( $T_1$ ) dobrze korespondują z zakresem temperatur krystalizacji augitu tła skalnego, określonym przez H. G. F. Winklera (1949) w granicach  $805 \pm 610^\circ\text{C}$ .

Przy przyjęciu innego wariantu — silniej obniżonej temperatury początkowej magmy,  $T_2 = 650^\circ$  — temperatura skał otaczających w sąsiedztwie kontaktu ( $T_1$ ) nie przekroczy wtedy  $350^\circ$  (p. fig. 2), co jak wykazały bezpośrednie obserwacje w zestawieniu z danymi eksperymentalnymi, jest nie do przyjęcia. I tak, obecność grossularu w Groźcu wskazuje w ślad za udanymi próbami jego syntezy w autoklawie przez C. Michel-Lévy oraz D. Roya i R. Roya na temperatury co najmniej równe  $400^\circ\text{C}$ , przy parcjalnemu ciśnieniu pary wodnej równym 500 bar, a więc porównywalnym.

Przy identycznych warunkach temperatury i ciśnienia parcjalnemu, tym razem  $\text{CO}_2$  punkt projekcyjny pokrywa się z wyprowadzoną przez W. F. Weeks (1956) krzywą równowagi reakcji:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$ . Wszystkie wymienione substancje stałe biorące udział w reakcji zostały znalezione w rogowcach kontaktowych w Puńcowie. Ubóstwo niżej temperaturowych (lewostronnych) reagentów dodatkowo dowodzi, że nie zupełnie zamknięte (żyłki kwarcowe!) środowisko umożliwiło ucieczkę  $\text{CO}_2$ . Brak metastabilnego forsterytu, poprzedzającego diopsyd tylko przy bardzo szybkim ogrzaniu skał otaczających, wskazuje na raczej powolny przebieg procesu.

Po skonfrontowaniu przytoczonych danych eksperymentalnych z hipotetycznym rozkładem największych temperatur w strefie egzokontaktowej (fig. 2) w Puńcowie wynika, że rzeczywista średnia miąższość rogowców z kontaktu stropowego i spągowego ( $2,5 + 0,8/2 = 1,65$ ) odpowiada dokładnie wyznaczonej konstrukcyjnie dla przedziału  $400\text{—}450^\circ\text{C}$ .

#### ZMIANY ENDOKONTAKTOWE

Analizując skład łupin afanitowych, pierwotnie wicrofirowych, będących efektem przechłodzenia stopu magmowego (ang. *chilled margin*), dostrzega się bogactwo minerałów hydatogenicznych, jak biotyty wśród mikrofenokryształów i mikrolitów oraz chlorytu i smektytu jako produktów hydrolitycznego przeobrażenia szkliwa. Zjawisko to tłumaczy

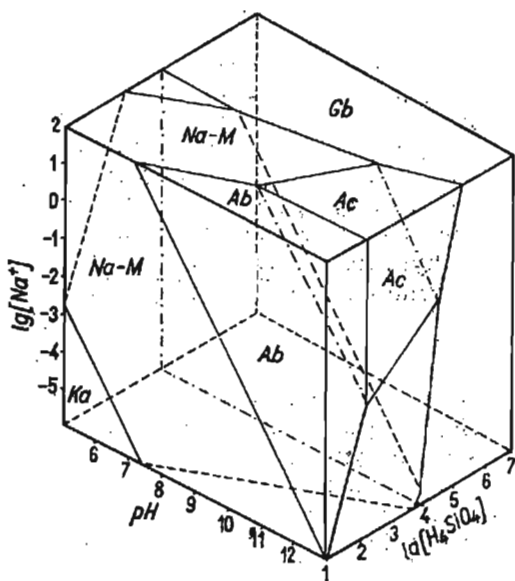


z jednej strony — podwyższone ciśnienie parjalne par wody w otoczeniu intruzji (wilgotne sedymenty), z drugiej zaś — gromadzenie pod lupiną składników lotnych, dyfundujących zgodnie z gradientem temperaturowym i ciśnieniowym ku peryferiom intruzji.

Dowodem na dużą aktywność pierwszego procesu jest nie tylko hydratacja, lecz i silna kalcytyzacja lub ogólnie karbonatyzacja lupin (palackity) w przypadku podwyższonego ciśnienia parjalnego  $\text{CO}_2$ , wywiązującego się przy odwęglanieniu wapieni i margli. Na działalność par i roztworów wodnych pochodzenia juwenilnego wskazuje natomiast pojawienie się w bliskości powały sillu segregacji pegmatoidalnych z wielkoziarnistymi lamprobolitami i biotytami, dalej hololeukoratywnych schizolitów i wariolitów, złożonych głównie z albitu, oraz zeolityzacja skał.

Fig. 3. Diagram blokowy współzależności trwałych faz mineralnych w systemie  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  (przy  $25^\circ\text{C}$  i 1 atm), wyrażonej jako funkcja koncentracji  $[\text{Na}^+]$ ,  $[\text{H}_2\text{SiO}_4]$  oraz pH (wg Lynna, *vide*: R. M. Garrels, Ch. L. Christ, 1965 — Solutions, Minerals, Equilibria, New York)

Block diagram of interdependence of the stable mineral phases in  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  system (at  $25^\circ\text{C}$  and 1 atm) expressed as function of concentration of  $[\text{Na}^+]$ ,  $[\text{H}_2\text{SiO}_4]$  and pH (after Lynn *vide*: R. M. Garrels, Ch. L. Christ, 1965 — Solutions, Minerals, Equilibria, New York)



Ostatnie z wymienionych procesów, tak charakterystycznych dla zbudanych skał magmowych, wymagają bardziej szczegółowego rozpatrzenia. Trudności związane z doświadczalnym odtworzeniem warunków równowagi dla trwałych faz w reakcjach prowadzących do powstania zeolitów są ogólnie znane. Dochodzi do tego również nieznaną formą i wolną energią krzemionki wyswabdzającej się przy hydrolizie szkliwa. Posiadane wyniki eksperymentalne pozwalają jednakowoż na stwierdzenie (A. S. Campbell, W. S. Fyfe, 1965), że równowaga w reakcji: analcym + kwarc = albit + woda (ciekła) jest osiagana w temperaturze ok.  $190^\circ\text{C}$  i niższej. Ze taka reakcja mogła mieć miejsce również i w przypadku opisanego skał magmowych, mimo ich wysokiej zasadowości, świadczy regularnie rentgenograficznie wykrywana obecność kwarcu w asocjacji z albitem i analcymem. Istnieją również wskazówki na przedstawienie związku sukcesyjnego albitu i analcymu w postaci: albit wysokotemperaturowy  $\rightarrow$  analcym  $\rightarrow$  albit niskotemperaturowy. Załączony diagram (fig. 3) daje przestrzenny obraz zależności dwu ostatnio wymie-

nionych faz mineralnych od stężenia jonu Na, aktywnej krzemionki i pH.

W jakim stopniu procesy albityzacji i zeolityzacji wiązały się przyczynowo ze zjawiskami endokontaktowymi względnie kontaminacyjnymi, a w jakim z juvenilnymi, pozostanie zapewne sprawą nie rozstrzygniętą.

#### METAMORFIZM HYDROTHERMALNY

Duże zapasy ciepła zawartego w ciałach magmowych, a wyzwalającego się dzięki nienajgorszemu przewodnictwu cieplnemu skał otaczających spowodowały podgrzanie i mobilizację tzw. wód kopalnych lub reliktowych. Wody te, jak wiadomo, są szczególnie aktywne ze względu na bogactwo mineralizatorów odziedziczonych wraz z wodą morską. Należy przypuszczać, że miały one w otoczeniu intruzji znacznie większy udział w procesach metamorfizmu hydrotermalnego aniżeli wody juvenilne. Za ich to sprawą powstały warstewkowe lub smużaste nagromadzenia konkretyjnie wytrącanej krzemionki (Lipowa), najczęściej w spągu intruzji, działającej ekranująco. Powstała ona niewątpliwie przez ługowanie detrytycznego składnika osadów.

Do zjawisk hydrotermalnych poza rekrytalizacją węglanów należy również zaliczyć proces nagromadzania się w gniazdach i żyłkach albitu i minerałów siarczkowych, szczególnie pirytu. Duże znaczenie metamorfizmu hydrotermalnego w tworzeniu się aureoli kontaktowej podkreślał szczególnie K. Smulikowski (1929, 1930).



Obserwacje polowe i prace laboratoryjne, których przedmiotem były zjawiska egzo- i endokontaktowe wokół i w intruzjach magmowych Śląska Cieszyńskiego, pozwalają na wysunięcie następujących wniosków:

1. Ciała magmowe przedstawiają ogólnie intruzje typu żył pokładowych (silli) i tylko z nielicznymi wyjątkami ekstruzje na powierzchnię dna morskiego lub pod minimalną przykrywą świeżych osadów. Przykłady tych ostatnich, tj. ekstruzyjnych ciał znajdują się w Hałcnowie, Świętoszówce i Puńcowie (piroklastyty W. Nowaka — I. Gucwa, W. Nowak, T. Wieser, 1971).

2. Wiek intruzji nie jest młodszy aniżeli wiek górnych pakietów górnych łupków cieszyńskich. Dowodem na to są trzy wkładki osadów mieszanych, wulkanoklastyczno-osadowych (I. Gucwa, W. Nowak, T. Wieser, 1971) w tychże łupkach w Hałcnowie, a także wspomniane już piroklastyty z Puńcowa oraz pojedyncze ziarna augitu i lamprobolitu z otoczenia intruzji w Rudowie (J. Szczurowska, 1961). Dalszych sprawdzianów dostarczają wzmianki w literaturze czechosłowackiej, cytowanej we wstępie. Wniosek ten ma nie tylko poważne znaczenie geotektoniczne, ale wyjaśnia również wiele przy próbie odtworzenia warunków termodynamicznych i chemicznych zjawisk kontaktowych. Obecność nie zlitfikowanych, nasyconych wodą morską osadów jest szczególnie doniosła w skutkach.

3. Miąższość strefy kontaktowej zależy od objętości ciała magmowego, jego oddalenia od kanału doprowadzającego i „ogniska magmowego”, a także od przewodnictwa cieplnego osadów otaczających. Wpływ

utajonego ciepła krystalizacji jest przez większość badaczy nie brany pod uwagę. Wokół opisanych ciał magmowych aureola kontaktowa w marglach, a szczególnie w laminowanych, marglistych i kalkylutytowych osadach osiąga najpokaźniejsze rozmiary. Idzie to w parze z notowaną najwyższą temperaturą sięgającą 400–450°C. Za taką właśnie temperaturą przemawia asocjacja: grossular-dolomit-kalcyt-serycyt-chloryt w Groźcu oraz diopsyd-albit-sanidyn-dolomit-kwarc w Puńcowie. Temperatura panująca w czasie krystalizacji augitu w magmie w oparciu o metodę H. G. F. Winklera (1949) wahała się przypuszczalnie w granicach od 800 do 600°C.

4. Istnieją liczne przesłanki sugerujące poważne oddziaływanie metamorfizmu hydrotermalnego.

Oddział Karpacki  
Instytutu Geologicznego  
Kraków, ul. Skrzatów 1  
Nadesłano dnia 23 marca 1971 r.

#### PISMIENICTWO

- CAMPBELL A. S., FYFE W. S. (1965) — Analcime-albite equilibria. *Am. J. Sci.*, 263, p. 807–816, nr 9. New Haven.
- GUCWA I., NOWAK W., WIESER T. (1971) — Przejawy wulkanizmu podmorskiego w neokomie zachodnich Karpat fliszowych. *Kwart. geol.*, 15, p. 734–736, nr 3. Warszawa.
- HEBLEK W., KONIOR K. (1967) — Intruzja cieszynitowa i skały przeobrażone w utworach podłoża okolic Bielska. *Acta geol. pol.* 17, p. 251–269, nr 2. Warszawa.
- HOFFER J. M. (1966) — Order-disorder relationships of plagioclase in a porphyritic basalt flow. *Amer. Miner.*, 53, p. 906–916. Menasha.
- JOHNSON N. M. (1966) — Geothermometry from the thermoluminescence of contact-metamorphosed limestone. *Jour. Geol.*, 74, p. 607–619, nr 5. Chicago.
- JONES J. C., NESBITT R. W., SLADE P. G. (1969) — The determination of the orthoclase content of homogenized alkali feldspars using the 201 X-ray method. *Min. Mag.*, 37, p. 489–496. London.
- KONIOR K. (1939) — Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko. *Prace geol. PAU*, nr 5, p. 76. Wyd. Śląskie. Kraków.
- KONIOR K. (1959) — Sur l'âge des teschenites. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 6, p. 701–706, nr 11. Warszawa.
- KONIOR K. (1959) — Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. *Acta geol. pol.*, 9, p. 445–462, nr 4. Warszawa.
- KONIOR K. (1963) — Rzeczywiste grubości intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego między Cieszynem a Bielskiem. *Prz. geol.*, 11, p. 286–290, nr 6. Warszawa.

- KONIOR K. (1966) — Skaly magmowe z głębokich otworów wiertniczych Śląska Cieszyńskiego na wykresach profilowania elektrycznego. *Biul. Inst. Geol.*, 199, p. 6—56. Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M. (1956) — Geology of the northern Carpathians. *Geol. Rundschau*, 45, p. 366—411, nr 2. Stuttgart.
- MATEJKA A., ROTH Z. (1953) — Zpráva o geologickem mapování v širším okolí Staňice a Brusperk. *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1952*, p. 57—61. Praha.
- MADELUNG A. (1865) — Über das Alter der Teschenite. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 15, p. 208—212. Wien.
- MOROZEWICZ J. (1890) — Kontakt cieszynitu z marglem w Boguszowicach. *Pam. fizj.*, 10, p. 3—9, cz. III. Warszawa.
- NOWAK J. (1930) — Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. *Bull. Acad. Pol. Sci. Letter., Sér. A*, p. 430—452. Kraków.
- PACAK O. (1926) — Sopečné horniny na severním upatí Beskyd Moravských. *Česka Ak. Ved. a Um.*, 232. Praha.
- PARACHONIAK W. (1962) — Cieszynity z miejscowości Pogórz koło Bielska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32, p. 211—223, nr 2. Kraków.
- ROTH Z. (1967) — Nova geologická mapa střední části Moravskoslezských Beskyd (Frydlant nad Ostravicí). *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1966*, p. 181—193. Praha.
- SMITH J. R. (1958) — The optical properties of heated plagioclases. *Am. Miner.*, 43, p. 1179—1192. Menasha.
- SMITH J. V., GAY P. (1958) — The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. *Min. Mag.*, 31, p. 744—762. London.
- SMULIKOWSKI K. (1929) — Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. *Arch. Tow. Nauk. we Lwowie, Dz. III*, 5, p. 1—122, z. 1. Lwów.
- SMULIKOWSKI K. (1930) — Skały magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw. *Kosmos*, 54, p. 741—847, nr 3—4. Lwów.
- SMID B. (1962) — Přehled geologie a petrografie hornin těsnitelské asociace na severním úpatí Beskyd. *Geol. Práce*, 63, p. 53—60. Bratislava.
- SMID B. (1963) — Zpráva o geologicko-petrografickém výzkumu těsnitelské asociace v okolí Noveho Jiřína na Moravě. *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1962*, p. 203—204. Praha.
- SZCZUROWSKA J. (1961) — O wieku cieszynitów na podstawie analiz minerałów ciężkich w górnych łupkach cieszyńskich. *Kwart. geol.*, 5, p. 175—180, nr 1. Warszawa.
- WEEKS W. F. (1956) — A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks. *Jour. Geol.*, 64, p. 245—270, nr 3. Chicago.
- WIESER T. (1950) — Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18, p. 56—105. Kraków.
- WIESER T. (1960) — Wstępne wyniki z obserwacji nad zmianami kontaktowymi wokół intruzji cieszynitowych. *Kwart. geol.*, 13, p. 717—718, nr 3. Warszawa.
- WINKLER H. G. F. (1949) — Crystallization of basaltic magma as recorded by variation of crystal-size in dikes. *Min. Mag.*, 23, p. 557—574. London.
- WRIGHT T. L. (1966) — X-ray and optical study of alkali feldspar III. *Am. Miner.*, 53, p. 88—104. Menasha.

Tadeusz WIESER

### ЭКЗО- И ЭНДОКОНТАКТНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ТЕШЕНИТАМИ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ ПОЛЬШИ

#### Резюме

За последние годы углубились разногласия и неточности во взглядах на возраст, способ образования и условия среды тешенитовых интрузий в Польских флишевых Карпатах. Наряду с другими, в отечественной литературе утвердилось мнение, что около тешенитовых тел отсутствуют отчетливые контактные изменения.

Современные наблюдения, проводимые на лучшем всего открытых естественных и искусственных обнажениях в окрестностях Живца, Бельска и Цешина позволяют сделать вывод о том, что контактные изменения нельзя ограничить только декальцификацией мергелей и рекристаллизацией известняков в мрамор. Открыто две парагенетические группы, типичные для контактного метаморфизма пород богатых карбонатами, такие как: гроссуляр — доломит — кальций — серицит — хлорит и диоксид — альбит — санидин — кварц — доломит.

Гроссуляр из карьера на Горушке около Гродзца образовался путем постепенного вытеснения хлоритово-серицитовых сегрегаций. Следом за этим процессом развивался метасоматоз известняков через доломит. Известняковые гранаты, содержащие от 10 до 35% андрадитовых молекул, залегают в виде эггедральных ромбических додекаэдров и периморфоз.

Большая примесь глинистых минералов, например, в мергелях, способствовала образованию диоксидово-полевошпатового роговика. Ничтожное количество доломита и кварца указывает на то, что реакция  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$  достигла равновесия в условиях определенной утечки летучего  $\text{CO}_2$ .

Оба приведенных примера, а также известные по литературе экспериментальные данные, позволяют определить температуру по соседству с контактом в границах 400—500°C.

Вблизи экзтрузии в Халцнове, около Бельска, среди верхних цешинских сланцев встречено 3 пропластка смешанных вулканобломочно-осадочных пород, толщиной около 1 см. Они содержат те же самые базальтовые авгиты, эгирины, лампроболиты, апатиты, титаниты и другие минералы, что и ближайшее магматическое тело. По мнению автора это свидетельствует о нижнемеловом возрасте цешинского магматизма в Карпатах.

Tadeusz WIESER

### EXO- AND ENDOCONTACT ALTERATIONS CONNECTED WITH TESCHENITES OF THE POLISH FLYSCH CARPATHIANS

#### Summary

Some misconceptions have arisen from previous statements and oversimplifications of the problem of age, mode, and environmental conditions of the teschenite intrusions in the Polish Flysch Carpathians. This is evidenced, for example, by the assumptions deeply rooted in the Polish literature that no significant contact-metamorphic changes occur around the teschenite bodies.

Present research conducted on the best exposed natural and artificial exposures in the vicinity of Żywiec, Bielsko, and Cieszyn reveals that the contact-metamorphic alterations are not restricted to decalcification of marls and recrystallization of limestones into marbles only. The paragenetic contact-metamorphic assemblages have been found: grossularite — dolomite — calcite — sericite — chlorite, and also diopside — albite — sanidine — quartz — dolomite.

The grossularite from Goruszką quarry near Grodziec originated by gradual replacement of chlorite-sericite segregations. This process was followed by post-magmatic hydrothermal action such as dolomite metasomatism of limestones. The fine garnets with 10 to 35 per cent of andradite molecule occur in the form of euhedral dodecahedrons and perimorphs.

The greater admixture of clayey minerals in original rocks, for example marls, favoured the formation of diopside-feldspar hornfels. The scarcity of dolomite and quartz indicates that the reaction:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$  attained equilibrium shifted to decarbonation products and  $\text{CO}_2$  escape.

Both examples mentioned indicate, considering the experimental data, the temperatures of 400—500°C in the neighbourhood of the contact.

In the neighbourhood of the magmatic body at Hałcnów (near Bielsko) there occur three, nearly 1 cm thick, intercalations of mixed volcanoclastic-sedimentary rocks amidst the Upper Teschen shales. According to the author's determinations the appearance of the same basaltic augite, aegirine, lamprobolite, apatite, sphene, and other minerals as in the intrusions mentioned, adequately proves the Lower Cretaceous age of the teschenite magmatism.

Translated by the author

#### TABLIIKA II

Fig. 4. Marmur z bezpośredniego sąsiedztwa siliu. U góry widoczne impregnacje albitowe (jasne plamy) i ptrytowe (ciemne plamy) w pobliżu skał kalcytowych. Żywiec; pow. 8 ×

Marble from the nearest vicinity of a sill. At the top, albite (bright spots) and pyrite (dark spots) in the neighbourhood of calcite veins are visible. Żywiec; magn. × 8

Fig. 5. Afanityczna skała magmowa z endokontaktu stropowego. Jasną plamistość wywołuje kalcytyzacja, ciemną — nagromadzenia leukoksenu po mafitach. Żywiec; pow. 8 ×

Aphanitic intrusive from a top endocontact. For a pale patching calcitization and for dark one — leucoxene aggregates after mafites are responsible. Żywiec; magn. × 8

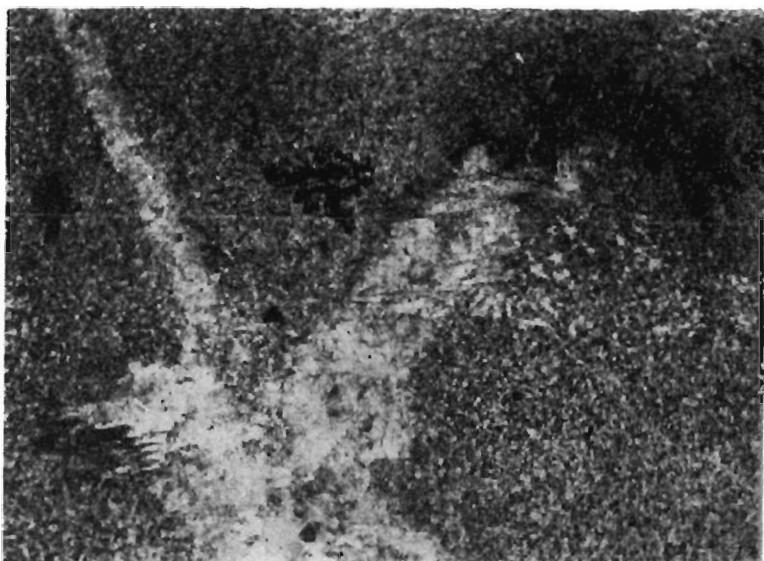


Fig. 4

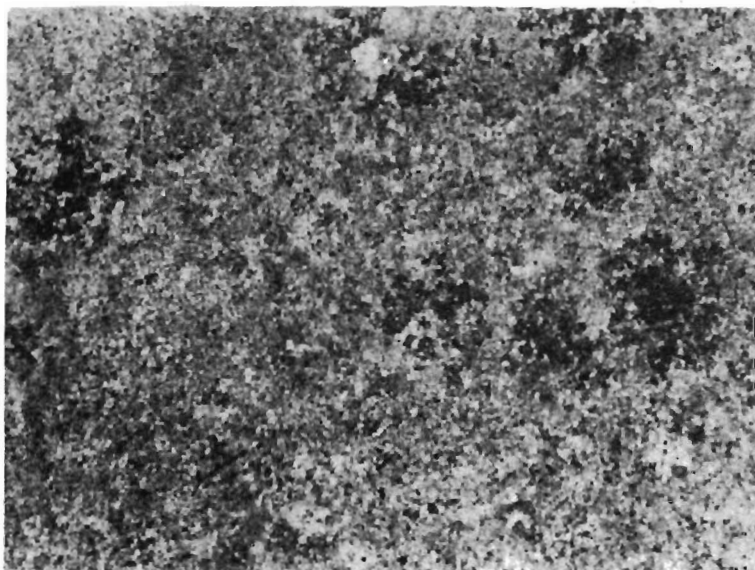


Fig. 5

### TABLICA II

- Fig. 6.** Fourchit ze środka sillu, wzbogacony w biotyt (dolny lewy róg), przeobrażony częściowo w chloryt i wermikulit. Obfite tło skalne jest w przewadze schlorityzowane. Żywiec; pow. 10 X  
Fourchite from the interior of a sill, enriched in biotite (lower left corner) partly altered in chlorite and vermiculite. Abundant groundmass is in majority chloritized. Żywiec; magn. X 10
- Fig. 7.** Fourchit z pierwotnie szklistą mesostasis zmienioną w chloryt, kalcyt i analcym. Przeobrażeniom oparły się jedynie pęki listewkowych albitów. Tworzący większe ziarna augit niemal całkowicie przemienił się w kalcyt i chloryt, a ten z kolei przechodzi w smektyt. Próbką pobrana 85 cm od stropowego kontaktu. Lipowa; pow. 8 X  
Fourchite with primarily glassy mesostasis transformed in chlorite, calcite and analcite. Only clusters of albite laths being unaltered. Coarser grained augites are almost entirely transformed in calcite and chlorite and the latter one grades into smectite. Sample taken from 85 cm distance off top contact. Lipowa; magn. X 8



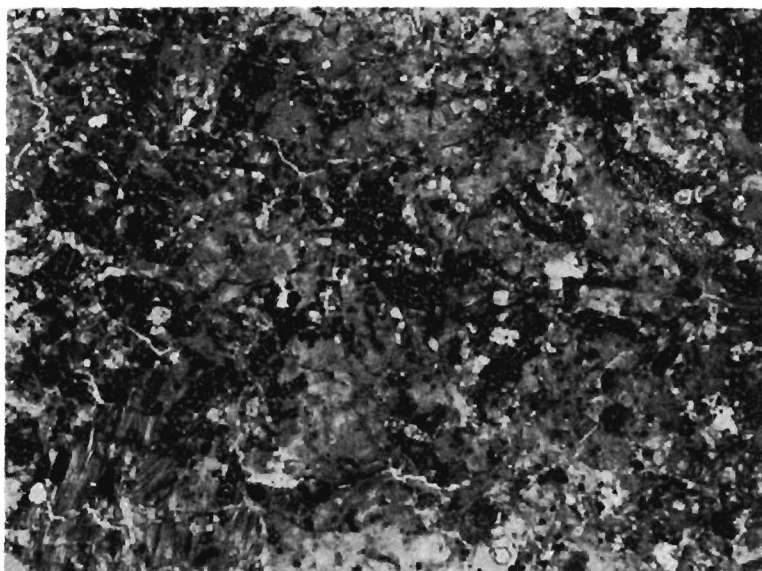


Fig. 6

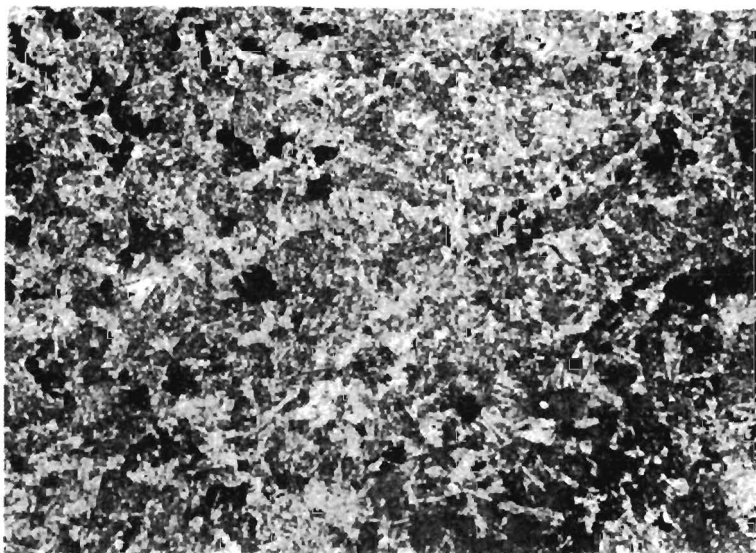


Fig. 7

TABLICA III

- Fig. 8. Fourchit ze stosunkowo dobrze zachowanymi słupkami augitu w otoczeniu analcytu, produktu przeobrażenia szkliwa i mikrolitów skaleni. Próbka pobrana 75 cm od kontaktu stropowego. Lipowa; pow. 8 X  
Fourchite with quite well preserved augite prisms, surrounded by analcite, product of a devitrification or an alteration of the feldspar microlites. Sample taken in distance 75 cm off top contact. Lipowa; magn. X 8
- Fig. 9. Droбноziarnisty, mulasty piaskowiec z domieszką okruchowych węglanów, wzięty z bezpośredniego kontaktu z magmowcem. Zawiera bogate spoiwo hydromilkowe i chlorytowe, przeobrażone częściowo w smektyt (ciemne tło). Hałcnów; pow. 8 X  
Fine-grained, silty sandstone with carbonate detrite admixture, taken from immediate contact with intrusive. Contains rich hydromica and chlorite cement, altered partly in smectite (dark ground). Hałcnów; magn. X 8

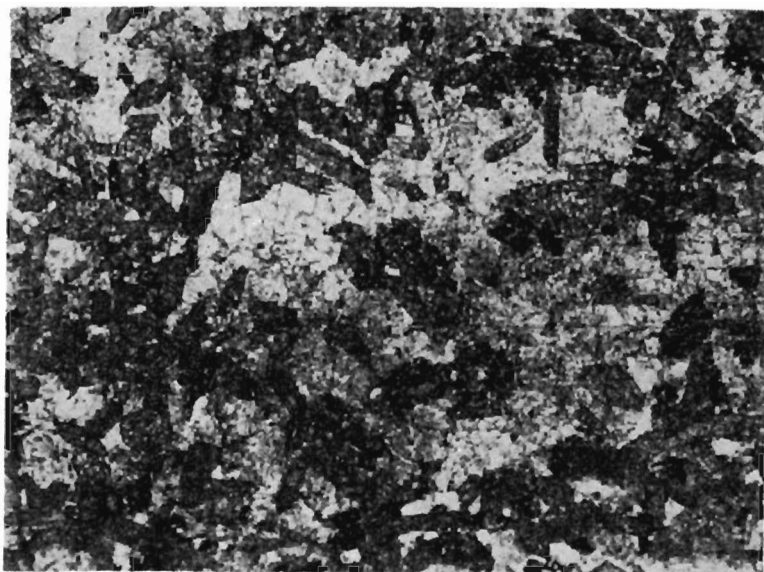


Fig. 8

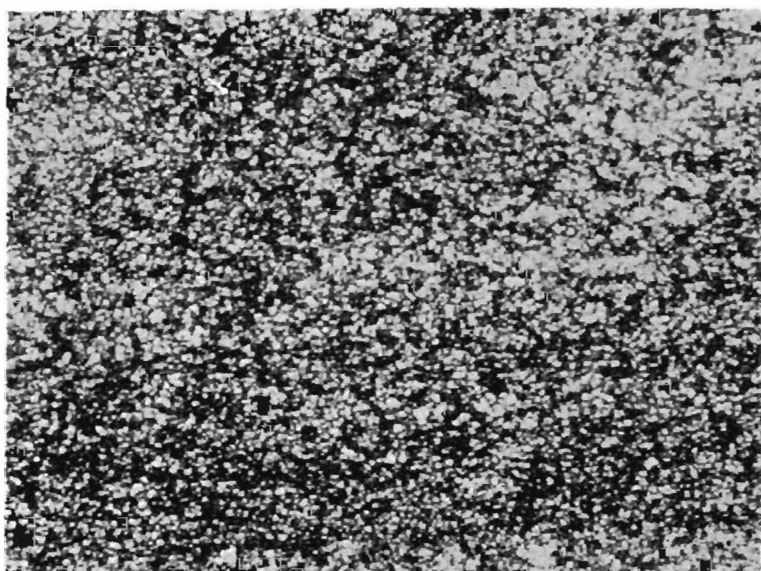


Fig. 9

#### TABLICA IV

Fig. 10. Monchikit o cechach zbliżających go do odpowiednika wylewnego — limburgitu. Struktura glomerofirowa od skupień osobników augitu. Mniejsze i bardziej izometryczne fenokryształy to pseudomorfozy po oliwinie. Świątoszówka; pow. 8 ×

Monchikite with features resembling effusive equivalent — the limburgite. Glomerophytic texture as a result of assembling augite individuals. Smaller and more isometric phenocrysts are pseudomorphs after olivine. Świątoszówka; magn. × 8

Fig. 11. Brekcja lawowa z rzadkimi „migdałami”, pochodząca z brzeżnych partii ekstruzji. (Wakuole wypełnia analcym, a także smektyt, biotyt i węglany. Świątoszówka; pow. 8 ×

Lava breccia with scarce amygdules, generated in marginal zone of extrusion. Vescicles infilled by analcite as well as smectite, biotite and carbonates. Świątoszówka; magn. × 8



Fig. 10

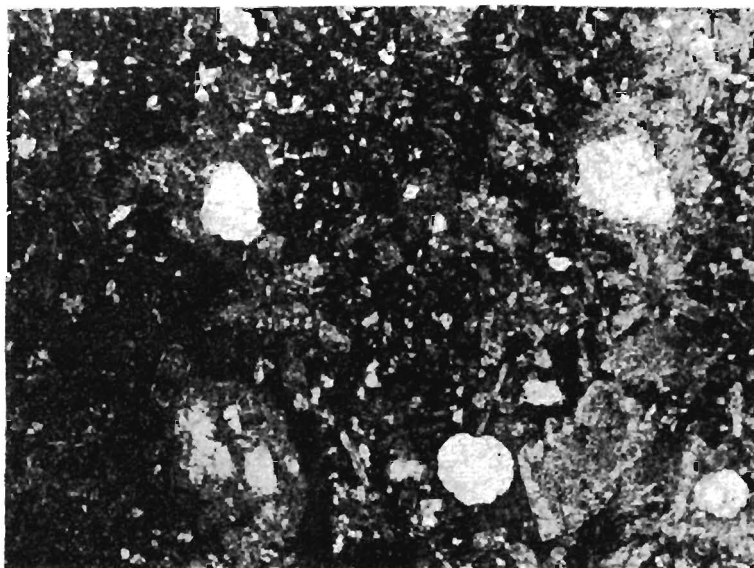


Fig. 11

#### TABLICA V

**Fig. 12.** Marmur z granatami z pobliza kontaktu spagowego. Zbiorcza rekryystalizacja substancji ilastych w serycyt (fengit) i chloryt w obrębie dawnych lamin marglu nadaje im wyraźną plamistość. Czarne punkty to granaty powstające w tych przestrzeniach międzyziarnowych rekryystalizującego kalcytytu, do których zostały wyparte substancje ilaste, przeobrażone w serycyt i chloryt. Grodziec; pow. 8 X

Garnetiferous marble from the neighbourhood of bottom contact. Collective recrystallization of clayey materials in sericite (phengite) and chlorite in place of formerly marly laminae is responsible for distinct spotting. Dark dots represent garnets originating in those intergranular spaces of recrystallized calcilutite towards which occurred the replacement of clayey material. Grodziec; magn. X 8

**Fig. 13.** Marmur z granatami pobrany w odległości 10 cm od kontaktu spagowego. Widoczne tu i ówdzie euhedralne dwunastościany rombów grossularowego granatu. Grodziec; pow. 20 X

Garnetiferous marble, taken in distance 10 cm off bottom contact. Here and there euhedral dodecahedrons of lime garnet are recognizable. Grodziec; magn. X 20

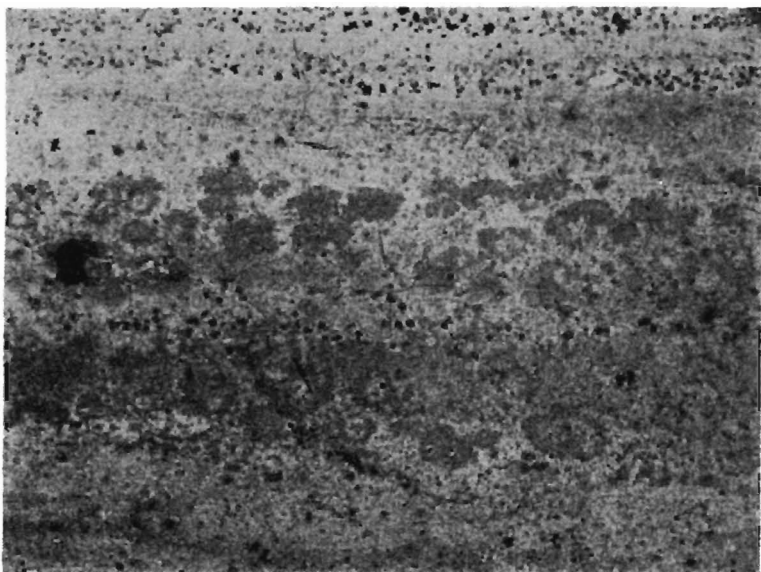


Fig. 12

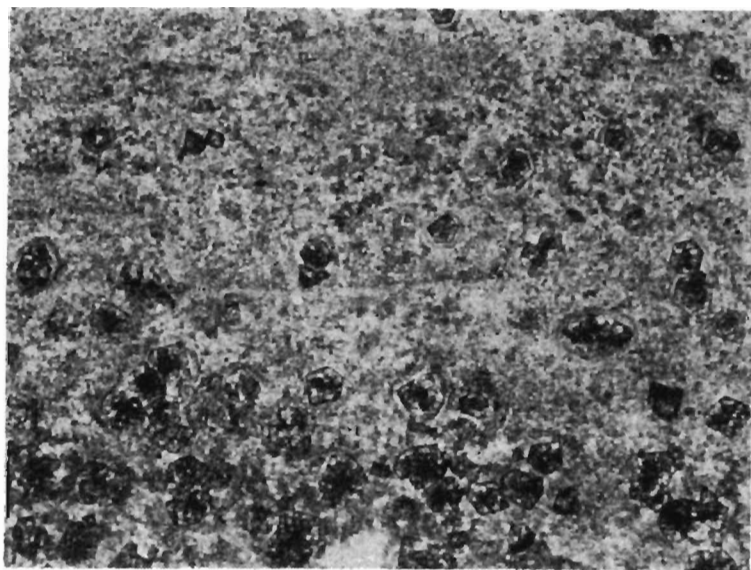


Fig. 13

#### TABLJCA VI

Fig. 14. Lupek plamisty (niem. *Fleckschiefer*) z zachowaną dawną laminacją i skośnym warstwowaniem osadu. Plamistość wywołują glomeroblasty serycytu powstałego na drodze zbiorczej blastezy illitu itp. minerałów. Drobne czarne punkty przedstawiają leukoksen przekształcony w anataz. 20 cm od kontaktu. Pastwiska; pow. 7 X

Spotted slate with relict lamination and diagonal bedding. Spotting is produced by sericite glomeroblasts originated by collective blastesis of illite and similar minerals. Small black dots represent the leucoxene, recrystallized in anatase. 20 cm off contact. Pastwiska; magn. X 7

Fig. 15. Kontakt aphanitycznej skały magmowej typu palackitu ze zrogowaconym łowcem wapnistym. Przebieg procesu blastezy i metasomatozy łowca jest wyraźnie związany ze spękaniem. Polega on na pojawianiu się agregatu kwarcowo-skaleninowego z przeważającym albitem (jasne plamy), dorastaniu ziarn węglanów i skupianiu się w grudki leukokseny (ciemne punkty). Widoczny okruch zrogowaconego łowca w magmie. Pastwiska; pow. 7 X

Contact of aphanitic magmatic rock of palackite type with hornfelsed calcareous claystone. Blastesis and metasomatism of claystone is distinctly connected with joints. This is manifested by the appearance of a quartz-felspar assemblage with preponderant albite (bright spots) secondary growth of the carbonates and segregation of the leucoxene (dark dots). Hornfelsed claystone being visible as inclusion in magma. Pastwiska; magn. X 7



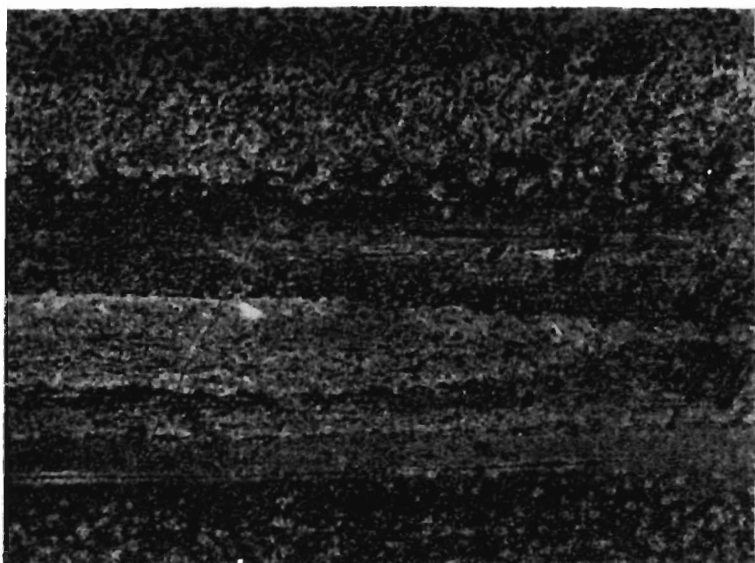


Fig. 14



Fig. 15

#### TABLICA VII

Fig. 16. Apofiza grubości 15 cm, o budowie klastolawy. Ciemniejsze fragmenty pochodzą z łupiny. Widoczne bardzo liczne mikrofenokryształy i mikrolity przeobrażone w węglany, smektyt i leuoksena augitu i biotytu. Struktura apowitrofirowa. Boguszowice; pow. 7 ×

Apophyse, 15 cm thick, of brecciated lava. Darker fragments are remnants of the wall rock. Note very numerous microphenocrysts and microlites of augite and biotite altered in carbonates, smectite and leucoxene. Apovitrophic texture. Boguszowice; magn. × 7

Fig. 17. Brekcja tarcia ze strefy endokontaktowej intruzji w Puńcowie. Zmylonityzowane jasne tło uległo silnemu metamorfizmowi hydrotermalnemu, głównie prehnityzacji. Pow. 8 ×

Friction breccia from the marginal part of intrusion at Puńców. Mylonitized (pale) matrix has been submitted to strong hydrothermal metamorphism, chiefly prehnitization. Magn. × 8

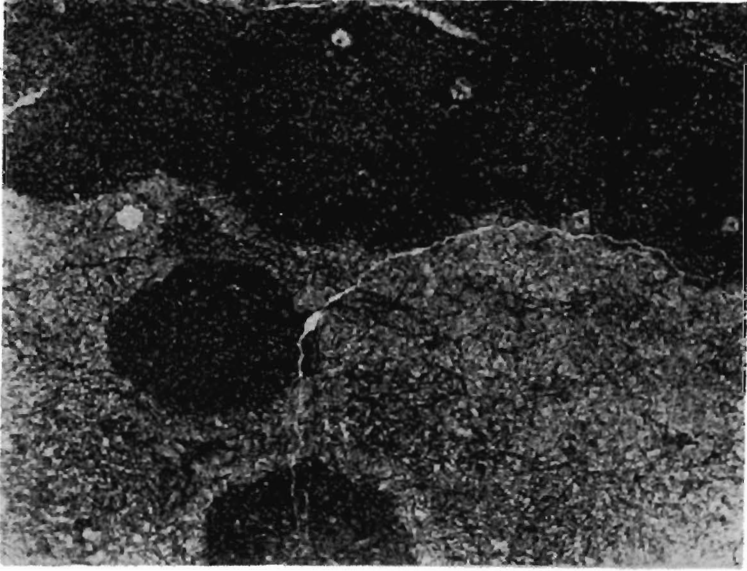


Fig. 16

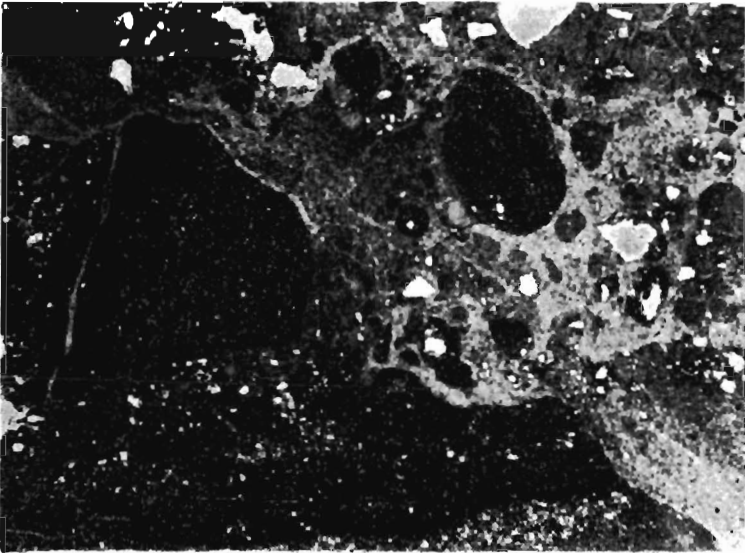


Fig. 17