

EUGENIUSZ GŁOWACKI

SKAŁY EGZOTYCZNE Z WARSTW ISTEBNIAŃSKICH W JANKOWEJ W KARPATACH ŚRODKOWYCH

(Tabl. XXVII, XXVIII, 1 fig.)

Exotic rocks from the Istebna beds of the Jankowa Anticline (Middle Carpathians)

(Pl. XXVII, XXVIII, 1 Fig.)

Streszczenie. Podano opis mikroskopowy egzotyków krystalicznych z warstw istebniańskich, z nie znanego dotychczas stanowiska w Jankowej. Wyróżniono: grubsze okruchy kwarcu i skaleni, różne granity, gnejs plagioklazowy, gnejs oczkowy, łupek chlorytowo-kwarcytowy, łupki kwarcytowe, różne granulity, grano-fir i skałę felzytową. Porównano je z egzotykami z innych regionów Karpat fliszowych znanych z literatury.

WSTĘP

Ostatnio podczas szczegółowych prac kartograficznych wykonywanych przez P. Karnkowskiego i B. Ciska na fałdzie Łużna-Łyczana zostały odkryte w jądrze tego fałdu warstwy istebniańskie, a w nich w okolicy Jankowej wystąpienie skał egzotycznych. Egzotyki te zebrałem i opracowałem w Laboratorium J.P.G.W.P.N. w Jasle. W czasie opracowywania tych skał skorzystałem z cennych uwag Doc. T. Wiesera i dra W. Parachonika, za co wyrażam im w tym miejscu serdeczne podziękowania.

Opracowane przeze mnie egzotyki pochodzą tylko z jednego odsłonięcia (więcej odsłonieć w tym terenie nie było) i wyniki moich badań traktuję jako drobny przyczynek do ogólnego zagadnienia o egzotykach w Karpatach fliszowych.

LOKALIZACJA I OPIS ODSŁONKI

Odsłonka, z której pobrano skały egzotyczne do opracowania petrograficznego, położona jest około 250 m na S od drogi prowadzącej z Jankowej do Stróżnej. Znajduje się ona na wcięciu drogi polnej o kierunku

NW—SE. Na mapie geologicznej P. Karnkowskiego (1959) punkt ten jest położony około 300 m na zachód od szybu naftowego Nafta I. Odsłaniają się w niej łupki ilaste, piaskowce i serie żwirowo-zlepieńcowate warstw istebniańskich. Jest to najstarsza partia jądrowa fałdu Łuzna—Łyczana występująca na powierzchni. Szkic odsłonki wraz z objaśnieniem przedstawiono na fig. 1. Jak widać z tego rysunku, utwory gruboklastyczne tworzą przeważnie normalne ławice.

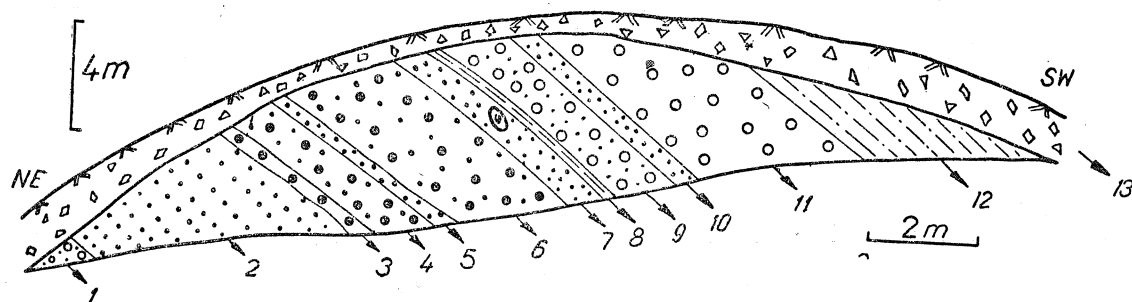


Fig. 1. Odsłonięcie warstw istebniańskich z egzotykami Jankowa. 1 — piaskowiec szary, drobnoziarnisty, z dużą zawartością kwarcu o średnicy do 1 cm; 2, 5, 7 i 10 — piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty, słabo spójny (7 — w piaskowcu była zlepieńcowata); 3 — drobny zlepieńiec kwarcowy o średnicy otoczków do 2 cm, słabo spójny; 4 i 6 — piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty, wzbogacony w ziarna kwarcu o średnicy do 0,5 cm; 8 — łupek ilasty; 9 — piaskowiec zlepieńcowaty, słabo spójny, jasnoszary; 11 — seria o charakterze żwirowo-zlepieńcowatym, słabo związana; 12 — ciemnobrunatny łupek ilasty, laminowany bardzo drobnoziarnistym piaskowcem; 13 — zwietrzelina i gleba

Fig. 1. Outcrop of Istebna sandstone-beds with exotic rocks. Jankowa anticline. 1 — gray, fine grained sandstone with high content of quartz with diameter up to 1 cm; 2, 5, 7 and 10 — light-grey fine grained sandstone, loosely cemented (7 — a concretion in the sandstone); 3 — fine quartz conglomerate with diameter of pebbles up to 2 cm; loosely cemented; 4 and 6 — light grey, fine grained sandstone, enriched with quartz grains with diameters up to 0,5 cm; 8 — black shale; 9 — conglomeratic sandstone, loosely cemented, light grey; 11 — conglomerate beds, loosely cemented; 12 — dark brownish shale, laminated with very fine grained sandstone; 13 — weathered rocks and soil

W składzie materiału gruboklastycznego największy udział mają grubsze okruchy kwarcu i skaleni oraz skały granitowe, które w sumie stanowią około 80% ogólnego składu, pozostałe 20% przypada na inne skały, głównie metamorficzne. Drobne okruchy starszego piaskowca karpackiego występują tylko sporadycznie.

BADANIA MIKROSKOPOWE

K w a r c e. Spotykane grubsze okruchy kwarcu są barwy jasnoszarej lub szarej i niekiedy przerośnięte skaleniem. Pod mikroskopem badane one nie były.

S k a l e n i e. Wśród skaleni występują głównie skalenie szare, a sporadycznie i to w postaci drobnutkich ziarenek skalenie różowe. Badaniom mikroskopowym poddano tylko odmianę pierwszą. Makroskopowo ska-

nie szare są dość jednorodne i na ogół nie zwietrzałe. Pod mikroskopem widać, że reprezentują one mikropertyt ortoklazowy. Budowa mikropertytowa jest dość charakterystyczna. Smużki albitowe przebiegają na tle ortoklazowym w zgodnej orientacji, ale same są bardzo nieregularne i często rozdzielające się. Tu i ówdzie zaznaczają się nawet większe pola i kryształki albitowe, o zatokowych zarysach (tabl. XXVII, fig. 1). Ogólnie tło ortoklazowe przeważa nad zawartymi w nim albitem. Albit jest zbliżony według prawa albitowego i na podstawie kątów ściemniania światła stwierdzono w nim około 6—8% An. W przeciwieństwie do tła ortoklazowego jest on silniej skaolinizowany i zawiera liczne wrostki serycytu, a niekiedy tlenków żelaza. Tło ortoklazowe wykazuje lekkie faliste wygaszanie światła, lecz nie zdradza cech mikroklinu.

Badany mikropertyt ortoklazowy zawiera dość liczne drobnoziarniste wrostki skalenia oraz rzadziej kwarcu i biotyту. Wśród wrostków skalenio- wych występują idio- lub hipidiomorficzne ziarenka oligoklazu oraz ska- lenia bliżej nie określonego, silnie zwietrzałego i przesyconego wrostkami tlenków Fe, o nieregularnych zarysach, z wyraźną obwódką albitową (tabl. XXVII, fig. 2). Wrostki te są różnie zorientowane i najczęściej wy- stępują w przybrzeżnych partiach ziarn. Drobne szczelinki wypełnione są kwarcem, który nie wykazuje agregatowej budowy.

Opisany wyżej mikropertyt ortoklazowy, za K. Smulikowskim (1955), należy uznać za typ metasomatyczny. Za dopływem Na przema- wiałoby tu również obwódki albitowe występujące na niektórych wrost- kach skalenio- wych.

Mikropertyty ortoklazowe znane są z granitów egzotycznych (S. Kreutz 1927, A. Gaweł 1931, T. Wieser 1948) jak również z granitów tatrzańskich (M. Turnau-Morawska 1948, A. Mi- chalik 1950).

Skały granitowe. Wśród okruchów skał granitowych, na pod- stawie cech mikroskopowych i częściowo makroskopowych, wydzielono trzy odmiany granitu normalnego, granit aplitowy i granito-gnejs.

Granit normalny, odmiana 1. Granit barwy jasnej, śred- nioziarnisty, z widocznymi jasnokremowymi i zmatowiałymi skaleniami, jasnoszarymi kwarcami i ciemnymi blaszkami biotyту. W cienkich płyt- kach wykazuje on granitową strukturę i bezładną teksturę. Wielkość ziarn nie przekracza 3 mm średnicy. Skład petrograficzny skały stanowią głównie skalenie, kwarc i biotyt. Procentowa zawartość tych składników jest następująca:

kwarc	— 36%
skalenie	— 60%
biotyt	— 3%
inne	— 1%

Kwarc w skale występuje w postaci pojedynczych ziarn lub agregatów. Zarysy ziarn kwarcu są nieregularne. Poza tym kwarc wyróżnia się licz- nymi smużystymi wrostkami i normalnym wygaszaniem światła.

Skalenie tylko niekiedy wykazują zarysy tabliczkowe, poza tym są bez wyraźnego pokroju i często tworzą większe agregaty. Są one bardzo silnie przeobrażone w kaolin i częściowo w serycyt oraz zawierają liczne wrostki tlenków żelaza. Ślady zbliżeń albitowych u plagioklazów są

tylko miejscami widoczne, poza tym są one zamaskowane przez produkty wietrzenia. Na podstawie kątów ściemniania światła stwierdzono, że występujące tu plagioklasy zawierają 20—28% An. Ze względu na silnie zwietrzały stan skaleni nie można na podstawie obrazu mikroskopowego określić stosunku plagioklazów do ortoklazu. Wydaje się jednak, że zawartość plagioklazów jest co najmniej trzykrotnie większa od zawartości ortoklazu.

Biotyt występuje w postaci drobnych blaszek lub łusek. Jest on barwy brunatnej i wykazuje wyraźny pleochroizm. Miejscami w obrębie tych samych blaszek jest częściowo przeobrażony w chloryt, a nawet zbauerytyzowany. Wrostki cyrkonu w biotycie są rzadkie. Pola pleochroniczne wokół wzrostków cyrkonowych są wyraźne. Wydzielenie tlenków żelaza w poszczególnych blaszkach biotyту jest już daleko zaawansowane.

Z ważnych zjawisk w badanym granicie jest występowanie miejscami w szczelinach kwarcu drobnych i słabo zbliźnionych kryształków wtórnego albitu, pochodzącego z dopływu Na.

Granit normalny, odmiana 2. Makroskopowo jest to skała jasnoszara, o strukturze droбноziarnistej, z dobrze zaznaczającymi się jasnokremowymi i mało zwietrzałymi skaleniami, szarymi kwarcami i drobnymi blaszkami biotyту. Struktura mikroskopowa jest granitowa. Tekstura bezładna. Do głównych składników mineralnych należą: kwarc, plagioklasy, ortoklaz, mikroklin i biotyt. Procentowy ich skład jest następujący:

kwarc	— 34,5%
plagioklasy	— 41,3%
ortoklaz	— 17,0%
mikroklin	— 6,0%
biotyt	— 1,2%

Jak widać z procentowego zestawienia, plagioklasy są najczęstsze. Tworzą one na ogół ziarna hipidiomorficzne i są zbliźnione według prawa albitowego, rzadziej peryklinowego. Skaolinizowanie i zserycytowanie plagioklazów jest dość silne. Poza tym obserwuje się w nich dość częste wzrostki tlenków Fe. Zawierają one około 28% An.

Skalenie potasowe są wyłącznie ksenomorficzne i na ogół dość świeże. Miejscami zawierają one wzrostki plagioklazów, kwarcu i biotyту. Zbliźnienia kratkowe w mikroklinie są na ogół słabo widoczne i tylko miejscami zaznaczające się. Wygaszanie światła u skaleni potasowych bywa nierównomierne, jak gdyby faliste. Niekiedy obserwuje się w nich infiltracyjne smużki albitowe.

Biotyt występuje najczęściej w postaci postrzępionych i powyginanych blaszek. Jest on wyraźnie przeobrażony w chloryt i wykazuje pleochroizm od barwy jasno- do ciemnozielonej. Blaszkі biotyту na całej powierzchni posiadają bardzo liczne wzrostki tlenków żelaza oraz niekiedy cyrkonu.

W badanym granicie miejscami obserwuje się nagromadzenia droбно-łuseczkowatego peninu oraz rzadziej drobnych kryształków albitu.

Granit normalny, odmiana 3. Tę odmianę granitu reprezentują okruchy, które makroskopowo są średnioziarniste i wykazują różowe zabarwienie pochodzące od barwnych skaleni. Poza różowymi

skaleniami makroskopowo widoczne są ziarna szarego kwarcu i blaszki ciemnozielonego biotyту. Struktura mikroskopowa badanego granitu jest granitowa do blastogranitowej, tekstura na ogół bezładna. Wielkość ziarn jest dość zróżnicowana, ale na ogół nie przekracza 3 mm średnicy. Skład mineralny przedstawia się następująco:

kwarc	— 43%
plagioklasy	— 30%
ortoklaz	— 18%
mikroclin	— 7%
biotyt	— 2%

Kwarc jest ksenomorficzny, zawiera dość liczne smugowo przebiegające wrostki, częściowo wygasza faliście światło oraz często tworzy agregatowe skupienia.

Plagioklasy występują w postaci ziarn hipidiomorficznych. Są one bardzo drobno zbliźnionaczone według prawa albitowego oraz rzadziej według prawa peryklinowego. Zawartość An wynosi w nich 23—32%, a więc przynależność ich sięga do kwaśnego andezynu. Poza tym są one silnie zwietrzałe oraz zawierają licznie odmieszane tlenki żelaza. Jest rzeczą bardzo charakterystyczną, że niektóre ziarna plagioklazowe mają bardzo wyraźne obwódki albitowe (tabl. XXVII, fig. 4) oraz bardzo często na brzegach są uboższe w An.

Skalenie potasowe występują w postaci ziarn bardzo nieregularnych i niekiedy mają dążność do tworzenia fenokryształów. Są one na ogół dość świeże, ale często wykazują faliste wygaszanie światła. Poza tym zawierają one często wrostki drobnych kryształków plagioklazu, niekiedy z obwódkami albitowymi, tudzież wrostki kwarcu i sporadycznie biotyту. Nierzadkie są w nich (szczególnie w ortoklazier) normalne przerosty albitowe typu mikropertytowego oraz albitowe plamki i żyłki infiltracyjne.

Biotyt tworzy na ogół blaszki idiomorficzne, ale często postrzępione i powyginane. Jest on w dużym stopniu schlorytyzowany, barwy ciemno- do jasnozielonej. Na powierzchni zawiera bardzo liczne grudki tlenków żelaza oraz niekiedy wrostki cyrkonu.

W badanym granicie bardzo często obserwuje się samodzielnie występujące, zbliźnionaczone według prawa albitowego kryształki albitu, które najczęściej grupują się między ziarnami skaleni potasowych, układając się prostopadle do kierunku przebiegu szczelinek (tabl. XXVII, fig. 4). Dalej wokół niektórych ziarn obserwuje się agregatki materiału bardzo drobnoziarnistego, składające się z rozdrobnionego kwarcu tudzież skalenia (tabl. XXVII, fig. 5).

Granit aplitowy. Granit aplitowy jest barwy białej, drobnoziarnisty, poprzecinany żyłkami szarego kwarcu, z widocznymi tu i ówdzie większymi ziarnami skaleni o średnicy dochodzącej do 0,5 cm. Makroskopowo nie obserwuje się zwietrzenia. Pod mikroskopem widać, że tło skalne zbudowane jest przede wszystkim ze skaleni i kwarcu. Drobne blaszki muskowitu występują tylko sporadycznie. Typ struktury jest aplitowy lub aplitowo-porfirowaty ze względu na występowanie większych kryształów skaleniowych. Tekstura bezładna. Procentowy udział głównych składników jest dość zmienny w poszczególnych szlifach i par-

tiach szlifów. Ogólnie przeważają skalenie potasowe. Hipidiomorficzne zarysy wykazują tylko ziarna plagioklazów, pozostałe składniki są wybitnie ksenomorficzne.

Plagioklasy są dość świeże, zbliżnione według prawa albitowego, z częstymi wrostkami tlenków żelaza. Należą one do oligoklazu o dość zmiennej zawartości An.

Skalenie potasowe reprezentowane są przez ortoklaz i mniej liczny mikroklin. Skalenie te występują przeważnie w postaci drobnych ziarenek, niekiedy jednak tworzą fenokryształy wielokrotnie większe od normalnej wielkości ziarn tła skalnego. Wyglądają one wyraźnie na produkty późniejszej krystalizacji. Mają one nieregularne zarysy oraz w przybrzeżnych partiach zawierają liczne wrostki minerałów starszej generacji. Ważną i charakterystyczną rzeczą wśród tych utworów jest występowanie pertytowych przerostów ortoklazu z albitem (tabl. XXVII, fig. 3). Wynikałoby stąd, że albit metasomatycznie wypiera skałę potasową, który to proces w niektórych wypadkach jest bardzo daleko posunięty. Albit jest dobrze zbliżniony według prawa albitowego i zawiera od 5—6% An.

Kwarce tła skalnego są ubogie we wrostki i światło wygaszają normalnie. Żyłki kwarcowe przecinające skałę i niekiedy przerastające się z ortoklazem, zbudowane są z kwarcu grubokrystalicznego, niekiedy o smużystym wygaszaniu światła.

G r a n i t o g n e j s. Okruchy należące do tego typu skały wykazują drobnoziarnistą strukturę i równoległą teksturę. Megaskopowo da się w nich wyróżnić kwarc, skalenie i mikę. Charakterystyczną cechą dla omawianej skały jest występowanie w niej równolegle przebiegających, soczewkowatych warstewek kwarcu, które szczególnie nadają jej gnejso-waty charakter. Ogólna budowa mikroskopowa granitognejsu jest grano-blastyczna lub blastogranitowa, tekstura równoległa. Zgodnie z przebiegiem utworów kwarcowych układają się też liczne pozostałe ziarna kwarcu z tymi utworami nie związane, a także liczne ziarna skałeni i blaszki miki. Wielkość ziarn nie przekracza 3 mm średnicy. Skład mineralny skały przedstawia się następująco:

kwarc	— 40%
plagioklasy	— 37,5%
ortoklaz i mikroklin	— 19%
biotyt	— 3%
muskowit	— 0,5%

Kwarce występujące w soczewkowatych warstewkach (laminach) jak również w pojedynczych ziarnach i nieregularnych agregatach w zasadzie nie różnią się od siebie. Wykazują jednakowe wrostki i podobnie zachowują się w świetle spolaryzowanym.

Plagioklasy występują najczęściej w postaci hipidiomorficznej. Po-szczególne osobniki są zbliżnione głównie według prawa albitowego i wykazują kąt wygaszania światła 11—14°, a więc należą do oligoklazu lub kwaśnego andezynu. Na brzegach są one zwykle mniej zasobne w An. Na ich powierzchniach zaznacza się silne skaolinizowanie i zserycytyzo-wanie oraz wydzielenie tlenków żelaza.

Skalenie potasowe są ksenomorficzne i mniej zwietrzałe od plagioklazów. Wśród tej grupy skałeni przeważnie występuje ortoklaz, rzadziej mikroklin. Skalenie potasowe miejscami występują w postaci większych i nieregularnych osobników, z wrostkami minerałów starszej generacji oraz infiltracyjnymi utworami albitu.

Biotyt występuje w postaci dobrze wykształconych blaszek i jest barwy brunatnej lub zielonej, z wyraźnym pleochroizmem. Poza częściowym schlorytyzowaniem wykazuje on liczne wrostki tlenków żelaza (z wyługowania).

Muskowit występuje na ogół rzadko i to w postaci drobnych blaszek i łusek, które luźnie rozsiane są na tle skalnym lub przerastają blaszki biotyту.

Z minerałów akcesorycznych zauważono pod mikroskopem granaty, cyrkon, rutyl i epidot.

Podobną skałę do opisanego granitognejsu w okruchach, ale różniącą się pod mikroskopem, przyjęto za typ przejściowy od granitu normalnego (odmiany pierwszej) do granitognejsu. W stosunku do granitognejsu wykazuje ona bardziej granitową strukturę, mniej skałeni potasowych i muskowitu oraz mniej schlorytyzowane blaszki biotyту.

Należy jeszcze wspomnieć, że w jednej cienkiej płytce obserwowano typ skały bardziej podobnej do granitu aplitowego, z większą ilością jasnej miki i skałeni potasowych.

Granitognejs może być odmianą granitu, krystalizującą szczególnie w warunkach jednokierunkowego ciśnienia.

G n e j s p l a g i o k l a z o w y. Poszczególne okruchy tej skały megaskopowo bardzo przypominają zwietrzałe ziarna skałeni. Są one barwy szarokremowej, dość zbite, przetykane równolegle drobnymi blaszkami biotyту.

W cienkich płytkach pod mikroskopem widoczna jest lepidogranoblastyczna struktura i równoległa tekstura (tabl. XXVII, fig. 6). Wielkość ziarn i blaszek mineralnych nie przekracza 0,5 mm średnicy. Zasadniczy skład masy skalnej stanowią skałenie. Biotyt i kwarc występują podrzędnie i w sumie ich zawartość w skale nie przekracza 10%.

Skałenie występują przeważnie w postaci hipidiomorficznej, zawierają liczne wrostki żelaziste oraz są silnie przeobrażone w kaolin i serycyt. Należą one przede wszystkim do plagioklazów, a tylko sporadycznie do ortoklazu. Ślady zbliżniaczeń albitowych w plagioklazach są w bardzo dużym stopniu zamaskowane przez produkty wietrzenia, co bardzo utrudnia pomiar kątów ściemniania światła. Na podstawie kilkunastu pomiarów stwierdzono, że zawierają one 20—27% An, a więc należą do oligoklazu. Tabliczki skałeni są zwykle równolegle ułożone do kierunku złupkowania skały.

Drobne ziarenka kwarcu są rzadko rozsiane na tle skalnym i występują w interstycjach między skałeniami lub niekiedy poikilitycznie je przerastają. Światło wygaszają normalnie. Zawartość wrostków w nich jest nieliczna.

Blaszki biotyту są barwy brunatnej lub bladozielonkawej. Chlorytyzacja i proces wyługowania Fe jest w nich daleko posunięty. Wrostki cyrkonu i związane z nimi pola pleochroiczne w blaszkach biotyту występują bardzo rzadko.

Akcesorycznie występują granaty, cyrkon i apatyt.

Badany gnejs plagioklazowy nie przejawia poza sprasowaniem głębszych zmian metamorficznych.

G n e j s o c z k o w y. Megaskopowo gnejs oczkowy jest drobnopziarnisty, barwy jasnoszarej, bogaty w mikę, z zaznaczającymi się oczkami skaleniowymi.

Pod mikroskopem badana skała wykazuje granolepidoblastyczną strukturę i równoległo-oczkową teksturę (tabl. XXVIII, fig. 7). Podstawowe tło skalne zbudowane jest przede wszystkim z dobrze zrekrytalizowanego kwarcu, licznych blaszek miki oraz małej ilości skaleni, głównie ortoklazu i plagioklazów. Kwarce z domieszką miki wykazuje tendencję do tworzenia utworów soczewkowatych, podkreślających szczególnie łupkową teksturę skały. W obrębie tak wykształconego tła skalnego występują liczne oczka skaleniowe dochodzące do 4 mm średnicy, a więc przy maksymalnej wielkości wielokrotnie większe od składników tła skalnego. Skalenie oczkowe mają zarysy soczewek lub nieregularnych ziarn, podobnie jak migmatoblasty. Należą one do ortoklazu, kwaśnego oligoklazu lub nawet zasadowego albitu. Są one często spękane, częściowo przeobrażone w kaolin i serycyt oraz zawierają liczne wrostki żelaziste i niekiedy infiltracyjne żyłki albitowe, które też przechodzą do spękań w kwarcach. Oczka skaleniowe często są otulone przez pakiety łyszczykowe.

Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit i biotyt, przy czym przewaga należy do biotyту. Muskowit występuje w samodzielnych blaszkach lub przerasta biotyt. Biotyt występuje w dobrze wykształconych blaszkach, jest barwy ciemnobrunatnej, rzadziej zielonej, oraz zawiera liczne wydzielone tlenki żelaza. Większość łyszczyków skupia się wokół skaleni, w mniejszym zaś stopniu rozrzucone są wśród masy kwarcowej. Często tworzą one ze skaleniami przerosty.

Skalenie tła skalnego właściwie nie różnią się od skaleni oczkowych, tylko są mniejsze i bardziej ksenomorficzne oraz silnie zazębiają się z kwarcem.

Kwarce są wybitnie ksenomorficzne, silnie się ze sobą zazębiają, poza inkluzjami cieczy i gazu, często zawierają wrostki biotyту, tudzież cyrkonu i rutylu.

Z minerałów akcesorycznych spotkano granaty, cyrkon i rutyl.

Ł u p e k c h l o r y t o w o - k w a r c o w y. Makroskopowo łupek chlorytowo-kwarcowy jest barwy ciemnozielonej, cienko złupkowany i słabo zwięzły. Pod mikroskopem wykazuje on mikro-lepidogranoblastyczną strukturę oraz równoległą lub częściowo falistą teksturę. Podstawę tła skalnego tworzy masa chlorytowo-kwarcowa. Chloryt jest barwy bladolub żółtozielonkawej, wykształcony w postaci drobniutkich blaszek lub łuseczek. Niektóre relikty wskazują na to, że pochodzi on z przeobrażenia biotyту. Kwarce jest mikrokrystaliczny i tworzy soczewkowate wypełnienia między smugami chlorytowymi. Tu i ówdzie na tle skalnym występują relikty zserycytizowanego skalenia, pokruszone większe ziarenka kwarcu oraz tabliczkowe pseudomorfozy chlorytowe po bliżej nie określonych minerałach.

Akcesorycznie w badanym łupku bardzo często występują grubsze kryształki apatytu oraz rzadziej granaty i leukoksen.

Wyjściową skałą dla badanego łupka była przypuszczalnie jakaś skała

żyłowa, bogata przede wszystkim w biotyt, która uległa mylonityzacji, a następnie rekrytalizacji, być może przy dopływie krzemionki z zewnątrz.

Łupki kwarcytowe. Łupki kwarcytowe makroskopowo są cienkołupliwe, z widocznymi drobnokrystalicznymi warstewkami i soczewkami kwarcowymi oraz żelazistymi smugami, na powierzchniach oddzielności wyścielane łupkiem serycytowym.

W płytkach cienkich badane łupki kwarcytowe wykazują mikrogranolepidoblastyczną do blastopelitowej strukturę oraz dobrze zaznaczającą się równoległą teksturę (tabl. XXVIII, fig. 8). Zasadniczy składnik tła skalnego stanowi kwarc. Dość licznie też występują łuseczki serycytu oraz grudki tlenków żelaza. Blaszkki muskowitu i schlorityzowanego biotytu występują rzadko. Obecność skaleń ze względu na ich duże roztarcie oraz częściowe skaolinizowanie i zserycytyzowanie tylko rzadko i z trudem można stwierdzić. W kilku miejscach stwierdzono drobnoziarniste agregatki epidotu. Akcesorycznie zdarzają się granaty i inne minerały.

W obrębie tła skalnego licznie występują równoległe przebiegające warstewki i soczewki kwarcowe o drobnokrystalicznej i mozaikowej budowie. Nie odgraniczają się one zbyt od tła skalnego.

Badane łupki kwarcytowe należą do skał słabo zmetamorfizowanych. Pochodzą one przypuszczalnie z serii łupków łyszczykowych, w których stanowią cienkie wkładki.

Granulity. Wśród granulitów można wyróżnić dwie odmiany, które różnią się od siebie wyglądem zewnętrznym oraz budową mikroskopową.

Odmiana 1. Granulit bardzo drobnokrystaliczny, barwy szarej, o wyglądzie kwarcytowym, z dostrzegalnymi czerwonymi granatami. Budowa mikroskopowa jest granoblastyczna, charakterystyczna dla granulitów (tabl. XXVIII, fig. 9). Wielkość składników wynosi 0,2—1 mm średnicy. Skład mineralny przedstawia się następująco:

kwarc	— 37,5%
ortoklaz	— 51,6%
plagioklasy	— 3,5%
granaty	— 3,9%
biotyt	— 2,5%
inne	— 1,0%

Jak widać ze składu mineralnego, główny udział w budowie skały mają kwarc i skalenie (ortoklaz). Te dwa składniki bardzo silnie się ze sobą zatokowo zazębiają, a nawet przerastają.

Kwarc jest wybitnie ksenomorficzny i zawiera poza inkluzjami cieczy i gazu, wrostki cyrkonu, rutyłu, biotytu i ortoklazu. Światło wygasza normalnie i nie wykazuje oznak kataklazy.

Występujący w skale ortoklaz jest typowym mikropertytem ortoklazowym zawierającym na całej swojej powierzchni bardzo liczne, drobnutkie, najczęściej wrzecionowate wrostki nie zbliźniaczonego albitu, który odmieszany został z sieci ortoklazowej. Poszczególne osobniki mikropertytu ortoklazowego są dość silnie skaolinizowane i częściowo przyprószone tlenkami żelaza.

Plagioklasy posiadają pokrój tabliczkowy lub izometryczny i są idio- lub hipidiomorficzne. Stopień zwietrzenia plagioklazów jest nieznaczny. Najpowszechniejsze są w nich zbliżnienia albitowe, rzadziej peryklinowe lub karlsbadzkie w połączeniu z albitowym. Zawartość An na podstawie wygaszania światła wynosi w nich 18—25%.

Biotyt wykształcony jest w postaci blaszek lub ziarn. Wykazuje on prawie zupełną świeżość. Barwa jego jest ciemnobrunatna lub brunatnoczerwona. Częste są w nich siateczki sagenitowe tudzież wrostki cyrkonu i rutylu.

Granaty występują w postaci izometrycznych, intensywnie spękanych ziarn. Szczelinki w nich najczęściej są wypełnione ciemnobrunatnymi tlenkami żelaza. W niektórych ziarnach granatów obserwujemy wrostki biotytu lub chlorytu, rutylu, cyrkonu, skalenia i kwarcu.

Akcesorycznie występuje cyrkon, rutyl i epidot.

O d m i a n a 2. Granulit odmiany drugiej jest barwy białej o wyglądzie cukrowatym. Makroskopowo dostrzega się w nim granaty i niekiedy większe kryształki skalenia.

Budowa mikroskopowa jest porfiroblastyczna i granoblastyczna. Wielkość składników zasadniczego tła skalnego nie przekracza 0,5 mm średnicy. Rzadko występujące porfiroblasty ortoklazu dochodzą do 5 mm. Ma tu miejsce wzajemne zazębienie się, a niekiedy przerastanie ziarn, szczególnie kwarcu z ortoklazem. Niekiedy na granicy ortoklazu i plagioklazu obserwujemy przerosty myrmekitowe. Skład mineralny skały jest następujący:

kwarc	— 38%
ortoklaz	— 48%
plagioklasy	— 8%
granaty	— 3,3%
biotyt	— 1,7%
inne	— 1,0%

Kwarc jest wybitnie ksenomorficzny i niekiedy tworzy drobne pola o jednakowej orientacji pomiędzy innymi składnikami. Wrostki minerałów starszej generacji zawiera rzadko. Światło wygasa normalnie.

Ortoklaz, w przeciwieństwie do odmiany pierwszej, jest bardziej świeży (mniej zwietrzały) i rzadziej zawiera mikropertytowe przerosty albitowe. Prażki albitowe w nim zawarte ograniczają się głównie do środkowej partii ziarn. Natomiast normalnym mikropertytem ortoklazowym są porfiroblasty, które poza tym zawierają wrostki minerałów starszej generacji (tabl. XXVIII, fig. 10).

Biotyt występuje rzadko, i to w postaci schlorytyzowanych i postrzępionych blaszek. Zawiera on liczne wrostki rutylu i wydzielone tlenki żelaza.

Ziarna plagioklazów są hipidiomorficzne, nieznacznie zwietrzałe, zbliżnione według prawa albitowego. Należą one podobnie jak w pierwszej odmianie do oligoklazu.

Granaty występują w postaci pojedynczych izometrycznych lub wydłużonych ziarn. Są silnie spękane, a w szczelinkach zawierają tlenki żelaza oraz niekiedy łuseczki sercytu i chlorytu. Spotyka się w nich też wrostki cyrkonu i rutylu.

Obydwie odmiany granulitu są niewątpliwie tylko odmianami facjalnymi i to bardzo zbliżonymi. Odmiana pierwsza pochodzi zapewne z partii bardziej centralnej jakiegoś masywu granulitowego, a odmiana druga z partii bardziej brzeżnej.

Granofir. Megaskopowo okruchy granofirowe bardzo wyróżniają się spośród innych skał egzotycznych swą ciemnoszarą barwą oraz zbitą lub drobnokrystaliczną strukturą. Na pierwszy rzut oka przypominają one bardzo ciemne skały wylewne. Obserwowane różnice w poszczególnych płytkach cienkich dotyczą szczególnie stopnia przerastania się kwarcu z ortoklazem, tudzież wielkości ziarn i resorpcji biotyту. Podany niżej opis potraktowano ogólnie, nie wdając się w mało istotne zróżnicowania.

Budowa mikroskopowa granofiru jest holokrystaliczno-porfirowa. Tekstura bezładna. Prakryształy stanowią skalenie i biotyt. Występują one niezbyt często, a wielkość ich na ogół nie przekracza 2 mm średnicy. Wśród prakryształów skaleniovych najczęściej występują plagioklasy. Prakryształy plagioklazowe mają przeważnie pokrój tabliczkowy, są zbliżniaczone według prawa albitowego oraz niekiedy wykazują pasową budowę. Poza tym są one silnie zmatowiałe na skutek przeobrażenia w kaolin oraz przyprószone tlenkami żelaza. Miejscami obserwuje się w nich powyżerane pola i obfite nagromadzenia serycyту. Zawartość An wynosi w nich 20—28%.

Prakryształy ortoklazowe występują rzadko i są mniejsze od plagioklazowych. W partiach brzeżnych są one ze wszystkich stron poprzerastane kwarcem i prawie niepostrzeżenie przechodzą w otaczające je tło skalne. Ich środkowe partie, najczęściej o zarysach prostokątnych, są wolne od kwarcu, ale za to często posiadają koncentryczne obwódki albitowe (tabl. XXVIII, fig. 12).

Tworzący prakryształy biotyt jest wykształcony w postaci blaszek lub płytek, lecz na skutek resorpcji magmatycznej niekiedy zachowuje się w strzępach. Zabarwienie biotyту jest niebieskawozielone, przechodzące przy obrocie stolikiem w żółtawozielonkawe. Na całej jego powierzchni obserwujemy silną impregnację czarnymi tlenkami żelaza tudzież kalcytem.

Częste wrostki stanowi cyrkon, rutyl lub leukoksen oraz apatyt.

Bardzo drobnokrystaliczne ciasto skalne jest głównie ortoklazowo-kwarcowe, przetykane strzępami schlorytyzowanego biotyту tudzież muskowitu oraz bardzo licznymi grudkami magnetytu, który głównie pochodzi z rozkładu biotyту i często towarzyszy jego reliktom. Ortoklaz i kwarc są przeważnie ze sobą silnie poprzerastane (tabl. XXVIII, fig. 11). Mamy tu do czynienia z przerostami typu granofirowego, graficznego i poikilitycznego. Przerosty granofirowe są dość różnorodne, jak: pierzaste, snopowe, równoległe i sferolityczne. Część kwarcu i ortoklazu pozostaje wolna od przerostów i przy większym zgrupowaniu tworzy strukturę mikrogranitową. Skalenie ciasta skalnego są dość silnie skaolinizowane. Kwarce przy skrzyżowanych nikolach zachowują się normalnie.

W badanym granofirze nie da się dokonać pomiarów planimetrycznych, jednak z obrazu mikroskopowego wynika, że skład jego odpowiada silnie alkalicznemu granitowi.

Skała felzytowa. Skałę felzytową reprezentują okruchy barwy jasnocielistej lub stalowoszarej, lekkie i porowate. Budowa mikroskopowa

tej skały jest mikrofelzytowa lub mikrokrystaliczna. Charakter jej pod względem mineralogicznym jest wybitnie krzemionkowy. Drobnokrystaliczny kwarc często tworzy w niej utwory sferolityczne. Tu i ówdzie na tle skalnym występują silnie zresorbowane prakrystały kwarcu oraz biotytu. Biotyt jest barwy ciemnobrunatnej, o słabym pleochroizmie. Tło skalne jest silnie zabrunatnione od rozprószonych tlenków żelaza, które też częściowo wypełniają pory.

WNIOSKI

Materiał egzotyczny z odsłonięcia w Jankowej reprezentowany jest głównie przez skały granitowe oraz grubsze okruchy kwarcu i skaleni, w mniejszej zaś ilości przez inne typy skał. Wynikałoby stąd, że głównym źródłem materiału detrytycznego dla warstw istebniańskich był masyw granitowy, w mniejszym stopniu skały należące do okrywy masywu granitowego i genetycznie z nim związane. Jest to odmienne zjawisko od przedstawionego przez T. Wiesera (1948) z warstw istebniańskich okolic Wadowic, gdzie skały granitowe schodzą na plan drugi, a przeważają skały metamorficzne, poza tym występuje tam szereg skał nie spotykanych w odsłonięciu w Jankowej. Zatem różnicowanie się materiału egzotycznego będzie w dużym stopniu zjawiskiem regionalnym.

Wśród opisanych skał granitowych autor widzi typy przejściowe, zbliżone do siebie.

Ogólnie opisane skały granitowe są bardzo zbliżone do granitów egzotycznych opisanych z innych regionów Karpat fliszowych (St. Kreutz 1927, A. Gaweł 1931 i T. Wieser 1948). Podobieństwo to wynikałoby z przewagi plagioklazów nad ortoklazem (w granitach normalnych), z podobnego charakteru plagioklazów, z minerałów łyszczykowych, głównie obecności biotytu oraz z roli albitu wydzielonego w ostatniej fazie krystalizacji.

Inne opisane w niniejszym artykule typy skał stanowiłyby tylko wyjątki z zespołu skał budujących osłonę masywu granitowego i genetycznie z nim związanych.

Jest rzeczą bardzo charakterystyczną, że opisane w niniejszym artykule granulity bardzo odpowiadają granulitom opisanym przez T. Wiesera (1948) a granofiry opisanym przez T. Wiesera (1948) i A. Gaweła (1932).

Jasło, grudzień 1958.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Gaweł A. (1931), Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok, *Bull. Intern. Acad. Pol Sér. A*. Cracovie.
2. Gaweł A. (1932), Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten in der Umgebung von Sanok. *Ibidem*.

3. Gawel A. (1955), Ksenolit głębinowej skały magmowej w porfirze z Siedlca koło Krzeszowic. *Ibidem*.
4. Kreutz S. (1927), Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. *Ibidem*.
5. Książkiewicz M. i Gawel A. (1936), Porfiry Karpat Zachodnich, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 12, Kraków.
6. Michalik A. (1950), Brzeźna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej, *Państw. Inst. Geol., Biul.* 61, Warszawa.
7. Smulikowski K. (1947), Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu, *Arch. Mineral.* 16, Warszawa.
8. Smulikowski K. (1955), Minerale skałotwórcze. *Wydawn. Geol.*, Warszawa.
9. Turnau-Morawska M. (1948), Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr, *Kosmos ser. A.* 54, Wrocław.
10. Wieser T. (1948), Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 18, Kraków.
11. Wieser T. (1951), Ofiolit z Osielca, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 21, Kraków.
12. Wieser T. (1952), Skały magmowe Bachowic, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 22, Kraków.

SUMMARY

Abstract. This paper contains the description of crystalline exotic pebbles from the Istebna beds, discovered recently at Jankowa.

Quartz and feldspars grains are distinguished, as well as pebbles of different granites and gneisses, quartz chlorite shists, quartzite shists, different granulites, granophyre and felsite. These exotics are compared with exotics known from other regions of the Flysch Carpathians.

During detailed cartographic investigations carried on by P. Karnkowski and B. Cisek in the area of the fold Łużna-Łyczana, Istebna beds have been discovered in the core of this fold. Exotic rocks have been found in these beds.

The outcrop from which exotic rocks described below have been collected is situated about 250 m S of the road from Jankowa to Stróżna (fig. 1).

The following rock-types have been found beside fragments of quartz and feldspars and very scarcely occurring fragments of an older Carpathian sandstone:

1. granite rocks
2. plagioclase gneiss
3. „augen” gneiss
4. chlorite-quartz slate
5. quartzitic slates
6. granulites
7. granophyre
8. felsitic rock

Loosely occurring feldspars are orthoclase micropertites with albite

intergrowths of infiltration type and with numerous inclusions of oligoclase, quartz and biotite.

Among the granite rocks three types of normal granite, aplitic granite and granite gneiss have been distinguished. The first type of normal granite consists of quartz — 36 per cent, feldspars — 60 per cent, biotite — 3 per cent, other components — 1 per cent. This granite shows a granitic texture. The dominance of soda-lime feldspars (20—28 per cent An) over orthoclase, generally advanced weathering of feldspars and partial chloritization of biotite should be stressed. Macroscopically the rock is light grey with grain-size up to 3 mm. The next two types of normal granite have similar texture and mineral composition and the main difference lies in the coloration. One of them is light grey and the other pink on account of the content of pink feldspars. Some difference is marked also in the content of free albite; the pink type has a higher content of that mineral. Both these types differ from the first one by the presence of microcline and by the orthoclase with albite lamellae and inclusions of older generation. The mineral composition is as follows:

	quartz	plagioclases	orthoclase	microcline	biotite
1)	34,5 per cent	41,3 per cent	17,0 per cent	6 per cent	1,2 per cent
2)	43,0 per cent	30,0 per cent	18,0 per cent	7 per cent	2,0 per cent

Plagioclases contain in general 23—32 per cent An. Fairly often albite rings are visible on them. Potash feldspars tend to form phenocryst. Biotite is partially metamorphosed into chlorite. The texture of these types of granite is granitic to blasto-granitic.

The aplitic granite is white, fine grained, cut through with quartz veins. The type of microscopical texture is aplitic to aplite-porphyrific, on account of a content, in places, of feldspar phenocrysts (Potash feldspars). Potash feldspars content surpasses many times that of plagioclases. Plagioclases belong to oligoclase. Micas are represented exclusively by muscovite, which in general, occurs very rarely.

The granite gneiss is light grey, fine grained with lens-like quartz laminae. Under the microscope it shows a granoblastic or blasto-granitic texture. The mineral composition is as follows: quartz — 40 per cent, plagioclases — 37,5 per cent, orthoclase and microcline — 19 per cent, biotite — 3 per cent and muscovite — 0,5 per cent. Plagioclases belong to oligoclase or acid andesine. Potash feldspars are represented first of all by orthoclase, more rarely by microcline. Biotite is partially metamorphosed into chlorite.

Plagioclase gneiss is a rock of granolepidoblastic texture and parallel structure, consisting mostly of plagioclases and scant amount of quartz and biotite. Orthoclase occurs very rarely. Plagioclases belong to oligoclase and are strongly weathered. Biotite is metamorphosed into chlorite to a great degree. The rock, besides being subject to stress, does not show any greater metamorphic changes.

„Augen”-gneiss is of a granolepido-blastic fabric and of „augen-parallel” structure. The matrix rock, strongly recrystallized, consist mostly of quartz (forming often lens-like forms), micas and scant feld-

spars. Feldspars forming „augen” belong to orthoclase, acid oligoclase or even to albite.

Chloritic quartz-slate has a microgranolepido-blastic texture and parallel or folded structure. It consists mainly of chlorite from metamorphosis of biotite, and of microcrystalline quartz. In places crushed grains of feldspars and quartz as well as chloritic pseudomorphs after unidentified minerals occur. Very often apatite occurs as an accessory. The base rock for the slate in question was allegedly a vein rock rich in biotite.

Quartzitic slates show under the microscope a microgranolepidoblastic or blastopelitic texture and parallel structure. They consist almost exclusively of quartz and of scant sericite, muscovite and chloritized biotite. In places small bands and lenses of fine grained quartz occur, visible to the naked eye.

Granulites appear in two types, differing both by the microscopical texture and mineral composition. They have a granoblastic or porphyrogranoblastic texture and massive structure. They consist mainly of quartz and orthoclase and, secondarily, of biotite, plagioclases and garnets. Potash feldspars belong mostly to orthoclase micropertite.

Granophyre is a rock of holocrystalline-porphyric texture. Plagioclases and biotite, more rarely orthoclase, form phenocrysts. The matrix consists mainly of quartz and orthoclase. Small clods of magnetite accompanying usually the chloritized flakes of biotite occur abundantly. Mutual intergrowths of granophyre — graphic — and poikilitic — type of orthoclase and quartz are very characteristic for the rock in question.

Felsitic rock is represented by light yellowish pink or grey, light and porous fragments. The microscopical structure of this rock is microfelsitic or microcrystalline. So far as its mineral character is concerned it is outstandingly siliceous. Fine grained quartz occur often in the form of spherulites. Here and there resorbed phenocrysts of quartz and biotite appear. The matrix contains much iron.

The above described frequency of occurrence of particular rock types implies that the main source of detritic material for Istebna beds was a granite massif. Rocks belonging to the cover of the granite massif and genetically connected with it were less important. This is a phenomenon different from that described by T. Wieser (1948) from Istebna beds in the environs of Wadowice, where granite rocks play a subordinate role and metamorphic rocks are dominant; besides there occur many rocks not met with at Jankowa. Thus the differentiation of exotic material is, to a great degree, a regional phenomenon.

Among granite rocks the author observes transitional types. In general they are closely related to the exotic granites described from other regions of the Flysch Carpathians (T. Wieser, 1948, S. Kreutz, 1927, and A. Gawel, 1931). This similarity is shown in the preponderancy of plagioclases over orthoclase (in normal granites) in the similar character of plagioclases, and above all in the presence of biotite among mica minerals and by the role of albite produced at the last stage of crystallization.

It is very characteristic that granulites, described in this paper, cor-

respond exactly to the granulites described by T. Wieser (1948) and to the granophyries described by T. Wieser (1948) and A. Gawel (1932).

translated by A. Gaj

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica XXVII
Plate XXVII

- Fig. 1. Mikropertytowe przerosty typu infiltracyjnego albitu w ortoklazie, nikole skrzyżowane, $\times 144$
Fig. 2. Wrostki skaleniowe z obwódkami albitowymi w ortoklazie z mikropertytowymi przerostami albitu, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 3. Przerosty pertytowe ortoklazu z albitem, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 4. Kryształki albitu układające się prostopadle do kierunku szczelinek między ziarnami skaleni, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 5. Bardzo drobnoziarniste agregaty skaleniowo-kwarcowe wokół grubszych ziarn, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 6. Gnejs plagioklazowy, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 1. Micropertitite intergrowths of infiltration type in orthoclase, crossed nicols, $\times 144$
Fig. 2. Feldspar inclusions with albite rings in orthoclase with microperthite intergrowths of albite, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 3. Perthite intergrowths of orthoclase and albite, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 4. Little crystals of albite situated perpendicularly to the direction of crevices between grains of feldspars, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 5. Very fine grained feldspar-quartz aggregates around more coarse grains, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 6. Plagioclase-gneiss, crossed nicols, $\times 36$

Tablica XXVIII
Plate XXVIII

- Fig. 7. Gnejs oczkowy, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 8. Łupek kwarcytowy, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 9. Granulit, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 10. Granulit z migmatoblastem mikropertytu ortoklazowego, nikole skrzyżowane, $\times 36$
Fig. 11. Granofir, nikole skrzyżowane, $\times 144$
Fig. 12. Prakryształ ortoklazu z przerostami granofirowymi na brzegach w granofirze, nikole skrzyżowane, $\times 144$
Fig. 7. „Augen”-gneiss, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 8. Quartzitic slate, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 9. Granulite, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 10. Granulite with migmatoblast of orthoclase microperthite, crossed nicols, $\times 36$
Fig. 11. Granophyre, crossed nicols, $\times 144$
Fig. 12. Phenocryst of orthoclase with granophyre intergrowths at the margins in the granophyre, crossed nicols, $\times 144$

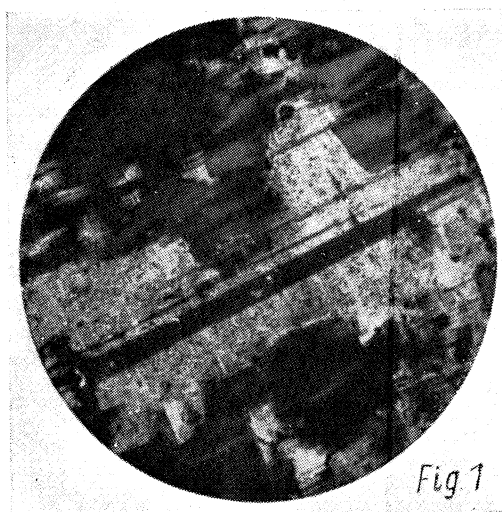


Fig. 1

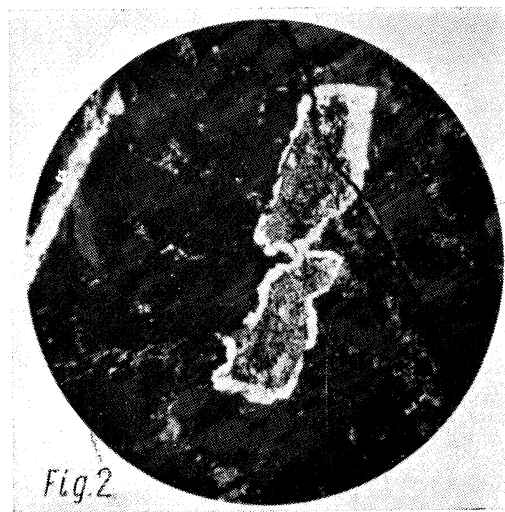


Fig. 2

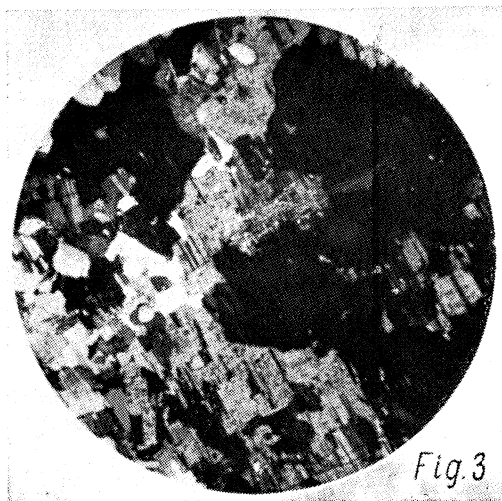


Fig. 3

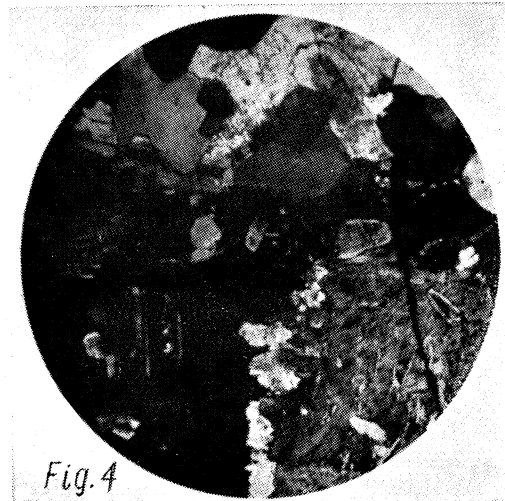


Fig. 4

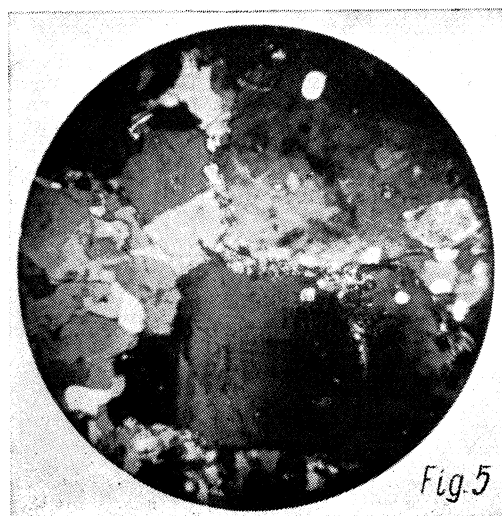


Fig. 5

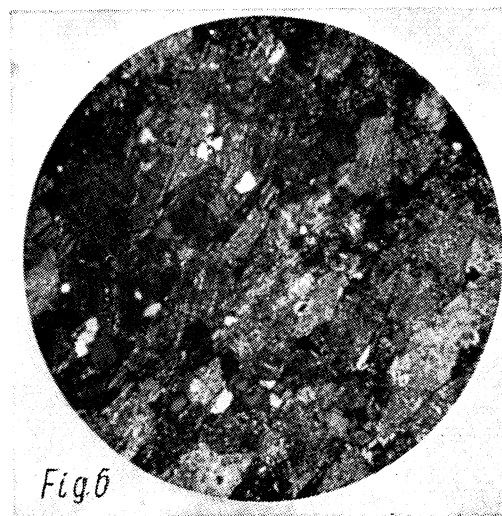


Fig. 6

E. Głowacki

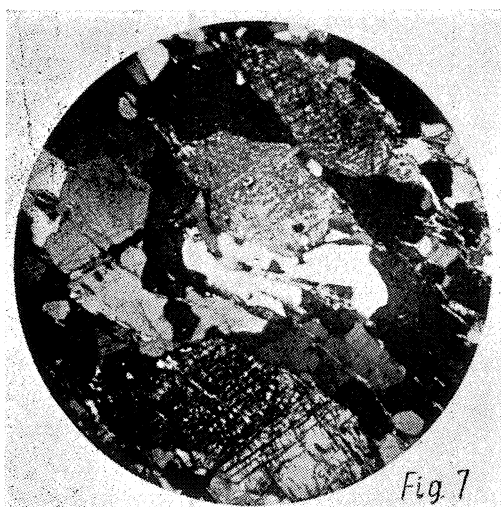


Fig. 7

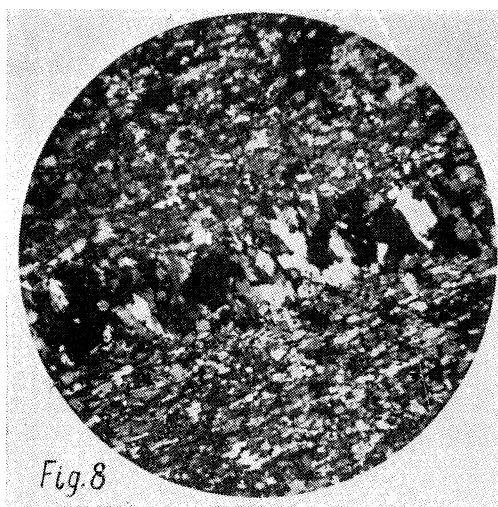


Fig. 8

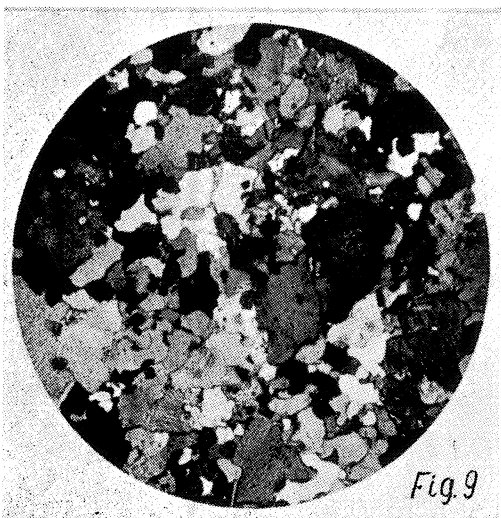


Fig. 9

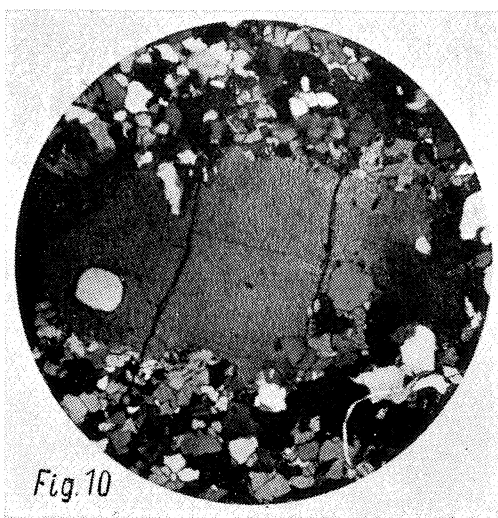


Fig. 10

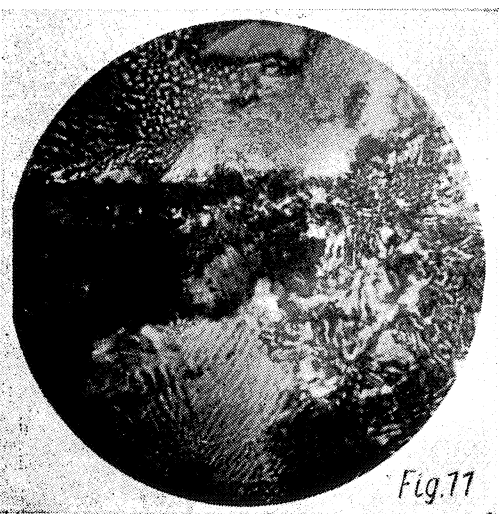


Fig. 11

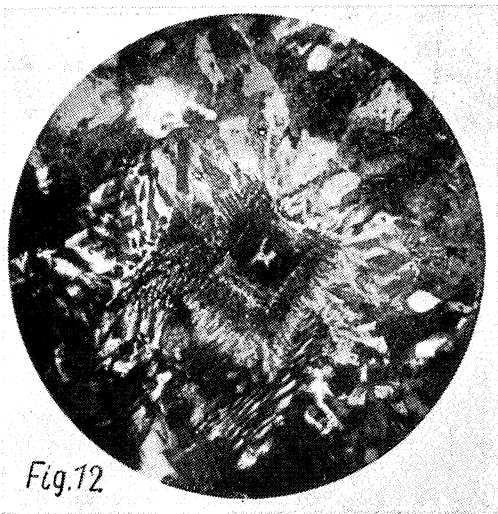


Fig. 12

E. Glowacki