

Maria KOZŁOWSKA-KOCH

POLIMETAMORFITY STREFY TEKTONICZNEJ ZŁOTY STOK — SKRZYŃKA W SUDETACH

Streszczenie

Opracowano petrograficznie różne typy skał z terenu „*gnejsów haniackich*” północno-zachodniego pasa strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyńka: *kataklastyty* i *mylonity*, *łupki* i *gnejsy blastokataklastyczne* lub *blastomylonityczne*, *hornfelsy* i *metabazyty*. Dla 90 próbek podano ilościowy skład mineralny. Przytoczono 7 analiz chemicznych zaczerpniętych z literatury i 14 nowo wykonanych. Wykazując polimetamorficzną naturę zbadanych skał sporządzono schemat klasyfikacyjny, wyróżniający 14 grup polimetamorfitów i podano petrograficzną ich charakterystykę. Zaproponowano definicję „*gnejsu haniackiego*” w dwo-

jakim znaczeniu: szerszym — geologicznym i węższym — czysto petrograficznym. W konkluzji przyjęto, że „*gnejsów haniackich*” dostarczył złożony proces kataklasty i mylonityzacji różnych skał metamorfiku Łącka — Śnieżnika (seria strońska, gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie), następnie — w początkowych stadiach orogenezy hercyńskiej — nowa progresja metamorfizmu regionalnego w warunkach szybkiego wzrostu temperatury (obecny kordieryt, sylimanit i andaluzyt) prowadząca w końcu do upłynnienia intruzji kłodzko-złotostockiej.

WSTĘP

W Sudetach Środkowych, na północno-zachodnich krańcach metamorfiku Śnieżnika — przebiega strefa tektoniczna Złoty Stok — Skrzyńka od północnego zachodu granicząca z masywem plutonicznym Kłodzko-Złoty Stok. Strefa ta, zwana również strefą Gór Żółtych, stanowi wąski pas o przebiegu NE-SW w części północnej, wygięty w części południowej, tj. w okolicach Skrzyńki, ku zachodowi. Pas ten na północy ucięty jest brzeżnym uskokiem sudeckim przechodzącym przez Złoty Stok. Południowo-wschodnią granicę tego pasa wyznacza nasunięcie oddzielające łupki blastomylonityczne tej strefy od *gnejsów gierałtowskich metamorfiku Śnieżnika*. Metamorfik Śnieżnika, tak jak to aktualnie przyjęto w polskiej geologii, buduje jedna seria suprakrystalna, zwana strońską oraz gnejsy typu gierałtowskiego i śnieżnickiego. Według badaczy niemieckich oba te gnejsy są pochodzenia magmowo-intruzyjnego. Gierałtowskie — starsze od serii strońskiej — prekambryjskie oraz śnieżnickie — kaledońskie, a więc od niej młodsze.

Jak wykazały badania K. Smulikowskiego (1957, 1960, 1967) i W. Smulikowskiego (1959 a, b) oba typy gnejsów są najprawdopodobniej tego samego wieku — późny algonk lub eokambr. Powstały one w wyniku jednego i tego samego procesu feldspatytacji i granityzacji serii strońskiej, który dokonał się w czasie fałdowania i metamorfizmu regionalnego tej serii. Nazwy „gierałtowskie” i „śnieżnickie” oznaczałyby więc tylko dwie różne facje strukturalne i teksturalne tych gnejsów.

Powstanie strefy mylonitycznej Złoty Stok — Skrzyńka przypisuje K. Smulikowski (1957) po części ruchom młodokaledońskim, po części wczesnowaryscyjskim.

Niemieckie mapy geologiczne 1:25 000 (arkusze: Złoty Stok, Łądek i Wojciechowice — Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942) ukazują w obrębie kompleksu blastomylonitycznego w pobliżu jego kontaktu z masywem plutonicznym Złoty Stok — Kłodzko zmiennej szerokości pas „*gnejsów haniackich*” poprzecinany po-



Fig. 1

Szkic geologiczny północnej części pasa gnejsów haniackich według geologicznych map niemieckich — Finckh L. i in. (1942)

1 — waryscyjska intruzja Kłodzko — Złoty Stok, 2 — granitoidy jawornickie, 3 — gnejsy typu haniackiego, 4 — łupki blastomylonityczne, 5 — jasne blastomylonity (leptytowe), 6 — metabazyty i skały węglanowe, 7 — ultramafit, 8 — uskoki: a — stwierdzone, b — przypuszczalne

Geological sketch-map of the north part of the Haniak gneiss zone after German geologic maps — Finckh L. and others (1942)

1 — Hercynian intrusion of Kłodzko — Złoty Stok, 2 — Jawornik granitoids, 3 — Haniak gneisses, 4 — blastomylonitic schists, 5 — light-coloured blastomylonites, 6 — metabasites and carbonate rocks, 7 — ultramafite, 8 — faults: a — observed, b — assumed

przezycznymi uskokami i porozrywany na kilka fragmentów (fig. 1).

Geologowie niemieccy uważali „gnejsy haniackie” za produkt blastomylonitycznej przeróbki gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich.

Począwszy od 1954 r. strefa Gór Żółtych stała się terenem badań geologicznych i petrograficznych J. Dona. W swych kolejnych publi-

kacjach (1958, 1963, 1964) podkreśla on niecelowość wydzielania „gnejsów haniackich” jako osobnej jednostki geologicznej i znajdując duże analogie z grupą gnejsów gieraltowskich w końcu je z nimi utożsamia. Charakteryzując „gnejsy haniackie” stwierdza w nich brak jakichkolwiek znamion kataklazy i mylonityzacji, tak przecież powszechnych w strefie Złoty Stok —

Skrzyńka. Uważa wobec tego, że „gnejsy haniackie” musiały powstać już po mylonityzacji tej strefy¹. Zdaniem J. Dona analogiczne do „gnejsów haniackich”, gnejsy gierałtowskie powstały w tym samym okresie czasu, a zatem są młodsze od gnejsów śnieżnickich. Wieku mylonityzacji nie określa J. Don jednoznacznie, podając go jako przedwaryjski. Skoro jednak efekty mylonityzacji zbliznione zostały przez „kaledońską intruzję gnejsów gierałtowskich” należy przypuszczać, że idzie tu o jakąś wczesnokaledońską mylonityzację.

Poglądy J. Dona co do sekwencji wiekowej gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich, a szczególnie utożsamianie gnejsów gierałtowskich z „haniackimi”, wzbudziły wątpliwości K. Smulikowskiego (ustna informacja). Przyznawał on, że „gnejsy haniackie” przypominają swym wyglądem zewnętrznym gnejsy gierałtowskie. Typ petrograficzny gnejsu gierałtowskiego pospolity jest jednak na całym świecie występując wszędzie tam, gdzie serie łupkowe ulegają metasomatycznej granityzacji czy migmatytyzacji. Dlatego też, „gnejsy haniackie” występujące w osłonie granitoidów złotostockich mogłyby być zdaniem K. Smulikowskiego produktem metasomatycznej granityzacji spowodowanej przez wgłębne emanacje wyprzedzające intruzję kwaśnej magmy plutonicznej w cyklu być może hercyńskim.

Z inicjatywy i pod kierunkiem prof. K. Smulikowskiego autorka rozpoczęła w 1968 r. szczegółowe badania petrograficzne gnejsów haniackich. W toku tego opracowania okazało się, że inwentarz skalny terenów, gdzie mapa niemiecka znaczy „gnejsy haniackie”, jest tak bardzo urozmaicony, że nazwa „gnejs haniacki” w pojęciu litologicznym przestaje oznaczać cokolwiek konkretnego. Mogłaby ona pozostać jako lokalne określenie zbiorowe dla pewnej grupy skalnej o zmiennym charakterze petrograficznym i być może urozmaiconej genezie.

Poczynione obserwacje wskazują, że „gnejsy haniackie” powstały w wyniku złożonego procesu kataklazy i mylonityzacji zarówno serii strońskiej, jak też gnejsów gierałtowskich oraz śnieżnickich, a następnie powtórnego metamorfizmu progresywnego, tj. rekrystalizacji i metasomatycznej ich przeróbki wyprzedzającej intruzję granitoidów złotostockich.

Powyższą tezę zasygnalizowano, jeszcze przed ukończeniem szczegółowych badań na całym obszarze gnejsów haniackich, w osobnym komunikacie o wynikach badań najbardziej północnej części pasa gnejsów obejmujących region wzgórza Haniak (Kozłowska-Koch 1971). Należałoby się spodziewać, że występujący tu materiał skalny jest najbardziej typowy i cha-

rakterystyczny dla gnejsów haniackich, które stąd właśnie wywodzą swą nazwę.

Przy bliższym badaniu okazało się że gnejsy wzgórza Haniak, podobnie zresztą jak w innych partiach całego kompleksu, odznaczają się dużym zróżnicowaniem petrograficznym. Jest to zupełnie zrozumiałe z punktu widzenia tezy o ich blastomylonitycznym pochodzeniu. Nawet najlepiej przekrystalizowane odmiany ukrywają jeszcze relikty kataklastycznej przeszłości. Kataklazie tej w okresie młodokaledońskim lub wczesnowaryjskim zostały poddane najprawdopodobniej rozmaite skały typowe dla metamorfiku Śnieżnika. Jak wiadomo w obrębie tej serii zaznacza się przewaga paragnejsów o różnym stopniu feldspatyzyjnej przeróbki. Najczęstsze są tu paragnejsy plagioklazowe, podczas gdy łupki łyszczkowe są właściwie podrzędne, przekładając ławice paragnejsów. Są wreszcie gnejsy zdążające w swym procesie rozwojowym do granitognejsów i osiągające kulminację w wykształceniu gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich, obfitujących w skałę potasową.

Nic więc dziwnego, że przy tak zróżnicowanym materiale wyjściowym kataklaza i postępująca za nią blasteza, a być może i metasomatyczna przeróbka, dają zróżnicowane produkty końcowe. Materiał skalny strefy Żłoty Stok — Skrzyńka przedstawia produkt kilku okresów tektoniczno-metamorficzných. Pierwszy z nich to metamorfizm regionalny serii suprakrystalnej i powstanie serii strońskiej oraz gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich. Następny okres metamorfizmu to kataklaza lub mylonityzacja skał starszych. Później skataklazowane lub zmylonityzowane serie ulegały blastezie i metasomatycznej przeróbce w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego. W wyniku stałego i znacznego wzrostu temperatury uruchomiona została wreszcie zdolna do intruzji magma kłodzko-żłotostocka, która intrudując w łupki blastomylonityczne znacznie wyższych poziomów, jeszcze słabo regionalnie zmetamorfizowane, mogła dokonać ich kontaktowej metamorfozy.

Zrekrystalizowane, przeobrażone i całkowicie zeszytwniałe skały uległy później nowym deformacjom, w wyniku których pocięte zostały siecią spękań wypełnioną miazgą skalną, przy czym jednak ocalałe w tym procesie fragmenty skalne są dobrze rozpoznawalne. Produkty tej najmłodszej kataklazy wzorem P. Quensela (1916) nazwano *kakirydami*. One też kończą cykl rozwojowy polimetamorfitów tej strefy.

W różnych miejscach badanego kompleksu odsłaniają się różne polimetamorfity, których natura petrograficzna zależy zarówno od jakości uprzednio skataklazowanego substratu, jak i od stopnia oraz sposobu tej kataklazy, a wreszcie od skomplikowanych procesów blastycznej odbudowy.

¹ Zupełnie odwrotnie niż przypisuje mu W. M. Kowalski (1967) str. 31: „J. Don (1963) uważa gnejsy Haniaka za zmylonityzowane gnejsy gierałtowskie”.

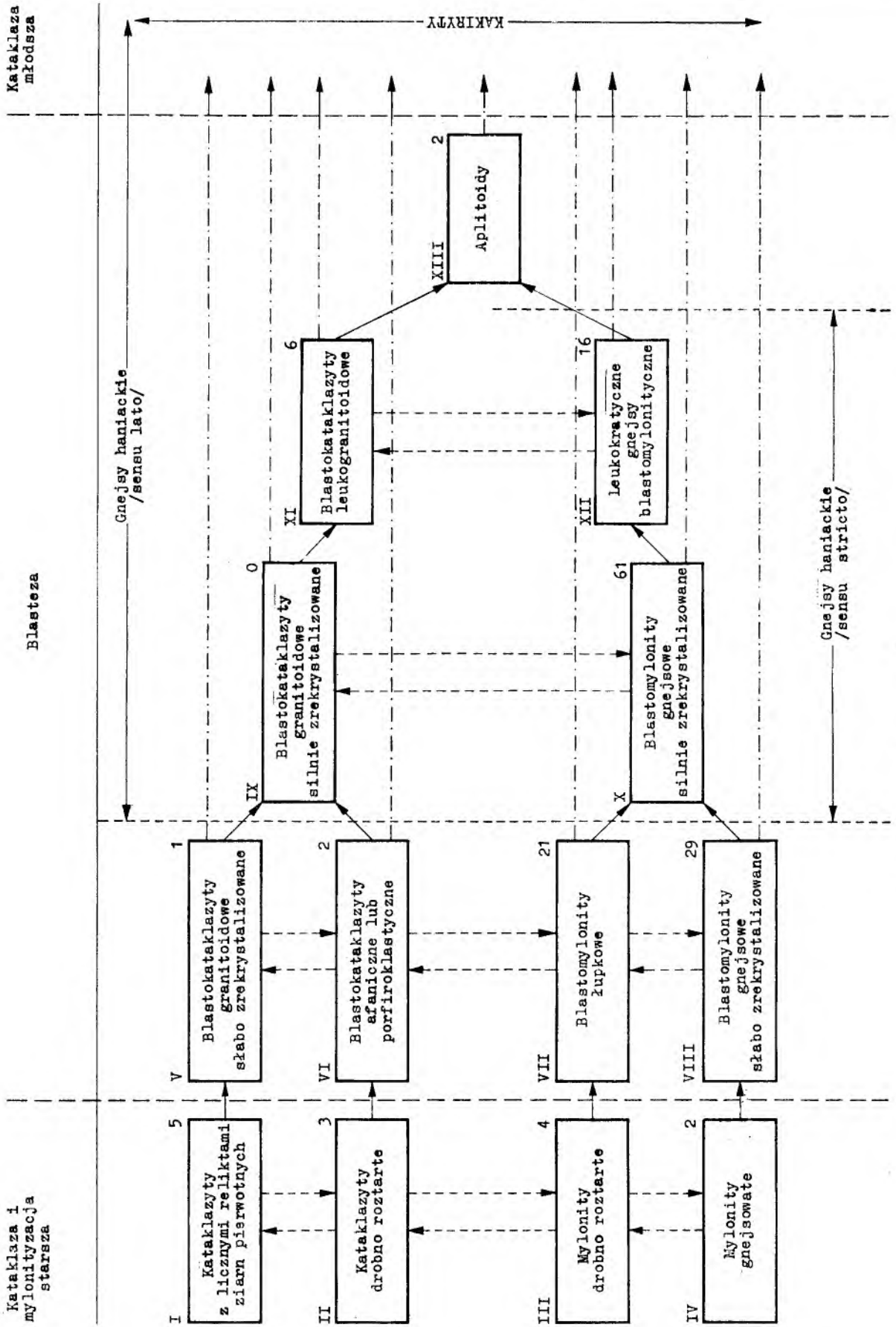


Fig. 2 Schemat ewolucji polimetamorfiów strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzynka

W celu zilustrowania zmienności zbadanego materiału i usystematyzowania go w szczegółowym petrograficznym opisie sporządzono schemat (fig. 2) uwzględniający wszystkie możliwe i przeważnie faktycznie zrealizowane typy skalne uszeregowane w kierunku rosnącej blastezy. Cyfra rzymska każdej jednostki klasyfikacyjnej tego schematu określa grupę scharakteryzowaną niżej w części szczegółowej, cyfra arabska — liczbę próbek przyporządkowanych danej grupie. Częstość występowania ich jest bardzo różna, grupa IX musi być bardzo rzadka, gdyż nie jest wcale reprezentowana w zbranym materiale. Najliczniej natomiast spotykane były różne blastomylonity (grupy VII, VIII, X). Można by to wytłumaczyć przypuszczeniem, że blastezą po kataklazie dokonuje się o wiele łatwiej w przypadkach, gdy rozkruszony materiał skalny został przez ruchy tektoniczne wyraźnie ukierunkowany (mylonityzacja).

Dokonując takiej klasyfikacji opierano się głównie na megaskopowym wyglądzie skały, biorąc pod uwagę takie cechy, jak foliacja i obecność megaskopowego skalenia, oraz na badaniu mikroskopowym w celu ustalenia obecności miazgi i stopnia jej rekrytalizacji oraz wyznaczenia ilościowego udziału ciemnych minerałów. Wzorem E. Wenka (1963) rozdzielenia skał łupkowych od gnejsowych dokonano nie na podstawie mikroskopowo wyznaczonej większej zawartości skaleni w tych drugich, lecz na podstawie tekstury, a ściślej mówiąc gęstości foliacji. Łupki dzielą się na cieńsze płytki w związku z większą obfitością równolegle ułożonych płaskich i blaszkowatych składników, gnejsy zaś łupią się na grubsze płyty, co z reguły związane jest z większym udziałem kwarcu i skaleni, po większej części w megaskopowo widocznych ziarnkach.

Wydzielone w tym schemacie grupy nie stanowią odrębnych zwartych jednostek klasyfikacyjnych. Istnieją między nimi wszystkie możliwe przejścia zaznaczone w schemacie strzałkami i nieraz trudno jest z całą pewnością zaklasyfikować skałę do tej czy innej grupy. Materiał skalny bywa bardzo zmienny nawet w skali jednego bloku, nieraz jednej próbki lub nawet płytki cienkiej. W pierwszym przypadku nie można takiej skały zaklasyfikować do jednej tylko grupy, lecz trzeba ją zaliczyć do dwu lub więcej grup. W przypadku drugim i trzecim decyzja bywa nieraz bardzo trudna i wątpliwa, a sprawę rozsądza wynik obserwacji mikroskopowej ustalający przewagę jednego zespołu cech charakterystycznych nad drugim.

Wydzielone jednostki klasyfikacyjne reprezentowane są w opisach części szczegółowej w sposób bardzo nierówny. Powodem tego jest nie tylko zmienna ilość prób przyporządkowanych danej grupie, ale i zróżnicowanie materiału skalnego w obrębie konkretnej grupy.

Zbadano petrograficznie 200 próbek kataklazytów i mylonitów, łupków i gnejsów blastomylonitycznych, hornfelsów i metabazytów. Wyznaczono ilościowy skład mineralny 90 próbek zestawiony w tabelach 1—8. Zawartość anortytu w plagioklazach, dane optyczne amfiboli, piroksenów, skaleni potasowych, muskowitu, prehnitu i kordierytu określono za pomocą stolika uniwersalnego. Rozmieszczenie zbadanych próbek przedstawione jest na mapce całej strefy tektonicznej Żłoty Stok — Skrzyńka (fig. 3).

Oddając niniejszy artykuł do druku pragnę wyrazić swą wdzięczność Panu Prof. Kazimierzowi Smulikowskiemu za cenne rady, a szczególnie za sugestie dotyczące schematu klasyfikacji i metod interpretacji analiz chemicznych.

OPISY MIKROSKOPOWO-PETROGRAFICZNE

GRUPA I. KATAKLAZYTY Z LICZNYMI RELIKTAMI ZIARN PIERWOTNYCH

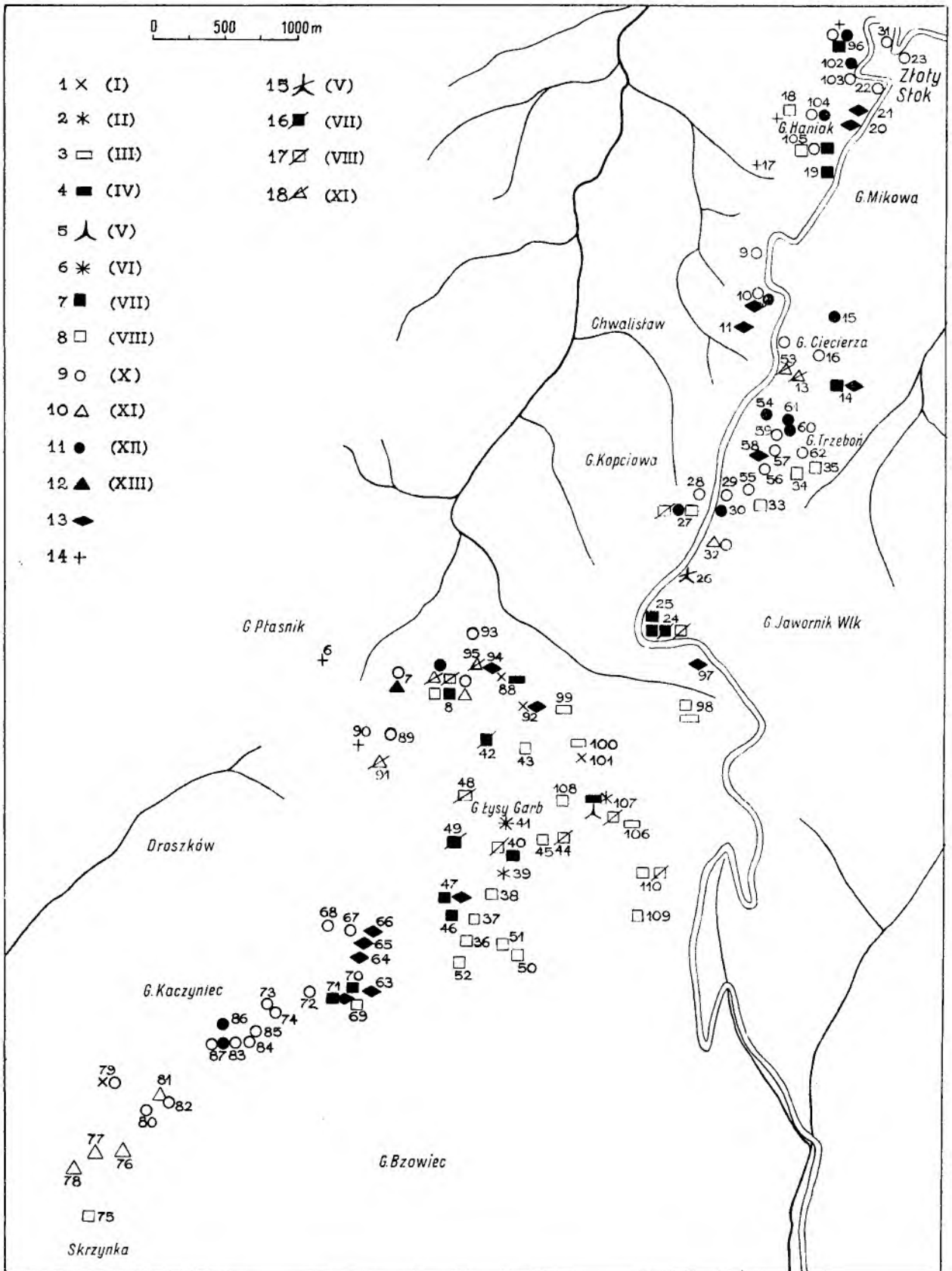
Próbki tych skał pochodzą z luźnych bloków z okolic na południe od Chwalisławia (punkty 92 i 101) i z okolic Skrzyńki (punkt 79a) — południowy stok Kaczyńca oraz ze sztucznego odsłonięcia w skarpie leśnej drogi na południe od Chwalisławia, w miejscu gdzie geologiczna mapa niemiecka (fig. 1) znaczy syenit (punkt 88 a, b).

W szarym lub ciemnoszarym bardzo drobnoziarnistym tle tych brekcjowatych skał tkwią fragmenty skalne lub monomineralne różnego kształtu i wielkości (pl. I, fot. 1, 2). Są to porfiroklasty mikroklinu grubokrystalicznego lub drobnomozaikowego kwarcu oraz zespoły ziar-

niste kwarcowo-skaleniowe, miejscami wzbogacone w lyszczyki. Wszystkie te ocalałe fragmenty uprzednio skataklazowanych skał gnejsowych, poprzecinane przez cienkie strefy miazgi, tkwią w zwiezłym tle skalnym. Przedstawia ono bezładną mieszaninę drobnych łusek chlorytu i nierozróżnialnej miazgi skalnej zamykającej drobne ziarnka skaleni i kwarcu, miejscami obficie infiltrowanej albitem, rzadziej adularem.

GRUPA II. KATAKLAZYTY DROBNO ROZTARTE

W skałce na SSE zboczu Łysego Garbu w punkcie 39 odsłania się ciemny kataklazyt, zapewne skataklazowany paragnejs serii strońs-



Uwaga: na figurze omyłkowo napisano G. Ptaśnik zamiast G. Ptasznik.

kiej, na co wskazuje obfitość tytanitu, biotyту i chlorytu. Oprócz partii bezkierunkowych są tu strefy mylonitycznego uporządkowania poruszonych składników.

Natomiast drugi z kataklazytów (pl. I, fot. 3), pobrany z bloków na przełęczy na wschód od Łysego Garbu (punkt 107 d), jest znacznie jaśniejszy, kwarcowo-skaleniowy z nielicznym chlorytem. Proces kataklazy stopniowo zaciera pierwotną łupkowatość tekstury, a całą skałę przenika gęsta sieć drobnego granulatu przemieszanego z miazgą skalną.

Kataklazyt (punkt 107 b) z innego bloku na tej samej przełęczy jest jasnopielaty, zbity i drobnoziarnisty. Ukazuje on ogromną przewagę miazgi skalnej z drobnymi ziarnkami kwarcu, skaleni i łuskami chlorytu nad większymi fragmentami mozaikowego kwarcu, skaleni lub ziarnistych zespołów kwarcowo-skaleniowych.

GRUPA III. MYLONITY DROBNO ROZTARTE

Srebrzystoszary łupek liściasty (punkt 98 b) został pobrany ze skałki blastomylonitycznych łupków łyszczykowych (nomenklatura autorów niemieckich). Składa się on z lamin drobno rozartego i przemieszanego plagioklaz, kwarcu i serycytu, naprzemianległych z pogiętymi laminami muskowitu. Nieliczne soczewkowane porfiroklasty plagioklaz z igiełkami rutylu ocalały wśród ogólnego kruszenia i miażdżenia.

Pozostałe skały mylonityczne pochodzą z luźnych bloków (w punktach 100 i 106) oraz ze skałki (punkt 99) na wschód i północny wschód od Łysego Garbu z terenu gnejsów haniackich (fig. 1). Są one drobnoziarniste, bardzo zwarte i zbite, wyjątkowo nieco zlewne (punkt 106), ciemnoszare. Ukośne i poprzeczne do foliacji szczelinki wypełnia najczęściej adular, prze-

ważnie z chlorytem i podrzędnym tytanitem, znacznie rzadziej kalcyt (pl. I, fot. 4). Łupki te są zapewne produktem drobnego roztrawienia różnicowanego materiału gnejsowego. W łupkach (punkt 99 i 100), wśród drobniej rozartych składników (kwarc, plagioklasy, łyszczyki, chloryt), zachowały się mętne mikrokliny w formie zgniecionych soczewek. W takich soczewkowatych utworach obserwuje się przeważnie po kilka ziarn mikroklinu przerośniętych plagioklazem, kwarcem lub łyszczykami. Natomiast w łupkach z punktu 106 brak jest mikroklinu i nic nie wskazuje na jego uprzednią obecność. Pospolity adular powstał po okresie znacznie młodszych ruchów nie związanych z głównym okresem kataklazy i mylonityzacji.

GRUPA IV. MYLONITY GNEJSOWATE

Są to szare skały o dość wyraźnej foliacji: drobniej rozartę składniki mniej lub więcej kierunkowo uporządkowane, między nimi zaś ocalałe fragmenty gnejsów (pl. I, fot. 5). Skały tego typu odsłaniają się wśród kataklazytów grupy I (punkt 88), na terenach rzekomych syenitów. Spotyka się je również wśród bloków na przełęczy na wschód od Łysego Garbu (punkt 107 e).

Pod mikroskopem widoczne są wywalcowane laminy mozaikowego kwarcu przemieszane z popękanyimi i pokruszonymi skaleniami oraz z drobnymi łuseczkami muskowitu i chlorytu. Wśród reliktyw dawnych gnejsów wyodrębniają się fragmenty monomineralne, jak kwarcowa mozaika lub pojedyncze porfiroklasty mikroklinu, oraz polimineralne złożone z kwarcu, muskowitu i plagioklaz lub plagioklaz, chlorytu i muskowitu. Młodsze poprzeczne i ukośne szczeliny wypełnia drobnokrystaliczny albit i gruboblastkowy chloryt.

Fig. 3

Punkty pobrania próbek rozmaitych typów skał w strefie Złoty Stok — Skrzyńka

1 — kataklazyty z licznymi reliktywami ziarn pierwotnych, 2 — kataklazyty drobno rozartę, 3 — mylonity drobno rozartę, 4 — mylonity gnejsowate, 5 — blastokataklazyty granitoidowe słabo zrekrytalizowane, 6 — blastokataklazyty aphaniczne lub porfiroklastyczne, 7 — blastomylonity łupkowe, 8 — blastomylonity gnejsowe słabo zrekrytalizowane, 9 — blastomylonity gnejsowe silnie zrekrytalizowane, 10 — blastokataklazyty leukogranitoidowe, 11 — leukokratyczne gnejsy blastomylonityczne, 12 — apłitoidy, 13 — metabazyty i skały węglanowe, 14 — hornfelsy, 15 — kakiryty blastokataklazytów granitoidowych słabo zrekrytalizowanych, 16 — kakiryty blastomylonitów łupkowych, 17 — kakiryty blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrytalizowanych, 18 — kakiryty blastokataklazytów leukogranitoidowych, Cyfry rzymskie w nawiasach oznaczają grupy schematu klasyfikacyjnego (fig. 2)

Points of different rock samples in the Złoty Stok — Skrzyńka zone

1 — Cataclasites with numerous primitive grain relics, 2 — finely crushed cataclasites, 3 — finely crushed mylonites, 4 — gneissoid mylonites, 5 — poorly recrystallized granitoid blastocataclasites, 6 — aphanitic or porphyroclastic blastocataclasites, 7 — schistous blastomylonites, 8 — poorly recrystallized gneissic blastomylonites, 9 — strongly recrystallized gneissic blastomylonites, 10 — leucogranitoid blastocataclasites, 11 — leucocratic blastomylonitic gneisses, 12 — apłitoids, 13 — metabasites and carbonate rocks, 14 — hornfelses, 15 — kakirites after poorly recrystallized granitoid blastocataclasites, 16 — kakirites after schistous blastomylonites, 17 — kakirites after poorly recrystallized gneissic blastomylonites, 18 — kakirites after leucogranitoid blastocataclasites. Roman numerals in parentheses mark particular groups of the rocks' evolution pattern (page 157)

GRUPA V. BLASTOKATAKLAZYTY
GRANITOIDOWE SŁABO
ZREKRYSZALIZOWANE

Reprezentowane są one tylko przez jedną próbkę (punkt 107 a, pl. I, fot. 6). Struktura skały bardzo nierówna. Duże ziarna kwarcowej mozaiki, miejscami grube laminy kwarcowe poprzecinane strefami miazgi. Obok tego lami-ny i nieregularne partie drobnoziarniste złożo-ny z poprzrastanych ziarn plagioklazów i kwarcu. Część plagioklazów zrekryszalizowała w płytki o zawartości 12% An intergranularnie spojone skaleniem potasowym. Między tym przewija się jeszcze sporo miazgi obfitującej w chloryt. Są też duże pertyty mikroklinowe, zapewne o charakterze kataklastów, chociaż już bez śladów kruszenia.

GRUPA VI. BLASTOKATAKLAZYTY
AFANICZNE LUB PORFIROKLASTYCZNE

W skałkach na samym szczycie (punkt 41) i wśród luźnych bloków na przełęczy na wschód od szczytu Łysego Garbu (punkt 107 c) napotkano szare, bardzo drobnokrystaliczne, kwarcytowo zlewne skały o gęstym różnokierunkowym kłiważu (pl. I, fot. 7). Silnie, nierównomiernie rozdrobnione składniki skalne uległy tu słabo zaawansowanemu procesowi diablasytycznej rekrystalizacji. Jednocześnie rozwój skalenia potasowego odbywał się po części kosztem plagioklazów (skład 10% An, w przypadku budowy pasowej z obwódką 5% An), przeważnie pogiętych i połamanych. Niektóre większe ich osobniki ujawniają pewną sektorowość pochodzącą z blastycznego zrostu kilku fragmentów uprzednio pokruszonego ziarna. Część elementów mozaiki kwarcowej wykazuje ostre zygzakowate kontury nie obserwowane w skałach poprzednio opisanych grup. Nieliczne są cienkie smużki prawie całkowicie schlorityzowanego biotyty i bezładnie rozproszone łuski chlorytu. Powstałe w czasie młodszych ruchów nieciągłości zabiłżnia chloryt przemieszany z miazgą skalną.

GRUPA VII. BLASTOMYLONITY ŁUPKOWE

U południowo-wschodniego podnóża wzgó-rza Haniak w punkcie 19 (tab. I, 9) odsłaniają się ciemnoszare, bardzo drobnoziarniste i zwięzłe skały łupkowe o płytowej oddzielności. Odznaczają się wyraźną foliacją i gęstą laminacją lub tylko smużytością zgęszczonych łusek biotytytowych w nieco jaśniejszym tle kwarcowo-skaleniovym. Struktura heteroblastyczna, tek-stura łupkowa ze zmiennym stopniem lamina-cji warstewek mozaikowego kwarcu, mętnych plagioklazów oraz porozyrywanych wijących się

laminek łyszczykowych. Te ostatnie skupiają cienkie wytarte łuski brunatnawego po części schlorityzowanego biotyty z wydzielonym sa-genitem oraz małe zespoły drobnołuseczkowego jasnego łyszczyku, miejscami zielonawo zabar-wione od rozproszonych łuseczek chlorytu. Przyjmują one często postać słupkowych pseu-domorfoz lub też są wyprasowane. Najprawdo-podobniej są to pseudomorfozy po kordierycie. Niewielka ich część mogłaby powstać z rozło-żenia andalazyty występującego tu zresztą spo-radycznie.

Charakterystyczną cechą mozaiki kwarcowej są zygzakowate kontury poszczególnych jej elementów układających się dłuższymi osiami w kierunku skośnym do laminacji. Plagioklasy, przeważnie zserycytyzowane i przyprószone grafitem, czasem przedstawiają zrekryszalizo-wane zlepy kilku elementów uprzednio skru-szonych większych ziarn. Często splecione są razem z biotytem, niekiedy z drobnołuseczko-wym muskowitem powstałym zapewne z re-krystalizacji serycytu po plagioklazach. Są też większe elipsowate blasty mętnych plagiokla-zów ułożonych dłuższą osią elipsy ukośnie do ukierunkowania skały. Sznureczki wrostków kwarcu i biotyty zgodne z wydłużeniem blastu są tym samym skośne do obecnej foliacji łup-ku. Plagioklasy wypierane są przez mikroklin plamiście albo skorodowane kanalikowo tylko od brzegów. Spotyka się również samodzielne blasty skalenia potasowego zamykające szcząt-ki zserycytyzowanych plagioklazów.

Czasem w tle łupkowego blastomylonitu, zgodnie z jego foliacją, pojawiają się jasne, kwarcowo-skaleniovowe, ubogie w biotyty partie zawierające megaskopowy, częściowo spinity-zowany kordieryt (punkt 96 e, północne zbocze Haniaka *in situ*). Partie bogate w biotyty przy-pominają łupki z punktu 19. Kierunkowo upo-rządkowanym łuskom czerwobrunatnego bio-tyty towarzyszą liczne podłużne zespoły drob-nołuseczkowych łyszczyków typu pinitu. Cza-sem są to utwory o przekrojach w kształcie niewielkich prostokątów. Zdarza się również większe ziarno kordierytu nieznacznie spinity-zowane i przetkane drobnymi blaszkami bioty-tu. Blasty plagioklazów i skalenia potasowego zazębiają się ściśle z łyszczykami. Skaleń po-tasowy wzrósł tu intergranularnie wypierając plagioklasy. Tego rodzaju partie łupkowe ule-gają rozproszeniu w jaśniejszym otoczeniu uboższym w biotyty, a bogatszym w skalenie i pseudomorfozy pinitowe z relikdami kordierytu. Pojawia się tu sylimanit w cienkich słup-kach lub pęczkach włókien fibrolitowych. Ska-lenie potasowe o subtelnych żyłkach pertyto-wych wzrosły tu w większe blasty przepelnio-ne reliktoowymi wrostkami kwarcu i plagiokla-zów, rzadko myrmekitowych. Blasty plagiokla-zów w jasnej partii blastomylonitu są z reguły większe i tworzą równoziarniste zespoły o struk-

turach przypominających bruk. Są zawsze zsercytyzowane i zawierają 20% An.

W blastomylonitach z bloków na południowym szczycie Haniaka (punkt 105 a, tab. 1) obserwuje się strefowo laminarne wzbogacenia w biotyt i kordieryt, obecnie całkowicie spinityzowany. Tuż obok występują jaśniejsze laminy zubożałe w te składniki.

Tabela 1

Skład mineralny blastomylonitów łupkowych (grupa VII) w % obj.

Mineral composition of schistous blastomylonites — group VII (vol. per cent)

Minerał	Numer próbki			
	19 b*	19 c	70 a	105 a
Kwarc	33,8	28,6	27,1	26,6
Skaleń K	9,2	11,9	27,3	9,5
Plagioklaz	30,0	29,4	35,2	36,6
Biotyt	8,1	19,4	3,5	16,8
Chloryt	5,6	1,2	1,6	3,4
Pseudomorfozy pinitowe	12,1	6,1	—	6,7
Muskowit	—	—	1,0	—
Cyrkon	śl.	—	0,1	—
Leukoksen	0,1	—	0,1	—
Adular	—	—	4,0	—
Chloryt robaczkowy	—	—	śl.	—
Grafit	1,0	2,9	—	—
Apatyt	—	0,4	—	0,3

* Próbką analizowaną chemicznie (tab. 9).
Chemical analysed sample (Tab. 9).

Do blastomylonitów z punktu 19 nawiązują podobne łupkowe skały ze starego łomiku przy drodze Złoty Stok — Łądek (punkt 24 c, e). Te ciemne biotytowe blastomylonity łupkowe z pinitem zawierają liczne porfiroklasty plagioklazów, często obrócone o 90° względem obecnej foliacji, pełne reliktyw biotyty i kwarcu, odziedziczone zapewne po paragnejsach serii strońskiej. W cieniu stref nacisku za takimi blastami zachowały się większe ziarna kwarcu mozaikowego o zygzakowatych konturach. Blastomylonity te pocięte są cienkimi strefami miazgi skalnej, której często towarzyszy drobnokrystaliczny albit (pl. I, fot. 8). Te młode ruchy w znacznie silniejszym stopniu dotknęły jasnych blastomylonitów kwarcowo-skalenio- wych, które ze względu na ubóstwo łyszczyków reagowały bardziej sztywno. Takie jasne blastomylonity stanowią nieregularne wkładki w ciemnych blastomylonitach i zapewne odpowiadają gnejsom leptytowym znacznym w tym miejscu przez autorów niemieckich (mapa geologiczna arkusz Złoty Stok).

Blastomylonity łupkowe dość ubogie w łyszczyki i chloryty o znacznej zawartości porfiroklastów plagioklazów spotkano w ławicach *in*

situ w leśnej drodze w punkcie 25. Ukośne młodsze spękania wypełnił tu adular i chloryt.

W starym zarośniętym wyrobisku na południowo-wschodnim stoku Ciecierz w punkcie 14 obok blastomylonitów łupkowych zawierających granaty i pociętych ukośnymi strefami miazgi (punkt 14 d) obserwuje się ciemne łupkowe skały o drobnym gufrązu reagujące bardziej plastycznie w czasie najmłodszych ruchów (pl. I, fot. 9). Wiąże się to zapewne z obfitością łyszczyków. Drobne blaszki muskowitu rekryystalizujące z serycytu zebrane są w grube, często sfaldowane pasma. Między nimi mieszczą się cieńsze i grubsze laminy mozaikowego kwarcu i spłaszczone ziarna zsercytyzowanych plagioklazów. Tu i ówdzie rzadkie drobne blaszki bladobrunatnego biotyty pełnego sagenitu. Te szczególne blastomylonity powstały zapewne w wyniku mylonitycznej przeróbki gruboziarnistych gnejsów bogatych w skałen potasowy, który w etapie diaforyzy przeobraził się w jasny łyszczyk.

Blastomylonity opisywanej grupy odsłaniają się również w skałkach Łysego Garbu w punktach 40, 46 i 47. Są one ciemnoszare, drobnoziarniste, o pofalowanej lub pociętej klawazem foliacji (pl. II, fot. 1). Obserwuje się tu większe elipsowate fragmenty dawnych blastów plagioklazów ułożone prawie zgodnie z nową foliacją. Natomiast zamknięte w nich sznureczki wrostków biotyty i chlorytu są skośne zarówno względem dłuższej osi blastów, jak i tym samym względem foliacji (pl. IV, fot. 1). Najbardziej charakterystyczną cechą tych blastomylonitów jest stała obecność granatów (pl. IV, fot. 2) rosnących głównie kosztem kwarcu i zsercytyzowanych plagioklazów. Można zaobserwować kolejne etapy tego wzrostu, począwszy od niby spoiwa granatowego między drobnymi ziarnkami kwarcu, a skończywszy na pikloblastach granatów z wrostkami plagioklazów, kwarcu i chlorytu. Blasteza granatu jest zapewne postkinematyczna, z okresu po mylonitizacji. Są takie skrajne przypadki, że prawie jedynym objawem blastezy mylonitu jest rozwój granatu (pl. IV, fot. 2). Skalenie, z wyjątkiem stref w sąsiedztwie granatów, rosną opornie. Etap młodszej tektonizacji zaznaczył się tu otwarciem ukośnych szczelin i wypełnieniem ich przez adular lub prehnit.

Blastomylonity łupkowe spotkano również w skałkach w lesie nad Skrzyńką w punktach 70 i 71. Są tu jasne blastomylonity o bardzo drobnej granulacji i silnym pozazębieniu rozartych składników, stosunkowo bogate w skałen potasowy, a ubogie w ciemne składniki (tab. 1 i 9). W innych blastomylonitach łupkowych (punkt 71 a) zachowały się fragmenty zmylonitizowanych gnejsów. Można sobie tu wyobrazić strefowo zmienny gnejs gierałowski o warstewkach skalenio- wych, w czasie mylonitizacji przeobrażony w łupek, w którym wyslizgane mięk-

ko łyżczyki otoczyły soczewkowate ziarniste zespoły kwarcowo-skaleniowe (plagioklaz o zawartości 10% An i mikropertyt mikroklinowy).

GRUPA VIII. BLASTOMYLONITY GNEJSOWE
SŁABO ZREKRYSZALIZOWANE

Licznie reprezentowana grupa skalna odznacza się stałą obecnością megaskopowego skalenia. Są tu odmiany jasne drobnoziarniste o niewielkiej zawartości łyżczyków, jednolicie drobno rozrtae, oraz odmiany bogate w łyżczyki, o wyraźnej foliacji, zawierające większe blasty skalenia. Są też odmiany bardzo bliskie łupkowym blastomylonitom, jednak udział megaskopowo dostrzegalnego skalenia przesądza o ich zaszeregowaniu do grupy blastomylonitów gnejsowych.

Taką właśnie skałę znaleziono w blokach na południowym szczycie wzgórza Haniak (punkt 105 b). Obserwuje się tu laminy ciemnego biotytowego łupku, bogate w drobne ziarnka skalenia, ukośnie ucięte przez klinowate partie jasnych drobnoziarnistych blastomylonitów gnejsowych. Czasem w obrębie ciemnego łupku widać drobne soczewkowate wtrącenia jasnego blastomylonitu. Obserwuje się tu również stopniowe „rozpływanie się” ciemnego łupku w jasnym blastomylonicie (pl. II, fot. 2). Między tymi dwiema wybitnie zróżnicowanymi partiami nagromadzony jest lokalnie gruboziarnisty materiał kwarcowo-skaleniowy. W łupku biotytowym obserwuje się stopniowy wzrost zawartości pseudomorfoz pinitowych połączony z ubytkiem biotyty w miarę zbliżania się do jasnych lamin. Te ostatnie reprezentowane są przez pla-

gioklazowo-kwarcowe blastomylonity stosunkowo ubogie w biotyt przeważnie schlorytyzowany.

Naprzemianległe z nimi partie łupkowe są dość zmienne. W części z nich zachowały się porfiroklasty plagioklazów. Miejscami, oprócz pseudomorfoz pinitowych po kordierycie, pojawiają się duże nieregularne skupiska serycytu otaczające reliktywne ziarnka andaluzytu. Inne znów składają się głównie z biotyty, pinitu i nielicznych drobnych ziarn plagioklazów. Właśnie z taką partią łupkową ostro kontaktuje partia pegmatytowa złożona z plagioklazem, kwarcem i intergranularnie rosnącego skalenia potasowego. Między te duże blasty wtrącone są średnioziarniste partie złożone głównie z mętnych częściowo zrekrysztalizowanych plagioklazów oraz z kwarcu i nielicznego, przeważnie schlorytyzowanego biotyty.

Z przeciwnej niż łupki strony partia pegmatytowa graniczy z jasnym blastomylonitem plagioklazowo-kwarcowym. Poszczególne jego składniki są poprzerastane i kierunkowo nieuporządkowane. Wielkość ziarna wzrasta w kierunku pegmatytu, w związku z czym powstaje równa mozaika zrekrysztalizowanych ziarn. Natomiast dalej od kontaktu zachowane są drobno rozmielone i niezrekrysztalizowane partie ukryte między większymi ziarnami. Poprzecznie do foliacji biegnie szczelina wypełniona tlenkami żelaza.

Dość podobną skałę zaobserwowano w punkcie 18 (tab. 2 i 9) na zboczu Haniaka, w soczewce blastomylonitycznych łupków łyżczykowych znaczonej na mapie niemieckiej w obrębie gnejsów haniackich. Szare drobnoziarniste skały łupkowe o drobno sfałdowanej folia-

Tabela 2

Skład mineralny blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrysztalizowanych (grupa VIII) w % obj.
Mineral composition of poorly recrystallized gneissic blastomylonites — group VIII (vol. per cent)

Minerał	Numer próbki						
	18c*	34*	36b	37	52	98a	103
Kwarc	23,8	41,3	30,5	37,6	26,5	27,9	30,3
Skaleń K	1,8	8,1	32,9	27,0	26,4	36,5	30,4
Plagioklaz	40,0	47,3	32,3	30,6	43,6	31,7	35,0
Biotyt	28,5	1,7	3,9*	1,8	2,2	śl.	3,4
Chloryt	0,6	1,5	0,1	1,2	1,0	3,0	0,8
Pseudomorfozy pinitowe	4,2	—	—	—	—	—	—
Muskowit	0,3	—	0,3	1,5	—	—	—
Tlenki Fe i inne nieprzezroczyste	—	0,1	śl.	—	0,3	—	—
Leukoksen	0,3	—	—	0,3	—	—	—
Apatyt	0,6	—	—	—	—	—	0,1
Epidot	—	—	—	—	—	0,8	—
Procent anortytu w plagioklazie	25	10	9	—	11	—	12

* Próbkki analizowane chemicznie (tab. 9).
Chemical analysed samples (Tab. 9).

cji pełne są megaskopowych skaleni. Lokalne zagęszczenia łusek stopniowo zanikają w jednostajnym drobnoziarnistym tle blastomylonitu. Plagioklasy o składzie 25% An są silnie zsercytyzowane i ściśle pozazębiane z biotytem, czasem zamykając jego reliktywne wrostki. Rozwój skalenia potasowego jest zaczątkowy i ograniczony do przestrzeni intergranularnych. Pseudomorfozy pinitowe spotyka się wszędzie, szczególnie obficie nagromadzone w gruboblastycznej partii gnejsu, gdzie też zaznacza się postkinematyczny intergranularny rozwój muskowitu przeważnie na koszt pinitu lub serycytu poplagioklazowego. Akcesoryczne apatyt i leukoksen.

Na południowym zboczu góry Trzeboń w punkcie 33 odsłaniają się ciemnoszare skały o łupkowej foliacji, z uwagi na megaskopowe ziarnka skaleni zaliczone do blastomylonitów gnejsowych. Część brunatnego biotyту o wytartych i wyszlizganych blaszkach skupiona jest w krótkie faliste pasma, reszta zaś rozproszona w plagioklazach. Laminacja kwarcu, skaleni i lyszczyków zaburzona jest z jednej strony przez uprzednie strzaskanie i roztarcie składników połączone z względnyim ich poprzesuowaniem, z drugiej zaś przez zachowanie się części porfiroblastów i glomeroblastów plagioklazowych. Porfiroblasty — podobnie jak w blastomylonitach łupkowych — przetrwały kataklazę, glomeroblasty natomiast przedstawiają zlepek kilku fragmentów uprzednio pokruszonego większego ziarna. Udział mikroklinu jest niewielki i ograniczony do przestrzeni intergranularnych. Ukośna do foliacji blastomylonitu, a miejscami prawie z nią zgodna żyłka wypełniona jest przez miążgę skalną i drobnokrystaliczny albit.

Natomiast skałki wschodnich stoków Trzebonia przedstawiają z gruntu odmienne blastomylonity gnejsowe. W punkcie 34 w olbrzymiej skałce odsłaniają się dość jasne drobnoziarniste blastomylonity (tab. 2 i 9). Naprzemianlegle z krótkimi wyklinowującymi się laminami kwarcu układają się warstewki złożone z drobnych nieco brukowych plagioklazów (10% An) i kwarcu z niewielkim dodatkiem intergranularnego skalenia potasowego. Tu i ówdzie przewija się cienka wstążka bladobrunatnego lub brudnozielonego biotyту. W dużych glomeroblastach plagioklazów dobrze zachowały się ślady dawnych odkształceń w postaci pogiętych i połamanych prążków bliźniaczych poszczególnych elementów zlepu. Te elementy zrastają się same lub skleja je intergranularny skaień potasowy.

W skałkach w punkcie 35 na tym samym stoku Trzebonia odsłaniają się podobne blastomylonity, jednak o nieco wyższym stopniu blastezy. Wśród drobno zgranulowanych plagioklazów (10—11% An) pojawia się intergranularny mikroklin, który wypiera je urastając do maczkowatych blastów o cieniutkich żyłkach perty-

towych. Jest on jednak stosunkowo nieliczny. Foliacja blastomylonitu jest nieco sfalowana, a poprzecznie do niej biegnie do 4 mm gruba żyłka wypełniona dużymi ziarnami cienkopertytowego mikroklinu i grubymi blaszkami muskowitu ($2V_{\alpha}=47^{\circ}$) drobną frędzlą wrastającymi w skaień potasowy. Wskazuje to na równoczesny wzrost skalenia i muskowitu. Frędzla ta jest przyprószona leukoksenowym pyłem. Brzegi mikroklinów obrębione są diablastycznie z nimi zrosniętymi wianuszkami drobnych blastów albitu. Najprawdopodobniej mamy tu do czynienia z wypełnieniem otwartej szczeliny przez skaień potasowy i muskowitz oraz z ich sukcesywnym wzrostem kosztem podłoża plagioklazów i kwarcu. Młodsze ruchy powodują pogięcie blaszek muskowitu i popękanie mikroklinu. W powstałe tak nieciągłości infiltruje młodszy albit wchodząc z nim w reakcje wymienne.

Poniżej drogi na zachód od przełęczy między Jawornikiem a Trzeboniem (w punkcie 27) w blokowisku różnych odmian blastomylonitycznych, o których będzie mowa w dalszej części artykułu, spotkano blastomylonity gnejsowe (punkt 27 b) drobno zmielone, o cienkich, prawie równych laminkach nieco zaburzonych w czasie najmłodszych ruchów. Silnie pokruszone i zapyłone kwarcie i plagioklasy rekrytalizując przerastają się diablastycznie, w intergranularne fugi wdziera się mikroklin i rosnąc okluduje te składniki, które wówczas przestają rekrytalizować. Brunatna odmiana biotyту przeobraża się nie tylko w zielonooliwkową lub w wermikulit, lecz również w muskowitz. Ukośnie do niezbyt wyraźnego ukierunkowania blastomylonitu przebiegają nowe płaszczyny spękań i ślizgów. Skała dzieli się wtedy na klinowate fragmenty okonturowane pyłem uwodnionych tlenków żelaza.

Podobnie silnie rozdrobnione jasne blastomylonity obserwowano na południowym skłonie grzbietu Lysego Garbu w skałkach (punkty 52, 36, 37), luźnych blokach w punkcie 38, w wielkiej skałce na wschód od Lysego Garbu w punkcie 45 oraz w punkcie 64 w skarpie polnej drogi nad Skrzyńką. Rzadko dostrzega się w tych skałach cienkie równe laminki, częściej obserwuje się ciemne smużki i zęszczenia w jasnym tle kwarcowo-skaleniowym. Skały te pocięte są licznymi skośnymi płaszczynami kliważu. Mikroskop podkreśla podobieństwo i ujawnia różnice między skałami o dość zgodnym zewnętrznym wyglądzie. Jedne z nich są silniej, inne słabiej, równomiernie lub nierówno pokruszone. Czasem zachowały się większe kataklasty obok partii bardzo drobno zgranulowanych. Trudno jest zresztą ocenić, w jakim stopniu wielkość obecnych ziarn mineralnych jest zależna od uprzedniej kataklazy, a w jakim od późniejszej blastezy. Ogólnie biorąc plagioklasy (9—12% An) w przeciwieństwie do za-

bliźniącego je mikroklinu zawsze ujawniają ślady ruchów. Wypierający je mikroklin, ograniczony czasem do przestrzeni intergranularnych, wzrasta również w mackowate blasty. Wypierając plagioklasy rzadko produkuje myrmekit i to dość nietypowy. Już po blastezie mikroklinu zostały otwarte poprzeczne i ukośne do foliacji szczeliny wypełnione następnie przez związki żelaza lub chloryt. Czasem poszczególne spękane fragmenty skalne uległy niewielkim przemieszczeniom. Ilościowy skład mineralny trzech spośród ostatnio opisywanych blastomylonitów Łysego Garbu podaje tabela 2.

Dość silnie stektonizowane blastomylonity obserwuje się na przełęczy na NNE od Łysego Garbu w punkcie 43. Wybitnie rozdrobnione blastomylonity o silnej i gęstej foliacji odsłaniają się w Skrzynce w niewielkiej skałce ponad wsią (punkt 69). Wielkość ich ziarna jest rzędu blastomylonitów łupkowych, te ostatnie jednak są przeważnie bogatsze w łyszczyki lub chloryt. Plagioklasy są tu przemieszane z kwarcem, intergranularny skałen potasowy słabo atakuje plagioklasy. Nieliczny, silnie rozarty biotyt, przeważnie wyblakły i schlorytizowany jest kierunkowo nieuporządkowany. Sporadyczne zgrupowania drobnitkich ziarek granatu, stosunkowo dużo apatyty.

Skałkę szczególnych blastomylonitów zaobserwowano między zabudowaniami Skrzynki w punkcie 75. Ukazuje ona ciemne, drobnoziarniste skały łupkowe. Między sfałdowanymi warstewkami łyszczyku pojawiają się jasne drobnitkie oczka i wyklinowane warstewki skałeni. Wywalcowanemu w długie cienkie pasma i wyblakłemu biotytowi towarzyszą tu agregaty leukoksenu. Między tymi pasmami tkwią większe blasty plagioklazu ułożone zgodnie z foliacją bądź obrócone o 90° . Czasem są to elipsoidalne fragmenty złożone z plagioklazu, mikroklinu i kwarcu lub z plagioklazu zatokowo porzastanego z kwarcem, czy wreszcie z samego mikroklinu. Są to wszystko zapewne relikty gnejsów sprzed okresu starszej kataklazy. Obok takich gruboziarnistych partii istnieją również drobno zgranulowane.

Równie dobrze zachowane relikty obserwuje się w skałkach ciemnych blastomylonitów u podnóża Gomolicy w punkcie 50 oraz u podnóża Łysego Garbu w punkcie 51 (pl. II, fot. 3). Drobnoziarniste tło tych blastomylonitów opływające porfiroklasty plagioklazów nosi wyraźne znamiona silnego rozarcia i rekrytalizacji.

Relikty starych gnejsów obserwuje się jednak również w jasnych skałach raczej ubogich w łyszczyki. Na zboczach leśnych na wschód od Łysego Garbu w punkcie 108 w luźnych blokach spotkano szare drobnoziarniste laminowane blastomylonity (tab. 2, pl. II, fot. 4); wśród drobno rozartych i lepiej lub gorzej zrekrystalizowanych składników (kwarc, plagioklasy 12% An) zachowały się wydłużone ziarna mi-

croklinu z licznymi wrostkami plagioklazów i obficie rozwiniętym typowym myrmekitem, powstałym zgodnie z poglądami F. K. Drescher-Kadena (1948) w wyniku korozji plagioklazu przez mikroklin (myrmekit I rodzaju). Biotyt wyprasowany w cienkie laminy jest często wyblakły i zwermikulizowany. Oprócz mikroklinu odziedziczonego po gnejsach gierałtowskich istnieje również młodszy intergranularny, reagujący z plagioklazem w okresie blastezy.

Na wschód od Łysego Garbu na dziale wodnym między doliną Orłowca i Skrzynki w punkcie 110, spotyka się w lesie przy drodze ciemnosrebrzyste skały łupkowe obfitujące w skałenie nieco szerniale od przetykającego je grafitu. Obecność licznego i megaskopowo dobrze wyodrębniającego się skałenia skłania do zaliczenia tych skał mimo ich raczej łupkowej foliacji do grupy blastomylonitów gnejsowych. Wbrew wydzieleniu tu na mapie niemieckiej gnejsów haniackich są to blastomylonity typowe dla okolic Jawornika i Krowiarek. Są one pełne grafitu drobno rozartego wśród kwarcu, plagioklazu i łyszczyków. Postkinematyczne blasty albitu zamykają skośne grafitowe smugi.

Na tym samym dziale wodnym w punkcie 109 obserwuje się bloki jasnych blastomylonitów. W łyszczykowym tle łupkowym tkwią jasne, drobne blasty, a w miarę ich wzrostu tło łyszczykowe przechodzi stopniowo w kwarcowo-skałeniowe, w którym przewijają się smutki łyszczyków. W tle drobnoblastycznym rosną porfiroblasty czystego albitu (0—2% An). Wśród drobno rozmielonych składników jest bardzo mało skałenia potasowego, który w przeciwieństwie do plagioklazu nie osiąga dużych blastów. Jest to typowy przykład blastezy plagioklazowej, co stanowi raczej wyjątek na badanym terenie. W okresie młodszych ruchów powstają strefy miazgi tnące w poprzek całą skałę.

Natomiast typowych przykładów wzrostu skałenia potasowego w drobnoblastycznym mylonitycznym tle dostarczają blastomylonity ze skałki w punkcie 98 a (tab. 2). Są to zwięzłe, zbite i zlewne skały o wyglądzie kwarcytowym. Tylko na wypolerowanej powierzchni widoczna jest niewyraźna laminacja i jasne ziarnka skałeni.

GRUPA X. BLASTOMYLONITY GNEJSOWE SILNIE ZREKRYTALIZOWANE

Do grupy tej zaliczono te wszystkie polimetamorfitę, które doznały stosunkowo silnej rekrytalizacji. Podobnie jak w poprzednich grupach blastomylonitów, procesowi temu podlegały tektonity o różnym składzie mineralnym i zmiennym stopniu kataklastycznej przeróbki. Z uwagi jednak na znacznie gruntowniejsze blastyczne przeobrażenie skały te przybrały

bardzo różny wygląd pod względem zarówno mega-, jak i mikroskopowym.

Ogólnie biorąc można tu wydzielić gnejsy stosunkowo jasne, o zawartości biotyty i chlorytu rzędu kilku procent, oraz ciemne, gdzie oba te minerały nie przekraczają 25%, na ogół nie schodząc poniżej kilkunastu procent objętości skały (tab. 3 i 4). Zróznicowanie to zilustrowane jest na wykresie (fig. 5). W obrębie każdego z tych rodzajów istnieje jeszcze duża zmienność zależna od sposobu rozmieszczenia łyśczyków i stopnia blastezy wszystkich składników mineralnych.

Charakteryzując ciemne gnejsy należy podkreślić, że większość z nich na pierwszy rzut oka przypomina łupki, ponieważ z powodu drobnoblastycznego wykształcenia skaleni nie docenia się megaskopowo ich ilościowego udziału. Sposób ułożenia łyśczyków bywa bardzo zmienny. Część biotyty jest przeważnie rozproszona w tle kwarcowo-skaleniovym, część zaś skupiona w nieregularnych czarniawych zagęszczeniach. Czasem to tło jest lepiej (pl. II, fot. 5), czasem gorzej przekryształizowane. Miejscami zagęszczenia i plastry łyśczykowe stopniowo rozplywają się w szarym tle o wyglądzie paragnejsu. Skały tego typu obserwowano w blokowisku na północnych stokach wzgórza o wysokości 710,8 m n.p.m. na północny wschód od Lysego Garbu (punkt 7c, e, g, h, tab. 3), w skałce na południowych zboczach Kaczyńca nad Skrzyńką (punkt 79 b, tab. 3), w ławicach *in situ* na północno-wschodnim zboczu Haniaka (punkt 22) oraz w blokowisku Ciecierz (punkt 9 c, d, tab. 3), wreszcie w ławicach *in situ* w leśnej drodze w pobliżu łomiku (punkt 10 c, d, tab. 3).

Tekstura tych skał jest mniej lub więcej kierunkowa, struktura zaś heteroblastyczna, wszystkie składniki dobrze zrekryształizowane. O poprzednich silnych ruchach świadczą tylko pozostałości drobnych ziarek kwarcu i plagioklazów oraz tu i ówdzie obecność ostrozębatych konturów mozaiki kwarcowej. Czerwonobrunatny biotyt wyslizgany w krótkich plastrach lub w pojedynczych blaszkach zgodnych z foliacją albo też rozsiany bardziej równomiernie w różnokierunkowym ułożeniu; nieznacznie schlorityzowany, czasem wydziela leukoksen lub sagenit. Biotytowi często towarzyszą dość spore pseudomorfozy pinitowe, czasem chlorytowo-pinitowe po kordierycie. Część pinitu rekrystalizuje w muskowitz. Biotyt na styku z pinitem przechodzi w bladzieloną odmianę o tej samej dwójłomności. Plagioklasy zawierają 27% An lub nieco mniej, zmętniały i zserycytywane, czasem ukazują plamy skalenia potasowego lub drobne nietypowe utwory myrmekitowe. Plagioklasy wypierając biotyt zamykają często włókna fibrolitu. Skalenie potasowe (trójskosność optyczna określona stolikiem uniwersalnym, $\angle \gamma/010 = 16^\circ$) o charakterystycznej plami-

stości mikroklinu ujawniają dwa rodzaje żyłek pertytowych: cienkie rysy zgodne z łupliwością munchinsonitową i ukośnie przecinające je drobne nieregularne, często mętne żyłki. Blasty mikroklinu zamykają nieraz wzrostki plagioklazów kwarcu i biotyty. Relikty kordierytu wśród pinitu zachowały się tylko w gnejsach 9 c i d (pl. IV, fot. 3 i 4).

Wśród ciemnych gnejsów zdarzają się również odmiany cienko i dość równo laminowane, o naprzemianległych warstewkach łyśczykowych i kwarcowo-skaleniovych (pl. II, fot. 6). Ten rodzaj gnejsu odsłania się na zachodnim zboczu Ciecierz w skarpie nad drogą w punkcie 12. Spotkano go również w luźnym bloku (punkt 10 g, tab. 3) w łożysku potoku u stóp tego samego zbocza. Najbardziej charakterystyczną cechą tych gnejsów są laminy plagioklazów równo zrekryształizowanych na kształt bruku (pl. V, fot. 1). Osobniki zserycytywane zawierają 9 i 11% An, czyste — 22% An. Począwszy od brzegów i intergranularów plagioklazowy bruk jest wypierany przez mikroklin. Naprzemianległe laminy mozaikowego kwarcu i brunatnego biotyty.

Czasem taka równa laminacja ulega delikatnemu sfalowaniu. Miejscami równe laminki nabrzmiewają nieco osiągając bardziej soczewkowaty lub wrzecionowaty kształt, gdzie indziej znów, zarówno jasne, jak i ciemne laminy grubieją i skała nabiera typowo gnejsowego wyglądu (pl. II, fot. 7). Nabrzmiewanie jasnych laminek skutkiem znacznego wzrostu mikroklinu obserwowano w blokach na północnym wierzchołku Haniaka (punkt 104 b, tab. 3, 9). Ciemne laminy tych gnejsów składają się głównie z utworów pinitowych obficie przetkanych blaszkami biotyty i włóknkami fibrolitu. Uczestniczą tu również wydłużone blasty mikroklinu i kordierytu, obydwa zawsze gęsto przetkane fibrolitem. Miejscami pojawiają się grubsze słupki sylimanitowe (pl. V, fot. 2). Cynamonowobrunatny biotyt w kierunku uporzędkowanych blaszek nieraz zebranych w pakiety. Kordieryt, czasem zbliźniaczony, przeniknięty żyłkami frędzli pinitowej lub częściowo spinityzowany od brzegów. Jest tu również bardzo niewiele międzyziarnowego albitu, czasem obrastającego brzegi mikroklinu lub wnikającego weń żyłkami.

Bywa i tak, że skała na oko laminowana wykazuje pod mikroskopem poprzerastanie i przemieszanie składników (np. punkt 89, tab. 3). Obok stref drobnej diablastyki pojawiają się partie brukowych plagioklazów, są też duże plagioklasy sitowo przetkane łyśczykami i kwarcem, sporadycznie granulkami granatów, ujawniające plamy skalenia potasowego. Rzadko obserwuje się samodzielne niewielkie blasty skalenia potasowego z relikdami plagioklazów. Pojedyncze ziarna apatyty średnicy 1,5 mm.

Tabela 3

Skład mineralny ciemnych blastomylonitów gnejsowych silnie zrekrytalizowanych (grupa X) w % obj.
 Mineral composition of dark-coloured strongly recrystallized and gneissic blastomylonites (group X) in vol. per cent

Mineral	Numer próbeki																				
	7a	7e	7g	9c	9d	10c	10d	10e	10g	55	56a	56b*	56c	56d	57a	57b	79b	82*	89	96a*	104b*
Kwarc	27,8	22,0	27,2	31,5	29,7	30,0	29,2	25,5	28,6	39,1	33,4	33,6	39,8	34,4	34,7	40,8	41,8	28,3	30,5	29,5	15,2
Skaleń K	6,8	22,4	8,0	19,4	11,3	5,7	8,2	3,9	20,1	5,5	14,5	9,4	9,6	12,5	7,0	4,7	8,3	0,1	5,9	1,3	36,8
Plagioklaz	25,4	34,0	31,2	24,2	32,7	25,2	34,4	32,5	38,2	40,0	30,3	40,9	37,8	38,0	41,9	35,0	15,6	55,3	33,1	36,3	4,9
Biotyt	22,3	20,4	13,6	16,4	16,0	23,9	16,6	17,9	12,4	9,5	21,1	15,7	11,8	12,8	15,4	18,4	18,0	14,3	14,7	16,7	18,0
Chloryt	1,5	1,2	7,4	1,0	2,3	0,3	2,1	4,8	0,5	0,1	0,2	0,2	1,0	2,2	0,6	1,0	2,2	1,7	5,0	5,7	—
Pseudomorfozy pinitowe	14,7	—	12,3	6,8	5,2	13,0	8,2	14,5	—	1,6	—	—	—	—	—	—	13,8	—	10,8	9,4	15,0
Muskowit	1,5	śl.	—	—	1,6	1,3	1,3	0,7	—	1,1	—	—	—	—	0,1	—	—	śl.	—	—	—
Kordieryt	—	—	—	0,4	0,9	—	—	—	—	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,8
Tlenki Fe i in. nieprzezroczyste	0,1	—	—	0,3	0,1	0,5	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	0,5	0,3
Cyrkon	—	śl.	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—
Apatyt	—	—	0,2	—	0,2	—	—	—	0,2	0,1	0,1	0,1	—	—	0,3	—	—	śl.	—	0,2	—
Adular	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—
Leukoksen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sylimanit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—
Fibrolit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7
Procent anortytu w plagioklazach jednorodnych	20	27	ok. 20	20	21	20	12;20	20	11;22	20;23	17;20	10;20	17;20	20	—	18	24	21	ok. 20	ok. 20	21
Procent anortytu w plagioklazach pasowych jądra obwódki	—	—	—	—	24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	20	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,2

* Próbkki analizowane chemicznie (tab. 9).
 Chemical analysed samples (Tab. 9).

Podobnie jak w blastomylonitach łupkowych, obserwuje się tu sporadyczne przypadki blastezy dość dużych ziarn granatu, czasem szkieletowych, obrastających biotyt, kwarc i plagioklasy. Wydaje się, że rosną one kosztem pinitu, może również i plagioklazu. Takie granaty spotkano w ciemnym drobnoziarnistym blastomylonicie gnejsowym o płytowej oddzielności, pobranym z łomiku na północnych zboczach Haniaka w punkcie 96 a (tab. 3, 9). Zgodnie zorientowanym blaszkom biotyту towarzyszą tu drobnołuseczkowate zespoły silnie wydłużone. Mogą one przedstawiać nie tylko wywalcowane pseudomorfozy pinitowe, ale i produkty przeobrażenia sylimanitu obserwowanego tu w reliktach. Proces wypierania oligoklazu (20% An) przez skaień potasowy jest bardzo słabo zaawansowany. Obecność tego skalenia ogranicza się do intergranularów.

Natomiast duże mackowate blasty mikroklinu, zamykające nieraz reliktowe wrostki biotyту, plagioklazu i kwarcu, zanotowano w blastomylonicie gnejsowym w punkcie 7 a (pl. II, fot. 7, tab. 3 i 9). Tym dużym blastom towarzyszą czasem spore grubomozaikowe ziarna i laminy kwarcowe. Naprzemianległe warstewki biotyту z pseudomorfozami pinitowymi zamykającymi fibrolit. Oligoklasy (20 i 26% An) w mętnych drobnych ziarnach poprzeraśniętych z kwarcem i biotytem. Wśród tego drobnomozaikowe ziarna kwarcu. W tych ostatnich, w przeciwieństwie do grubomozaikowych, zaznacza się zygzakowatość konturów elementów mozaiki.

Blasteza skaleni prowadzi niekiedy do stopniowego zacierania foliacji (pl. II, fot. 5). Proces ten można obserwować w skałkach grzbiętu Trzebonia (punkt 56 i 57, tab. 3, 9) oraz w luźnych blokach tego samego grzbiętu (punkt 55, tab. 3). Są tu odmiany, gdzie blastomylonityczna łupkowość lepiej się uwidacznia, a ogólna blasteza nie zatarła całkowicie uprzedniego strzaskania i diablastycznego pozazębienia. Kierunkowość tekstury wyznaczają głównie równoległe laminki czerwono-brunatnego biotyту i mozaikowego kwarcu (kontury elementów zygzakowate), gdzie indziej znów laminy biotyту są faliście powyginane przez to, że rosnące skalenie nie tylko je wygryzają, ale i rozpychają. Duże blasty plagioklazów wypierane plamiście przez skaień K przedstawiają zlepy kilku fragmentów uprzednio strzaskanego ziarna lub skupienie wielu wspólnie rekrystalizujących ziarn. Plagioklasy pozazębiane są z biotytem i przetkane reliktowymi jego wrostkami. Zawartość An w plagioklazie jest bardzo zmienna (10, 17, 18, 20, 23%). Skaień potasowy urasta również w spore mackowate blasty zamykające reliktowe wrostki plagioklazu, kwarcu i biotyту. Tylko w jednym z ostatnio opisywanych gnejsów Trzebonia spotkano pinit i kordieryt z wrost-

kami fibrolitu (punkt 55, tab. 3). Żadnego z tych minerałów nie spotkano również w ciemnym gnejsie odsłaniającym się u stóp zbocza Kaczyńca w punkcie 82 (tab. 3, 9). Blasteza skaleni odbywa się tu tylko w niektórych laminach ciemnego gnejsu, przez co staje się on równoległe smużysty. Spotyka się również takie ciemne gnejsy, gdzie blasteza skaleni powoduje różnicowanie na smugi bogatsze i uboższe w biotyt ukośne względem częściowo zresztą zatartej foliacji.

Czasem znów proces blastezy skaleni przebiega z zachowaniem liściastej foliacji. Kwarcowo-skaleniowe partie w formie słoików, lamin i soczewek poutulane są przez zwarte cienkie laminy biotytowe. Gnejsy tego typu, bardzo bogate w kordieryt (całkowicie spinityzowany) odsłaniają się w skarpie przydrożnej w punkcie 23 i 31. Kwarc skupia się w dość grubych laminkach. Elementy mozaiki kwarcowej wykazują ostre zygzakowate kontury. Liczne pseudomorfozy pinitowe skupiają się w naprzemianległych laminkach lub są rozproszone w obrębie kwarcowej mozaiki. W wielu z nich tkwią blaszki czerwono-brunatnego biotyту lub muskowitu (ten ostatni przedstawia zrekrystalizowany pinit). Blaszki biotyту po części schlorytizowane są wyszlizgane i wytarte w cienkie wijące się smugi oplatające często mętne blasty plagioklazów. Zespoły blastów plagioklazowych o strukturze brukowej towarzyszą również biotytoi. Plagioklasy są stopniowo wypierane przez mętne i plamiście wygaszający skaień potasowy wdzierający się intergranularnie między ich ziarna.

Niektóre z blastomylonitów łupkowych nabrały charakteru gnejsowego przez to, że nagromadził się w nich materiał pegmatytowy, częściowo wnikając między biotytowe laminy łupku i wraz z nim ulegając delikatnemu załadowaniu, przez co skały te upodobniły się do migmatytów. Jedno skrzydło fałdu zbudowane jest z blastomylonitycznego łupku biotyowego, w niektórych tylko laminach wzbogaconego w skalenie. W samym jądrze fałdu blisko przegubu zjawia się sporo kwarcu w większych ziarnach, a blaszki biotyту są większe. Drugie skrzydło fałdu rozplywa się stopniowo w materiale pegmatytowym. Rosną tam większe plagioklasy, coraz bardziej automorficzne, równocześnie zwiększa się stopniowo udział skalenia potasowego kosztem plagioklazu. Miejscami skaień K tworzy spoiwo sklejące poszczególne tabliczki plagioklazów. W partii pegmatytowej obserwuje się duże ziarna mozaikowego kwarcu, plagioklazu i plamistego skalenia potasowego oraz mniej lub więcej spinityzowanego kordierytu. Kosztem pinitu krystalizuje bładozielony łyszczyk. Rośnie on też kosztem brunatnego biotyту w sąsiedztwie kordierytu. Duże ziarno brunatnego turmalinu przetkane jest na sposób poikilitowy drobnymi okrągła-

wymi ziarnkami plagioklazów. W te plagioklasy miejscami wrastają słupki zielonego turmalinu.

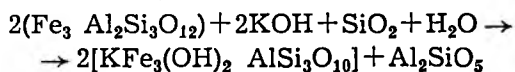
Czasem materiał skaleniowy jest równomiernie rozproszony w miętko sfałdowanym łupku. Wszędzie tam, gdzie nagromadza się blasty plamistego skalenia potasowego rośnie ziarno łupku i tworzy się struktura brukowa.

W jasnych blastomylonitach gnejsowych stosunkowo ubogich w biotyt kordieryt pojawia się zupełnie wyjątkowo. Spotkano go na północnym zboczu Haniaka w luźnym bloku w łomiku (punkt 96 b, tab. 4) w szarosiwej skale o drobnych nieco cukrowatych ziarnach kwarcu i skalenia przemieszanych z cienkimi smużkami łyszczyków. Skała ta jest znacznie uboższa w biotyt niżby to wynikało z jej zewnętrznego wyglądu. Bardzo obfite są natomiast szarozielonawe pseudomorfozy pinitowe po kordierycie, czasem rozwalcowane i wyciągnięte, i one zapewne przyciemniają barwę skały. Ksenoblasty oligoklazu (około 14% An) pozazębiane z kwarcem zamykają czasem reliktywne smużki biotyty lub fibrolitu, rzadziej oblewają pseudomorfozy pinitowe. W większej części plagioklasy zostały wyparte przez mikroklin i to przez taki, który siecią intergranularnych kanałków atakował plagioklasy i kwarc, drażył je poczynając od spękań i brzegów, a następnie oblewał i zamykał, lub przez inny, który zastępował je plamiście. Ten ostatni rodzaj przeniknięty jest często siecią bardzo drobnych łusek chlorytu, który mógłby powstać z serycytu przytępkającego plagioklaz.

Znaczne nagromadzenie pinitu obserwuje się w podobnym blastomylonitycznym gnejsie ze skarpy przydrożnej w punkcie 103 b (tab. 4). Jasna ziarnista partia gnejsu charakteryzuje się brakiem pseudomorfoz i wzbogaceniem w skalenie w stosunku do kwarcu. Nieznaczne ilości chlorytu i muskowitu i prawie całkowity brak biotyty. W ciemniejszej partii gnejsu słupkowate pseudomorfozy pinitowe są bardzo obfite i częściowo zrekrytalizowane, miejscami atakowane przez skałę potasowy. Plagioklasy zawsze zmętniały od serycytu zawierają 10% An i są znacznie liczniejsze od mikroklinu. Blasty ich zróżnione na sposób brukowy lub silnie zazębiane skupiają się w wyodrębnionych laminach lub tworzą zrosty o charakterze glomeroblastów. Niektóre blasty rozpadły się na elementy o bardzo bliskiej orientacji optycznej. Te plagioklasy wypierane są przez skałę potasowy w dwojaki sposób, podobnie jak w poprzednio opisanym gnejsie. Myrmekit rzadki i nietypowy. Wyślizgane łuski biotyty o obniżonej dwójłomności zabarwione są bladobrunatno. Ulegają one stopniowej chlorytyzacji wydzielając przy tym sagenit, natomiast ta część biotyty, która znalazła się wewnątrz mikroklinu zrekrytalizowała w jasnobrunatne płytki nietknięte przez chloryt.

Typowe jasne blastomylonity gnejsowe z reguły nie zawierają kordierytu ani pinitu, toteż wystąpienie tego rodzaju gnejsu obfitującego w pinit, a jednocześnie bogatego w mikroklin jest czymś wyjątkowym (punkt 103 a, tab. 4 i 9). Pinit po części zrekrytalizował tu w muskowit. W jednej z pseudomorfoz pinitowych zauważono wypieranie łyszczyków przez skałę K bez naruszenia słupkowego pokroju pseudomorfozy.

Na szczególną uwagę wśród jasnych blastomylonitów gnejsowych zasługuje próbka 7 d (tab. 4) z blokowiska, o którym mowa przy charakterystyce ciemnych blastomylonitów gnejsowych opisywanej grupy. Jest to jasnoszary, drobnoziarnisty, słabo łupkowy blastomylonit z licznymi gniazdkami i kępkami blaszek bardzo ciemnego biotyty diablastycznie przerosłego z sylimanitem. Miejscami te dwa minerały tworzą otoczki wokół grudek tlenków żelaza (pl. V, fot. 3). Rzadko ulegają chlorytyzacji. Zespoły te mogłyby powstać z granatu zgodnie z reakcją



Dla uproszczenia przyjęto, że powstaje tu biotyt zbliżony do ferroflogopitu (annitu). Struktura skały jest wybitnie heteroblastyczna, występuje dość dużo drobnych składników stanowiących relikty kataklastycznie rozdrobnionych ziarn. Spore mackowate blasty mikroklinu rosnąc zamykają drobny granulat kwarcowo-plagioklazowy. Kwarc w niewielkich mozaikowych ziarnach rozproszony w skale rzadko skupia się w laminy.

Ogół jasnych blastomylonitów gnejsowych silnie zrekrytalizowanych przedstawia drobnoziarniste masywne skały, gdzie w tle skaleniowo-kwarcowym drobne blaszki łyszczyków są po części rozproszone, po części zebrane w cienkie plasterki i smużki, czasem lekko sfałdowane lub silnie wygięte. Płaszczyzny kliważu poprzeczne lub ukośne do foliacji (pl. II, fot. 8). Gnejsy te obserwuje się w skałkach (punkty 16, 62, 32a) w ławicach dróg polnych (punkt 93) oraz w luźnych blokach (punkty 7f, 9b, 27e, 28, 29, 59). Ilościowy skład mineralny tych skał podaje tabela 4, chemiczny zaś tabela 9. Podobnie jak opisane wyżej blastomylonity cechuje je struktura heteroblastyczna. Różnice wielkości blastów są bardzo znaczne. Ogół ich rzadko dochodzi do średnicy 0,5 mm, nieliczne tylko osiagają przeciętną wielkość 1,2 mm. Poszczególne blasty niemal na sposób diablastyczny są nawzajem pozazębiane.

Kierunkowość tekstury niewyraźna zaznacza się na bardzo krótkich odcinkach. Jest to dawna kierunkowość tektonitu w części zatarta postkinematyczną blastezą mikroklinu. Partie kwarcowej mozaiki często o zygzakowatych konturach ziarn są wydłużone i spłaszczone

zgodnie z foliacją lub — nawet przeciwnie — zaokrąglone i zupełnie niewyciągnięte. Plagioklasy na ogół są mętne i zsercytyzowane, partiami o wykształceniu brukowym, po części silnie połamane, pokruszone i popękane. Przeważnie obserwuje się wybitnie intergranularny rozwój mikroklinu. Wykorzystuje on drobną granulację skały, wdziera się krętymi kanałami między plagioklasy, kwarc oraz poszczególne elementy połamanych plagioklazów (pl. V, fot. 4). Kanalikami te łączą się i w ten sposób poszczególne elementy ziarna plagioklazowego zostają zamknięte w obrębie rosnącego mikroklinu. Bardzo rzadko powstaje przy tym myrmekit drobny i nietypowy. Zawartość An w plagioklazach jest zmienna w granicach 6—17%, niższą zawartość 0—4% An notuje się w obwódkach w przypadku budowy pasowej. Czasem obwódka zawiera 8%, a jądro 13% anortytu. Rzadziej obserwuje się wypieranie plagioklazów przez mikroklin w formie oderwanych plam mikroklinu wewnątrz plagioklazów. Blastozami mikroklinu prowadzi wreszcie do pojawienia się dużych, często amebowatych blastów ($\angle \gamma/010 = 21^\circ$) plamiście wygaszających światło lub z zaczątkami kratki bliźniaczej, ujawniających dwa systemy żyłek pertytowych tego samego rodzaju jak w innych blastomylonitach gnejsowych wyżej opisanych.

Biotyt jest bladobrunatny nieco zzieleniały, czasem o obniżonej dwójłomności, wytarty i wyciągnięty zgodnie z dawnym ukierunkowaniem tektonitu. Natomiast zrekrystalizowany biotyt przedstawia grubsze brunatne płytki. Jedną z charakterystycznych cech jasnych blastomylonitów gnejsowych jest nieznaczna zawartość muskowitu lub jego brak. W dwu gnejsach (punkty 16a, 59) zaobserwowano późny wzrost jego bladzielonej odmiany. Podobnie jak mikroklin wzrósł on w intergranularach zamykając jak w oczka sieci drobne ziarnka kwarcu. Rosnąc jednocześnie z mikroklinem przetrwał się z nim symplektytową frędzlą (pl. VI, fot. 1). Częściowo rósł kosztem serycytu wydzielonego przez plagioklaz. Przeobrażenie biotyty w muskowit zaobserwowano w blastomylonicie — punkt 9b (tab. 4).

W tym samym miejscu w innym bloku (a) napotkano nieco jaśniejszy blastomylonit o trochę grubszym cukrowatym ziarnie i słabo widocznej foliacji (pl. II, fot. 9). Struktura tej skały jest względnie równoziarnista. Ogół ziarn mniejszych od 2 mm. Część nieco większa. Spłaszczony są przede wszystkim ziarna kwarcu, miejscami rozpadłe na mozaikę. Głównym składnikiem jest tu mikroklin lekko plamiście wygaszający, bez kratki bliźniaczej. Cienkie włókienka pertytowe zgodne z łupliwością murchinsonitową skośnie przecięte przez młodsze nierówne i mętne żyłki plagioklazowe. Reliktowe wzrostki plagioklazów wewnątrz mikroklinu lub po brzegach są czasem myrmekitowe i na

ogół uboższe w anortyt od niezaatakowanych plagioklazów. Większe tabliczkowate plagioklasy wykazały w centrach 20% An, ku brzegom sukcesywnie 15 i 8%. W szwach międzyziarnowych między dwoma blastami mikroklinu zjawiają się drobne ziarnka myrmekitowych plagioklazów. Takie międzyziarnowe utwory wykazują czasem zgodną orientację z młodszym systemem żyłek pertytowych. Często kontury blastów mikroklinu są zębate, i to nie tylko na styku z plagioklazem, ale również i z kwarcem. Biotyt w pojedynczych, słabo kierunkowo uporządkowanych blaszkach i płytkach barwy czerwono-brunatnej, zamyka dość spore wzrostki cyrkonu otoczone intensywnymi polami pleochroicznymi.

Jasne blastomylonity gnejsowe z naturalnych i sztucznych odsłoneń w Skrzyńce (punkty 72—74, 80, 83—85, 87 b, c) odznaczają się wybitnie cukrowatym ziarnem i nierzadko migmatycznym wyglądem (pl. III, fot. 1). Łyszczki zebrane są w smugi i laminy lub jednostajnie rozproszone w tle kwarcowo-skaleniovym, przez co skały te nabierają mniej więcej granitowego wyglądu. Ilościowy skład mineralny blastomylonitów Skrzyńki podaje tabela 4, a chemiczny (punkt 80) tabela 9. Blastomylonity Skrzyńki wykazują wiele cech wspólnych z ostatnio opisanymi blastomylonitami. Ogólnie biorąc cechuje je silna blastozami i prawie całkowite zatarcie kataklastycznej struktury. Miejscami tylko zachowały się partie drobno zgranulowane, w których poszczególne elementy spojone są przez integrularny mikroklin. Wdziera się on w szczeliny spękań plagioklazów i rosnąc rozdziela je na coraz mniejsze i coraz dalej od siebie odsunięte fragmenty, nadal jednakowo optycznie zorientowane. Duże blastomylonity są przepelnione wzrostkami kwarcu, plagioklazów i brunatnego biotyty, przeważnie dobrze zrekrystalizowanymi. Jak zwykle większość blastów mikroklinu ujawnia 2 systemy przerostów pertytowych.

Część plagioklazów odznacza się dość prawidłowym kształtem ziarn o równych cienkich lamelkach bliźniaczych. W tych plagioklazach obserwuje się ślady pogięcia, połamania i uskokowego poprzesusowania. Zmienna zawartość anortytu i częsta budowa pasowa: centrum — 10—15%, obwódka — 5—10%, najbardziej zewnętrzny rąbek — 0% An. W niektórych próbkach zaznacza się silny rozwój młodszego albitu. Obsadza on szwy międzyziarnowe, obrasta plagioklasy albo zamknięte we wnętrzu mikroklinu, albo tylko kanalikami przez mikroklin od brzegów zaatakowane. Ten albit, o nieprawidłowym, często brodawkowatym pokroju, wdziera się miejscami zatokowo w mikroklin. Bywa nieregularnie zbliźniaczony, czasem na wzór albitu szachownicowego. Część z tych albitów ujawnia nieliczne i nietypowe przerosty myrmekitowe (II rodzaj myrmekitu we-

Skład mineralny jasnych blastomylonitów gnejsowych
Mineral composition of light-coloured strongly recrystallized

Minerał	Numer											
	7d	7f	9a	9b	16a	16b	27e	28	29	59	62b	67a
Kwarc	33,3	35,5	31,1	37,1	24,3	32,2	35,9	34,8	31,9	33,6	37,0	37,7
Skaleń K	31,1	34,5	37,1	33,8	33,3	33,8	33,9	34,0	40,0	34,3	29,2	30,6
Plagioklaz	30,3	26,0	28,0	23,3	23,3	30,2	26,3	27,8	24,3	27,0	30,0	25,6
Biotyt	4,4	1,8	3,4	4,6	3,6	3,3	3,3	2,8	2,7	3,2	2,4	4,5
Chloryt	0,5	2,0	0,2	0,1	1,4	0,1	0,4	0,3	0,1	0,2	0,9	1,5
Pseudomorfozy pinitowe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskowit	—	0,2	—	1,0	4,1	0,4	—	0,2	0,6	1,7	—	—
Tlenki Fe i in. nieprzezroczyste	0,4	—	0,1	—	—	—	0,2	0,1	0,3	—	0,5	—
Cyrkon	—	śl.	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tytanit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Leukoksen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wermikulit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Adular	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Procent anortytu w plagioklazach jednorodnych	22;25	4;10		10	7;10	11;17	10	10	10	7—13	7—11	11
Procent anortytu w plagioklazach pasowych												
jądra			20	13				10	11			11—13
obwódki			8—15	8				4	0			5—7

* Biotyt + wermikulit.

** Próbkki analizowane chemicznie — tab. 9.
Chemical analysed samples (Tab. 9).

dług Drescher-Kadena, 1948) — powstały w wyniku korozji mikroklinu przez młodszy albit). Bardzo rzadko obserwuje się dość grube blaszki muskowitu, którego blasteza zaczyna się w intergranularach, często w sąsiedztwie biotytu. Kierunkowo uporządkowane blaszki i laminki biotytu nadają teksturze tych blastomylonitów niezbyt konsekwentną kierunkowość. Biotyt ten jest rzadko brunatny, przeważnie zzieleniały, wyblakły i schlorytyzowany. Spłaszczenie jasnych składników dotyczy przede wszystkim ziarn kwarcu rozdrobnionych na grubą mozaikę. Poszczególne jej elementy bardzo rzadko wykazują zygzakowate zarysy, przeważnie mają kontury wyrównane.

Są jednak i takie jasne blastomylonity o cukrowatym ziarnie i stosunkowo wybitnej foliacji, w których lepiej zachowały się kataklaztycznie rozdrobnione partie, a elementy mozaiki kwarcowej wykazują zygzakowate kontury (67a, b, tab. 4). Są też odmiany o typowo migmatycznym wyglądzie, gdzie jasne ziarniste partie pęcznią w płaskie soczewki i wrzeciona (punkt 68, tab. 4 i 9).

W wielu skałach omawianej obecnie grupy

obserwuje się objawy młodszej tektonizacji. Są to cienkie strefy miazgi skalnej (punkty 27e, 74, 62) zawsze ukośne lub poprzeczne do foliacji. Do miazgi dołącza się adular (punkt 12) lub albit (punkt 56c, d). Czasem miazga zanika, a otwartą szczelinę wypełnia całkowicie chloryt (punkt 7h) lub adular (punkty 10e, g, 87b, c). Niekiedy w wyniku tych młodych ruchów fragmenty połamanych ziarn zostają uskokowo poprzesuwane. Takie przesunięcia rzędu 0,3—0,6 mm obserwowano w blastomylonicie z punktu 62a. Zdarzają się wreszcie nieregularne cienkie żyłki wypełnione uwodnionymi związkami żelaza.

GRUPA XI. BLASTOKATAKLAZYTY LEUKOGRANITOIDOWE

Są to bezkierunkowe skały kwarcowo-skaleniowe bardzo drobnoziarniste lub cukrowate, ubogie w biotyt i chloryt (1—2% objętości, tab. 5), pl. III, fot. 2). Odsłaniają się one w skałkach na północno-zachodnim zboczu Jawornika (punkt 32b) oraz na południowo-

Czasem obserwuje się młodsze pokolenie albitu w postaci drobniotkich ziarek i bezkształtnych wypełnień szwów międzyziarnowych lub mackowatych utworów wdzierających się w głąb mikroklinu. Biotyt w rozproszonych bezładnie blaszkach rzadko brunatny, przeważnie wyblakły, zzieleniały, schlorotyżowany. Zrekrystalizowane wrostki biotytu w skaleniach są zawsze brunatne. Rekrystalizacja beznapięciowego kwarcu odbywa się nie tylko wewnątrz mikroklinu, ale na jego brzegach. Ślady nowej tektonizacji — z wyjątkiem próbki 77 — spotyka się we wszystkich blastokataklastach leukogranitoidowych. Przeważnie są to różnokierunkowe strefy miazgi, czasem z dodatkiem chlorytu. Rzadziej (punkt 78) obserwuje się dwa główne kierunki spękań, a wzdłuż nich strefy strzaskania i uskokowego poprzęsowania. W pewnej strefie strzaskania nastąpiło wzbogacenie w kwarc o silnie zaburzonym prążkowym wygaszaniu światła. W tych miejscach pojawia się drobnouseczkowaty chloryt i muskowit.

GRUPA XII. LEUKOKRATYCZNE GNEJSY
BLASTOMYLONITYCZNE

Grupa ta obejmuje te wszystkie gnejsy blastomylonityczne, w których łączna zawartość

biotytu, chlorytu i tlenków żelaza nie przekracza 3% objętości skały. Są to wszystko blastomylonity silnie przekrystalizowane, zawsze jednak ujawniające ślady starszej tektonizacji. Łączy je wiele cech wspólnych z jasnymi gnejsami grupy X, od których różnią się niewiele niższą zawartością ciemnych minerałów (por. tab. 4 i 6) oraz z blastokataklastami grupy XI, w przeciwieństwie do których zawsze ujawniają lepiej lub gorzej widoczną foliację (pl. III, fot. 3) lub tylko smużyste ukierunkowanie zagęszczeń łyśczykowych (pl. III, fot. 4). Gnejsy blastomylonityczne ze Skrzynki (punkty 86 i 87a) odznaczają się stosunkowo grubym cukrowatym ziarnem.

Struktura gnejsów skalistej skarpy przydrożnej na północno-wschodnim zboczu Hania-ka (punkt 102) oraz z luźnego bloku wziętego z rowu powyżej łomiku na jego zboczu północnym (punkt 96d) ujawnia wyraźne ślady zgniecenia, skruszenia, a następnie nierównomiernej blastozy. Kontury elementów mozaiki kwarcowej są zygzakowate, a miejscami mozaika ta jest nadzwyczaj drobna. Wyblakły zwermikulizowany biotyt jest rozproszony bezładnie lub uporządkowany kierunkowo zgodnie ze sprasowaniem laminek kwarcu i ogólnym spłaszczeniem blastów. Najwięcej komplikacji ujawniają skalenie. Niewątpliwie najstarsze są mętne, zserycyżowane plagioklasy (7% An) występu-

Tabela 6

Skład mineralny leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych (grupa XII) w % obj.

Mineral composition of the leucocratic blastomylonitic gneisses (group XII) in vol. per cent

Minerał	Numer próbki															
	8e	8g	8j	10a	10b	15	27a	30	54	60	61	86	87a	96d	102	104a***
Kwarc	39,0	38,8	38,6	37,8	38,1	31,8	42,3	33,7	33,0	32,5	37,6	37,8	33,4	45,5	35,5	43,2
Skaleń K	36,2	40,1	37,2	30,9	34,6	28,8	24,6	39,9	39,2	32,2	30,6	43,3	34,5	38,5	36,3	38,7
Plagioklaz	22,7	20,3	22,4	28,3	24,8	37,0	31,7	24,2	24,7	32,8	29,2	16,8	29,3	12,9	25,9	15,1
Biotyt	0,8	0,1	0,1	2,0	2,1	2,1	1,3	1,5	2,4	1,9	2,5	2,1	1,0	1,0	1,2	1,7
Chloryt	1,1	0,5	1,6	0,5	0,1	0,1	—	0,5	—	0,2	0,1	—	1,8	1,4**	0,9	1,2
Muskowit	0,1	0,1	—	0,5	0,3	—	0,1	—	—	0,3	—	śl.	—	—	—	—
Cyrkon	śl.	0,1	—	—	śl.	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe i Ti	—	—	—	—	—	0,2	—	0,2	0,1	0,2*	—	—	—	0,3	0,3	—
Leukoksen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—
Adular	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—
Granat	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	0,3	—	—
Procent anortytu w plagioklazach jednorodnych				8	9	12	9	10	8	9	11	11	5-14	8	7	15
Procent anortytu w plagioklazach pasowych																
jądra					7						27					13
obwódki					4						10-15					3

* Uwodnione związki żelaza.

** Chloryt + wermikulit.

*** Próbką analizowaną chemicznie (tab. 9).
Chemical analysed sample (Tab. 9).

jące w połamanych często i pogiętych blastach, miejscami zwartych w brukowe zespoły. Mikroklino, o cienkich żyłkach pertytowych, wzrósł tu w większe, czasem mackowate blasty ogarniające drobne ziarnka kwarcu i plagioklaz. Wrostki kwarcu przeważnie są już zrekrytalizowane, natomiast wzrostki plagioklaz jeszcze nie całkiem oczyszczone z serycytu. Czysty albit wypełnia pęknięcia mikroklino rozrastając się jego kosztem, i lokalnie wytwarza myrmekit. Czasem rąbki albitu narastają na zamkniętych w mikroklino ziarnkach plagioklaz. Niekiedy albit taki spaja mikroklino ze starszym plagioklazem, unika natomiast zawsze styku skaleni z kwarcem. Cienkie strefy przecinające skałę wypełnia zrekrytalizowany druzgot skalny. Ilościowy skład mineralny obu skał podany w tabeli 6.

Część leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych ukazuje ślady silnej i bardzo drobnej granulacji, jak wszędzie niezbyt równej. Tego typu gnejsy odsłaniają się w skarpie leśnej drogi na północnym zboczu Ciecierz (punkt 15, tab. 6) w skałkach na północno-zachodnim zboczu Trzebonia (punkty 54, tab. 6) i przy drodze Złoty Stok — Łądek niedaleko przełęczy między Jawornikiem a Trzeboniem (punkt 30, tab. 6), oraz w postaci luźnych bloków z leśnej przecinki w partii grzbietowej Trzebonia (punkt 61, tab. 6). Część blastów wykazuje spłaszczenie zgodne z foliacją skały. Między drobno zgranulowane plagioklaz wtargnął mikroklino zamykając je w obrębie swoich mackowatych blastów. Wydzielił się wtedy myrmekit dość drobny i nietypowy. W większe ziarna plagioklaz, które nie uległy poprzednio drobnemu pokruszeniu, mikroklino wtargnął kanalnikami atakując je również płamście. Zamknięte w mikroklino ziarna kwarcu i plagioklaz nie zdołały jeszcze zrekrytalizować w całości. Zawartość An w plagioklazach podaje tabela 6. Warto tu podkreślić stosunkowo duży udział An w pasowym plagioklazie gnejsu z punktu 61. Wynosi on w centrum 27%, ku brzegom od 15 do 10% An partii zewnętrznej.

W luźnych blokach gnejsów poniżej drogi na zachód od przełęczy między Jawornikiem a Trzeboniem (punkt 27a, tab. 6) oraz na północnym wierzchołku Haniaka (punkt 104a, tab. 6 i 9), wśród całej masy drobno zgranulowanych pozazębianych blastów jest trochę znacznie grubszych blastów mikroklino zamykających zrekrytalizowane wzrostki kwarcu i plagioklazów. Na szczególną uwagę zasługuje tu lokalne nagromadzenie granatu prawie niekniętego przez biotyt (punkt 104a). Nowe ruchy tektoniczne spowodowały powstanie wąskich stref zmiażdżenia. Wszystkie tego rodzaju pęknięcia, zmiażdżenia i poślizgi powstały już po intensywnej blastezie mikroklino.

Silniejszą blastezę wykazują gnejsy z łomiku na północny zachód od szczytu Ciecierz

(punkt 10a, b, tab. 6) oraz z luźnego bloku na grzbiecie Trzebonia (punkt 60, tab. 6). Wzrosła tu znacznie ilość dużych blastów wśród drobnego i dobrze zrekrytalizowanego granulatu. Miejscami zaciera się kierunkowość i tylko podługowate rozgniecione ziarna kwarcu świadczą o dawnym ukierunkowaniu skały. Gdzie indziej znów w gruboblastycznym bezkierunkowym otoczeniu zachowały się drobne łupkowate partie biotytowo-kwarcowe, zamykające nieznacznie zbiotytowane granaty.

Cukrowate gnejsy ze Skrzyńki odsłaniają się w skałkach na południowo-wschodnich zboczach wzgórz Kaczyńca w punkcie 86 i 87a (tab. 6). Drobny granulatu skalny zachował się tu głównie w szwach międzyziarnowych stosunkowo gruboblastycznych gnejsów. W skrajnych przypadkach blasty mikroklino osiągały tu 2,5 mm średnicy. Tak jak we wszystkich leukokratycznych gnejsach blastomylonitycznych, mikroklino ujawnia tu 2 systemy żyłek pertytowych, płamiste wygaszanie światła, dość niewyraźną kratkę bliźniaczą i charakterystyczny amebowaty pokrój blastów. Atakowane przezeń plagioklaz są jednostajnie zserycytizowane, natomiast myrmekitowy młodszy albit, w formie brodawkowatych narośli wystających ze starszych zserycytizowanych plagioklazów w mikroklino, jest czysty. Najmłodszym skałkiem jest tu adular (punkt 87a) osadzony w szczelinach młodszych od albitu.

GRUPA XIII. APLITOIDY

Zawartość ciemnych minerałów spada tu poniżej 1% objętości (tab. 7). Tak jasne skały spotkano tylko w luźnych blokach na północnym szczycie Haniaka (punkt 104c) oraz w blokowisku na północnych stokach wzgórz o wysokości 710,8 m n.p.m. na północny wschód od

Tabela 7

Skład mineralny aplitoidów (grupa XIII) w % obj.

Mineral composition of the aplitoids (group XIII) in vol. per cent

Minerał	Numer próbki	
	7b	104c
Kwarc	22,6	29,5
Skaleń K	23,9	49,6
Plagioklaz	52,6	20,2
Biotyt	0,4	0,3
Chloryt	0,4	0,3
Tlenki Fe i inne nieprzezroczyste	0,1	0,1
Procent anortytu w plagioklazach	7; 16; 20	ok. 20

Lysego Garbu (punkt 7b). Pierwsza z nich ma wygląd bezkierunkowego leukogranitu (pl. III, fot. 5). Pokrój składników wskazuje na warunki rekrystalizacji zbliżone do magmowych. Tylko niewielka część plamście wygaszającego mikroklinu pozostała na etapie intergranularnego rozwoju oraz w postaci amebowatych blastów. Większość zrekrystalizowała w hipautomorficzne, często karlsbadzko zbliżnione kryształy (pl. VI, fot. 2). Plagioklasy natomiast ujawniają jeszcze ślady kataklazy (połamanie i uskokowe poprzesuwanie lametek bliźniaczych). Zawierają około 20% An lub nieco mniej. Po utworzeniu mikroklinu w okresie nowych ruchów czysty albit wypełnił pęknięcia obrastając jednocześnie skalenie potasowe i plagioklasy (pl. VI, fot. 2). Zapewne w tym samym okresie uległy chlorytyzacji bardzo nieliczne tu blaszki biotyty. Biotyt jest tu wyjątkowo brunatny, miejscami zielenieje i blaknie, przy czym w tym ostatnim przypadku maleje jego dwójłomność, po czym przechodzi w chloryt.

Drugi z tej grupy bardzo drobnoziarnisty aplitoid ujawnia jeszcze bardzo słabe ślady ukierunkowania. Poszczególne składniki są silnie na sposób diablastyczny poprzeraśnane. Plagioklasy o zmiennej zawartości anortytu (7, 16, 20%) ujawniają różnego rodzaju plamy, zatoki i łaty mętne mikroklinu (trójskośność optyczna oznaczona na stoliku uniwersalnym). Obecne są też samodzielne blasty mikroklinu podobnie mętne oraz nieznacznie przyprószone lub wreszcie zupełnie klarowne.

GRUPA XIV. KAKIRYTY

Po okresie blastezy cały opisany dotychczas kompleks blastomylonityczny uległ nowym sztywnym deformacjom. W ich wyniku wiele skał blastomylonitycznych zostało pociętych niezliczonymi różnokierunkowymi strefami deformacji, wzdłuż których nastąpiło silne rozdrobnienie. Fragmenty skalne tkwiące między strefami miazgi skalnej zachowały swą pierwotną strukturę. Tego rodzaju tektonity, jak wspomniano we wstępie, zgodnie z definicją P. Quensela (1916) nazwano kakirydami.

Początkowe stadia młodszej tektonizacji zanotowano w wielu wyżej opisanych skałach blastomylonitycznych. Dalszy jej rozwój doprowadził do powstania właściwych kakirydów scharakteryzowanych niżej.

1. *Kakiryty blastokatakłazytów granitoidowych słabo zrekrystalizowanych.* Skały tego typu odsłaniają się w skarpie nad drogą Żłoty Stok — Łądek w punkcie 26. Jest to według mapy niemieckiej strefa uskoku granicznego między gnejssem haniackim a mylonitem. Elipsowate i okrągławe fragmenty (o średnicy do 2 cm) tkwią w niemal afanitowej zielonobeżo-

wej masie (pl. III, fot. 6). Badania mikroskopowe wskazują na dwa wyraźne etapy kataklazy: starszej uległ gnejsz śnieżnicki dostarczając brekcji złożonej z fragmentów polimineralnych i monomineralnych tkwiących w miazdze skalnej nieco zrekrystalizowanej. W wyniku młodszej kataklazy częściowo zrekrystalizowana brekcja została pocięta nowymi strefami miazgi zupełnie niezrekrystalizowanej i niemal izotropowo reagującej na światło spolaryzowane.

2. *Kakiryty blastomylonitów łupkowych.* W skałce na WSW zboczu Lysego Garbu (punkt 49) oraz w luźnym bloku na grzbiecie tuż pod szczytem niewielkiego wzgórza na północ od Lysego Garbu (punkt 42) obserwuje się ciemne drobnoziarniste skały łupkowe, których kakirydowa natura ujawnia się dopiero na wygładzonej powierzchni skalnej. Kakiryd z Lysego Garbu przedstawia łupek bogaty w zserycytizowany pasowy plagioklaz (26% An w centrum i 7% w obwódce), pozazębiany z chlorytem i stosunkowo skąpym kwarcem. Obfity chloryt ukrywa nieliczne relikty biotyty. Wzdłuż stref miazgi skalnej ułatwiony jest dopływ adularu, albitu i robaczkowego chlorytu, tak iż cała miazga jest przepojona tymi składnikami. Strefy zmiążdżenia i ślizgów w drugim kakirydzie są wyraźnie ukośne względem laminacji i foliacji bardzo drobnoziarnistego łupku. Obok miazgi skalnej częsty jest w nich chloryt i adular. Jasne kakiryty spotkano w starym łomiku na zakręcie drogi Żłoty Stok — Łądek w punkcie 24. Jak już wspomniano w rozdziale traktującym o blastomylonitach łupkowych, kataklazie uległy tu jasne kwarcowo-skaleniowe blastomylonity łupkowe. Okrągłe, elipsowate lub kanciaste ich fragmenty tkwią w afanitowej masie. Przedstawia ona agregat miazgi skalnej z drobno rozartym chlorytem zamykającym drobne kataklasty kwarcu i skaleni (24b. d).

3. *Kakiryty blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrystalizowanych.* Tego rodzaju kakirydy są najliczniej reprezentowane. Spotkano je również w ostatnim łomiku (punkt 24f). Biotytowo-skaleniowo-kwarcowe blastomylonity tnie gęsta sieć kliważu. Powstała wzdłuż tych płaszczyzn miazga skalna reaguje prawie izotropowo na światło spolaryzowane (ultrakatakłaza).

Blokowisko poniżej drogi na zachód od przełęczy między Jawornikiem a Trzeboniem (punkt 27), w miejscu gdzie mapa niemiecka znaczy mylonity wśród gnejsów haniackich, ukazuje różne typy blastomylonitów i kakirydów z nich powstałych, w tym również jasne kakirydy blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrystalizowanych (punkt 27c, d). Gęsta sieć różnokierunkowego kliważu ujawnia obecność miazgi skalnej na wygładzonej powierzchni skalnej i w obserwacji mikroskopowej. W tym ostatnim

przypadku udało się zaobserwować blasty mikroklinu, wypierającego zdeformowane w czasie starszej kataklazy plagioklasy, pocięte na wskroś przez strefy miazgowe powstałe w okresie młodszej kataklazy.

Podobnej dokumentacji dla młodszych kataklastycznych ruchów dostarcza jasny gęsto skliważony kakiryt ze skałki (punkt 44) na wschód od Łysego Garbu oraz nieco ciemniejszy kakiryt ze skałki (punkt 48) na WNW od tego samego szczytu. W tym ostatnim miejscu fragmenty blastomylonitu wśród partii zmiażdżonych ujawniają intergranularny skałen potasowy atakujący uprzednio fleksurowato pocięte plagioklasy. Podbarwione przez obfity chloryt i tlenki żelaza afaniczne partie miazgi przedstawiają albo cienkie żyłki, albo całe nieregularne połacie przemieszane z drobnymi kataklastami kwarcu i skaleni.

Ciemny kakiryt blastomylonitu gnejsowego odsłania się na SSE zboczu Łysego Garbu w tej samej skałce, z której już opisano drobno rozrta kataklazyty grupy II. Kakiryt ten ujawnia cały system arterii ciemnej miazgi, przecinających ciemne drobnoziarniste blastomylonity lokalnie wzbogacone w przypuszczalny pinit.

Pozostałe kakiryty tej grupy obserwowano w luźnych blokach w punktach 107 i 110 (pl. III, fot. 7).

4. *Kakiryty blastokataklazytów leukogranitoidowych.* Jasne kakiryty ze skałki na południowo wschodnim zboczu Ciecierzy (punkty 13, 53) przedstawiają bezkierunkowe ziarniste skały gęsto posiekane płaszczyznami kliważu często wyścielonymi miazgą skalną. Widać tam większe lub mniejsze fragmenty mikroklinowo-plagioklazowych blastokataklazytów z wyraźnymi objawami starszej kataklazy zablźnionej w etapie blastezy mikroklinowej (pl. VI, fot. 3, 4). Plagioklasy tych fragmentów zawierają 7, 10, 11% An, a w przypadku budowy pasowej w jądrze 14, a w obwódce — 11% An.

Jasny kakiryt o megaskopowym wyglądzie nierównozziarnistego okrucowca pobrano z bloku (punkt 95) na południu od Chwalisławia, w miejscu gdzie mapa niemiecka znaczy syenit. Nie odbiega on swym mikroskopowym wyglądem od ostatnio opisanych kakirytów.

5. *Kakiryty leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych.* Młodsza kataklaza takich gnejsów z blokowiska w punkcie 27 objawia się powstaniem gęstej sieci płaszczyzn kliważu. Obecność miazgi i druzgotu kwarcowo-skaleńowego w tych strefach stwierdza się w badaniu mikroskopowym (punkt 27f). Strefy nowej tektonizacji wypełnione miazgą skalną, chlorytem i albitem obserwuje się w bardzo drobnoziarnistym, nieco cukrowatym, jasnym gnejsie z luźnego bloku tuż pod szczytem wzgórza 710,8 m n.p.m. (punkt 91).

SKAŁA ZMIENNOŚCI OPISANYCH POLIMETAMORFITÓW

Jak wynika z dokonanego przeglądu, nie można wykazać jakiejś konsekwentnej zmienności materiału skalnego zależnie od jego sytuacji geologicznej. W jednej skałce, nawet w jednej niewielkiej próbce skalnej, obserwuje się często różne rodzaje tektonitów ostro ze sobą kontaktujące. Przykładem takiej właśnie zmienności może być skałka w punkcie 8 ponad leśną drogą na północno-wschodnich stokach wzgórza 710,8 m n.p.m. (według mapy niemieckiej teren gnejsów haniackich). W kolejności scharakteryzowanych grup można tu wyszczególnić kilka rodzajów polimetamorfitów. Są to ciemne blastomylonity łupkowe o dobrze zaznaczonej lineacji zgodnej z osią drobnymi fałdków (8c). Powstały one w wyniku mylonitizacji paragnejsów lub może łupków strońskich zachowując po nich relikty plagioklazów z myrmekitem. Czasem ciemne blastomylonity łupkowe ostro kontaktują z jasnymi blastomylonitami gnejsowymi słabo zrekrytalizowanymi (8h, i). W blastomylonitach łupkowych, wśród schlorityzowanego lub zwermikulizowanego biotyty i muskowitu tkwią pseudomorfozy pinitowe oraz ziarna apatyty sięgające 1,6 mm średnicy.

W jasnej partii przedstawiającej nierówno zrekrytalizowany blastomylonit gnejsowy, lokalnie, wokół parumilimetrowej żyłki kwarcowej powstaje zrekrytalizowany bruk zserycytizowanych mętnych plagioklazów na miejsce dawnego druzgotu skalnego. Są takie miejsca (8a, f), gdzie jasne blastomylonity gnejsowe słabo zrekrytalizowane ostro kontaktują z silnie zrekrytalizowanymi ciemnymi blastomylonitami gnejsowymi (pl. III, fot. 8). Te ostatnie składają się z zserycytizowanych plagioklazów (21, 24, 25% An), kwarcu i chlorytu przetkanego tytanitem, epidotem, leukoksenem i cyrkonem (bardzo intensywne pola pleochroiczne). Ślady starszej kataklazy ograniczają się do obecności drobnego granulatu między większymi blastami. Większy udział drobno skruszonego i zrekrytalizowanego materiału notuje się w partii przedstawiającej jasny blastomylonit gnejsowy. Objawy młodszej kataklazy, jak ślizgi, uskoki, spękania, nieciągłości wypełnione adularzem i chlorytem poprzecznie do foliacji, są znacznie lepiej zaznaczone w jasnym blastomylonicie, chociaż i w ciemnym nie nasuwają wątpliwości. Najliczniej reprezentowane są leukokratyczne gnejsy blastomylonityczne oraz blastokataklazyty leukogranitoidowe (8b, e, g, j, tab. 5, 6, 9) o dość słabej foliacji.

Są tu wreszcie produkty młodszej kataklazy blastomylonitycznych gnejsów (8d) oraz blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrytalizowanych (8k, l) silnie brekcjowate lub tylko pocięte siecią czarniawych żyłek (pl. III, fot. 9).

Brekcyjowy kakiryty (8d) ukazuje jasne cukrowato połyskujące fragmenty leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych tkwiące w zielonoczarnej masie ultramylonitycznej. Kakiryty (8k) jest nieco brekcyjowy, miejscami zachowana jest foliacja z gęstym poprzecznym kłuzem.

SKAŁY KONTAKTOWE W BEZPOŚREDNIM
SĄSIĘDZTWIE INTRUZJI KŁODZKO-
-ZŁOTOSTOCKIEJ

W bezpośrednim sąsiedztwie „syenitów” kłodzko-złotostockich na zachodnich i północnych zboczach Haniaka (punkty 17, 18a, b, 96c), w pobliżu przełęczy na południowy wschód od Ptasznika (punkt 6) oraz na zachodnim zboczu wzgórza o wysokości 710,8 m n.p.m. na północny zachód od Łysego Garbu (punkt 90) spotyka się luźne bloki drobnoziarnistych biało-czarnych, pstrokatych skał biotytowo-kwarcowo-skaleniovych typu hornfelsów (tab. 8). Teksturalnie przeważnie bezładne, czasem nieco łupkowate upodabniają się do niektórych ciemnych blastomylonitów gnejsowych silnie zrekrytalizowanych. Struktura ich jest granoblastyczna, miejscami lepido- i poikiloblastyczna, rzadko zbliżona do hipautomorfowo-ziarnistej (punkt 6b). Tekstura nieco ukierunkowana głównie dzięki uporządkowaniu blaszek biotyty. Rzadko są one wyszlizgane w krótkie laminki, częściej rozproszone. Częsta siatka sage-

nitowa i wrostki cyrkonu z intensywnymi polami pleochroicznymi.

Bardzo często biotytowi towarzyszy kordieryt ($2V_a - 76^\circ$). Średnica ziarna dochodzi do 1,6 mm. Spotyka się również wrostki kwarcu i biotyty wewnątrz ziarn kordierytu. Przeobrażenie kordierytu objawia się w postaci cienkich przenikających go żyłek pinitu lub otoczek na jego brzegach. Pinit rekrystalizuje następnie w muskowit. Czasem wszystkie stadia takiego procesu pozostają zakonserwowane w jednym osobniku: centrum stanowi niezmienny kordieryt, brzegi — zrekrytalizowany muskowit, a na przejściu między nimi występuje drobna frakcja serycytowa. Te partie blaszek biotyty, które bezpośrednio sąsiadują z pseudomorfozami pinitowymi, przeobrażają się w muskowit. Być może proces ten jest równoczesny z pinityzacją samego kordierytu. W tym samym może czasie krystalizuje również intergranularny muskowit. Nie zauważono natomiast żadnych objawów wzajemnych reakcji między nieprzeobrażonym w pinit kordierytem a biotytem.

Kwarc przedstawia duże mozaikowo rozpadłe ziarna. Czasem są to podługowate skupienia pozazębiane z innymi składnikami. Miejscami kontury elementów tej mozaiki są zygzakowate. Blasty plagioklazów wykazują największą skłonność do automorfizmu. Na ogół polisyntetycznie albitowo zbliżnione, zserycy-

Tabela 8

Skład mineralny hornfelsów, w % obj.
Mineral composition of the hornfelses, in vol. per cent

Minerał	Numer próbki							
	6a	6b	6c	17	18a	18b	90	96c
Kwarc	32,2	31,8	35,7	30,6	27,3	32,7	38,0	29,1
Skaleń K	15,0	12,3	10,3	6,1	7,9	5,9	4,8	5,1
Plagioklaz	33,0	37,3	23,9	29,6	30,0	32,8	22,9	33,5
Biotyt	11,2	16,2	14,7	17,2	20,7	22,2	16,1	19,6
Chloryt	4,4	0,8	1,1	1,7	2,2	1,4	3,2	3,4
Kordieryt	—	1,0	2,1	6,3	0,2	—	0,3	—
Pseudomorfozy pinitowe	} 4,0	} śl.	} 12,1	} 7,1	} 11,6	} 4,9	} 14,7	} 9,2
Muskowit								
Cyrkon	0,1	śl.	śl.	—	—	—	—	—
Apatyt	0,1	0,2	0,1	—	0,1	—	—	—
Epidot	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe	—	—	—	0,6	—	—	—	—
Procent anortytu w plagioklazach jednorodnych	ok. 20	25	ok. 20	23;28	20	24	ok. 20	20—24
Procent anortytu w plagioklazach pasowych								
jądra		25	20	26				
obwódki		<25	<20	21				

zowane, często pasowe (centrum 20—28% An, obwódka 21% i mniej). Sporadycznie w plagioklazach występuje fibrolit. Część plagioklazów jest od brzegów wypierana przez mikroclin, przy czym czasem powstaje myrmekit. Wyjątkowo plagioklaz bywa plamiście wypierany przez mikroclin. Ten ostatni rosnąc intergranularnie wykształca spore mackowate blasty oblewając reliktywne wrostki plagioklazów, kwarcu i biotyty. Ujawnia 2 systemy przerostów perytowych. Zamknięte w nim reliktywne wrostki często rekrytalizują. Po blastezie mikroclinu na ogół nie obserwuje się już żadnych sztywnych deformacji. Tylko w jednej próbce (18b) notuje się obecność cienkich żyłek wypełnionych adularzem i wodzianami żelaza.

METABAZYTY I SKAŁY WĘGLANOWE

Skały te stanowią niewielkie wkładki w kompleksie blastomylonitycznym.

W pobliżu łomiku nr 10 na zachód od Trzebonia ciemnym blastomylonitom gnejsowym silnie zrekrystalizowanym towarzyszy łupkowaty laminowany amfibolit. Naprzemianległe układają się laminy hornblendowe (zielonobrunatna, $\angle z/\gamma = 18^\circ$, $2V_\alpha = 80^\circ$) i kwarcowo-plagioklazowe. Plagioklasy zawierają 32, 34 i 40% An. Czasem dość czyste o stosunkowo automorficznych zarysach, czasem tak silnie zserycytizowane, że kontury ziarn giną w gęstwinie hydromiki. Są też laminy jasnozielonej hornblendy nieco włóknistej o słabo niebieskim odcieniu ($2V_\alpha = 68^\circ$). W laminach jednej i drugiej hornblendy pojawia się czasem granat, zawsze wypierany przez plagioklaz. Niektóre z lamin wzbogacone są w apatyt lub tlenki żelaza. Cała skała przepojona jest adularzem, który doprowadzony żyłkami wypiera plagioklasy.

Podobnie laminarnie zróżnicowany amfibolit spotkano w luźnym bloku w punkcie 11, gdzie mapa niemiecka nazaczy łupki hornblendowe. Są tu laminy złożone z plagioklazów i piroksenu, amfibolu i plagioklazów oraz piroksenu z dodatkiem amfibolu. Plagioklasy o zawartości An 44—46%, pirokseny o kącie $z/\gamma = 44^\circ$ (augit diopsydowy), amfibole zielonobrunatne. Czasem okrągławe plagioklasy obrosłe są piroksemem, a ten z kolei hornblendą. Są tu pakiety brunatnoczerwonego biotyty często ukośne do foliacji i laminacji. Lokalnie biotyt obrasta plagioklasy.

Laminowane amfibolity łupkowe z piroksemem spotyka się również w skałkach przy drodze u wschodniego podnóża Haniaka w punktach 20 i 21. Plagioklasy są silnie zserycytizowane i nieoznaczalne. Brudnozielone amfibole o kącie $z/\gamma = 14, 15, 17, 18^\circ$, $2V_\alpha = 68—70^\circ$, $\Delta = 0,021$. Pirokseny z kątem $z/\gamma = 39^\circ$, $2V_\alpha = 58^\circ$, $\Delta = 0,026$. Amfibolity przecięte są poprzecznymi i ukośnymi żyłkami samego

prehnitu lub prehnitu z adularzem reagującym z plagioklazem.

Bardzo drobnoziarniste masywne amfibolity przeważnie silnie skliważowane, czasem przeniknięte siecią cienkich białych żyłek, obserwowano w skałkach na grzbiecie Trzebonia w punkcie 58. Oprócz ziarnistej zielonej hornblendy jest tu bardzo obfita diablastyka w tle mętnych serycytowych plagioklazów. Bardzo liczne granaty zachowały się tylko w postaci opancerzonych wrostków w kwarcu, jeśli zaś tkwią wśród amfiboli, ulegają przeobrażeniu w plagioklaz + biotyt i chloryt. Te granaty ukazują zgęszczone submikroskopowe wrostki (jak w eklogitach śnieżnickich). Oprócz hornblendy zielonej występuje też bardzo nieliczna zielonobrunatna podobna do karyntynu. Brunatny biotyt przerasta się z zieloną hornblendą. Ukośne żyłki wyścielone są prehnitem i wypełnione albitem. Dane optyczne amfiboli w różnych próbkach tej odkrywki: $\text{ka}\angle z/\gamma = 15^\circ$, $2V_\alpha = 72^\circ$, $\Delta = 0,0236$, $\text{ka}\angle z/\gamma = 21^\circ$, $\Delta = 0,0267$, $\text{ka}\angle z/\gamma = 16^\circ$, $2V_\alpha = 68,5^\circ$, $\text{ka}\angle z/\gamma = 17^\circ$, $2V_\alpha = 73^\circ$. Opisane amfibolity mogłyby przedstawić zamfibolizowane eklogity, tych ostatnich jednak nie znaleziono.

Wybitnie łupkowe amfibolity o charakterze blastomylonitów amfibolowych, zupełnie odmienne od dotychczas opisanych, spotkano w skałce (punkt 97) na terenie blastomylonitycznych łupków łyszczkowych, według mapy niemieckiej. Długie cienkie słupki uporządkowanego kierunku amfibolu, między nimi tkwią zepidotyzowane nieco, parakinematycznie obracane plagioklasy. W przeciwieństwie do amfibolitów z terenów gnejsów haniackich nie są one zrekrystalizowane.

U południowo-zachodniego podnóża Łysego Garbu w skałce blastomylonitów łupkowych w punkcie 47 tkwi zgodna 30 cm wkładka amfibolitu. Przedstawia ona łupkowaty amfibolit o nieco zafałdowanej foliacji. Pasma intensywnie zielonej hornblendy ($\text{ka}\angle z/\gamma = 12^\circ$), na ślizgach silnie zbiotyzowanej, stowarzyszone są z zserycytizowanymi plagioklazami (czyste zawierają 38% An). Między tymi pasmami obserwuje się cienkie i krótkie warstewki kwarcowe. Poprzeczne żyłki kalcytowe i prehnitowe.

W tej samej wkładce są również masywne amfibolity o bardzo słabej foliacji z białymi żyłkami i gniazdami całkowicie zserycytizowanych plagioklazów. Bładozielony amfibol ($\angle z/\gamma = 15,5^\circ$, $\Delta = 0,0241$) występuje w warstwach naprzemianległych z piroksenowymi ($\angle z/\gamma = 40^\circ$). Ziarnka zserycytizowanych plagioklazów (30% An) są nieliczne i drobne. Żyłki prehnitu ($\angle 2V_\gamma = 72^\circ$) są poprzeczne do foliacji amfibolitów.

Dość podobne do łupkowych amfibolitów spod Łysego Garbu są laminowane amfibolity łupkowe o płytowej oddzielności odsłonięte w punktach 65 i 66 nad Skrzyńką. Są to amfibol-

lity z diopsydem ($\Delta = 0,0255$) rozproszonym wśród amfiboli lub plagioklazów, w przypadku gdy te ostatnie skupiają się w cienkie laminki. Krupkowaty tytanit rozproszony równomiernie. Grube ziarna apatyty. Miejscami partie chlorytu zgodne z foliacją amfibolitu.

Tu zaliczyć też można łupkowy laminowany amfibolit, stanowiący wkładkę wśród blastomylonitów łupkowych w punkcie 71, o naprzemianległych laminach zielonej hornblendy ($\angle z/\gamma = 14^\circ$, $2V_\alpha = 70-71^\circ$) i zupełnie rozłożonych plagioklazów. Obecne są też strefy drobnych czystych plagioklazów z niewielkim dodatkiem kwarcu. Udział piroksenu jest znikomy i ograniczony do lamin plagioklazowych. Cienkie warstewki drobnoziarnistego apatyty.

Wśród łupkowych amfibolitów (amfibol o kącie $z/\gamma = 16, 17^\circ$, $2V_\alpha = 77^\circ$) ze starego łomiku w Skrzynce w punkcie 63, tkwi zgodna wkładka około 1 m amfibolitu na oko bardziej masywnego, w istocie jednak łupkowatego i drobno pofałdowanego. W osi fałdków lamin hornblendy tkwią drobne przekrystalizowane

ziarna albitu (4% An). Są też większe ziarna o budowie pasowej (centrum — 23% obwódka — 27% An). Spotyka się również plagioklasy gęsto przetkane serycytem, czasem klinozytem i zebrane w agregaty o średnicy około 2 mm. Dużo jest również tytanitu, czasem z ośrodkami czarnych tlenków żelaza. Ukośne żyłki prehnitu o grubości 0,3 mm z nieznacznym dodatkiem kalcytu. Soczewkowate utwory lub krótkie pofałdowane i porożrywane warstewki składają się z serycytowych plagioklazów i diopsydu. Oba te minerały są czasem wypierane przez kalcyt.

W starym wyrobisku na SSE stokach Ciecierz w punkcie 14 obserwuje się wapienie krystaliczne z forsterytem mniej lub więcej zserpentyinizowanym.

Brekcje skarnowo-gnejsowe zrekrytalizowane odsłaniają się na wschodnich stokach Haniaka w punkcie 21 oraz na południe od Chwalisławia, tam gdzie na mapie niemieckiej znaczony jest syenit (punkt 94).

DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZ MIKROMETRYCZNYCH I CHEMICZNYCH

Ilościowy skład mineralny poszczególnych polimetamorfitytów został wyznaczony wybiórczo i nie może stanowić pełnej charakterystyki. Planimetrowano bowiem skały lepiej przekrystalizowane, pomijając bardzo drobnoziarniste, o silnym rozręciu biotyty i przemieszaniu go z jasnymi składnikami, gdyż w takich przypadkach należało liczyć się ze zbyt dużymi błędami. Analizą ilościową nie objęto również skał zawierających miążgę, obojętnie starszego czy młodszego pochodzenia. I tak w grupach I—VI nie zanalizowano żadnej próbki, w VII zanalizowano 22%, w VIII — 29%, w X — 86%, w XI — 50%, w XII i XIII — 100% zbadanych próbek.

Skład mineralny polimetamorfitytów zestawiono w tabelach 1—8 oraz zilustrowano graficznie na wykresach (fig. 4 i 5).

W trójkącie koncentracyjnym kwarc-mikroclin-plagioklaz punkty projekcyjne skupiają się głównie w polach adamellitów i granodiorytów. Tylko punkty projekcyjne dwóch blastomylonitów gnejsowych silnie zrekrytalizowanych układają się peryferycznie: jeden w polu sileksytów granodiorytowych (punkt 79b, tab. 3), drugi w polu granitów zwyczajnych (punkt 104b, tab. 3). Te same centralne pola zajmują gnejsy gieraltowskie i śnieżnickie Gór Białskich (Ansilewski 1966). T. Butkiewicz (1968) wyróżniła grupę paragnejsów plagioklazowo-mikroclinowych wydzielonych i opisywanych przez J. Dona (1958, 1963, 1964) jako gnejsy śnieżnickie. Punkty projekcyjne tych gnejsów

(Butkiewicz 1968) wypadają w centralnej partii trójkąta, natomiast w polu granodiorytów jest najwięcej paragnejsów plagioklazowych. Z powyższego porównania wynika, że zawartość i stosunki głównych minerałów większości polimetamorfitytów strefy Złoty Stok — Skrzynka nie odbiegają zbyt od przeciętnego składu serii gnejsów i łupków metamorfiku Śnieżnika.

Ponieważ poszczególne grupy polimetamorfitytów wydzielono głównie z uwagi na ich cechy strukturalne, nic dziwnego, że punkty projekcyjne poszczególnych grup są rozproszone nie tworząc odrębnych pól. Pewne zróżnicowanie daje się jednak zauważyć. Grupa hornfelsów wypada tylko w polu granodiorytów, grupa leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych (XII) odpowiada zawsze granitom, nigdy granodiorytom, natomiast najliczniej reprezentowana grupa gnejsów blastomylonitycznych o silnej blastezie (X) jest równomiernie rozproszona od granitów do tonalitów. Punkty projekcyjne polimetamorfitytów o najsilniejszej blastezie, ogólnie biorąc, dążą w kierunku boku mikroclin — kwarc.

Podobny brak uporządkowania zaznacza się w trójkącie prostokątnym mikroclin — plagioklaz — biotyty (fig. 5). Większość skał zawiera poniżej 10% biotyty wraz z chlorytem w stosunku do 90% przypadających na plagioklaz i mikroclin. Mniejsza ich część zawiera od 20 do 40% biotyty i chlorytu. Wyraźnie zaznacza się tu szeroka zmienność zawartości mikroclinu w grupie blastomylonitów gnejsowych

silnie zrekrystalizowanych od poniżej 0,5 do 70%. Dużą zmienność w tej samej grupie wykazuje plagioklaz (od 10 do 77%). Nie można się temu dziwić, trudno oczekiwać, aby z mylonityzacji i blastezy tak petrograficznie zróżnicowanego substratu jak kompleks metamorficzny Łądką — Śnieżnika, mogły powstać tektonity wykazujące prostą zależność stosunków ilościowych obu skaleni od stopnia blastezy.

Bogate w biotyt blastomylonity gnejsowe silnie zrekrystalizowane zawierają mniej mi-

kroklinu od większości blastomylonitów gnejsowych słabo zrekrystalizowanych, znacznie przy tym jednak uboższych w biotyt. Ogół jednak najsilniej zrekrystalizowanych i zleukokratyzowanych typów skalnych wyraźnie jest wzbogacony w mikrokl. Niestety nie można ocenić, czy i w jakim stopniu obecny udział mikroklinu uzależniony jest od blastezy mikroklinu pochodzącego ze zmylonityzowanego substratu, a nie od procesów feldspatyzacji i metasomatycznej przeróbki tego substratu.

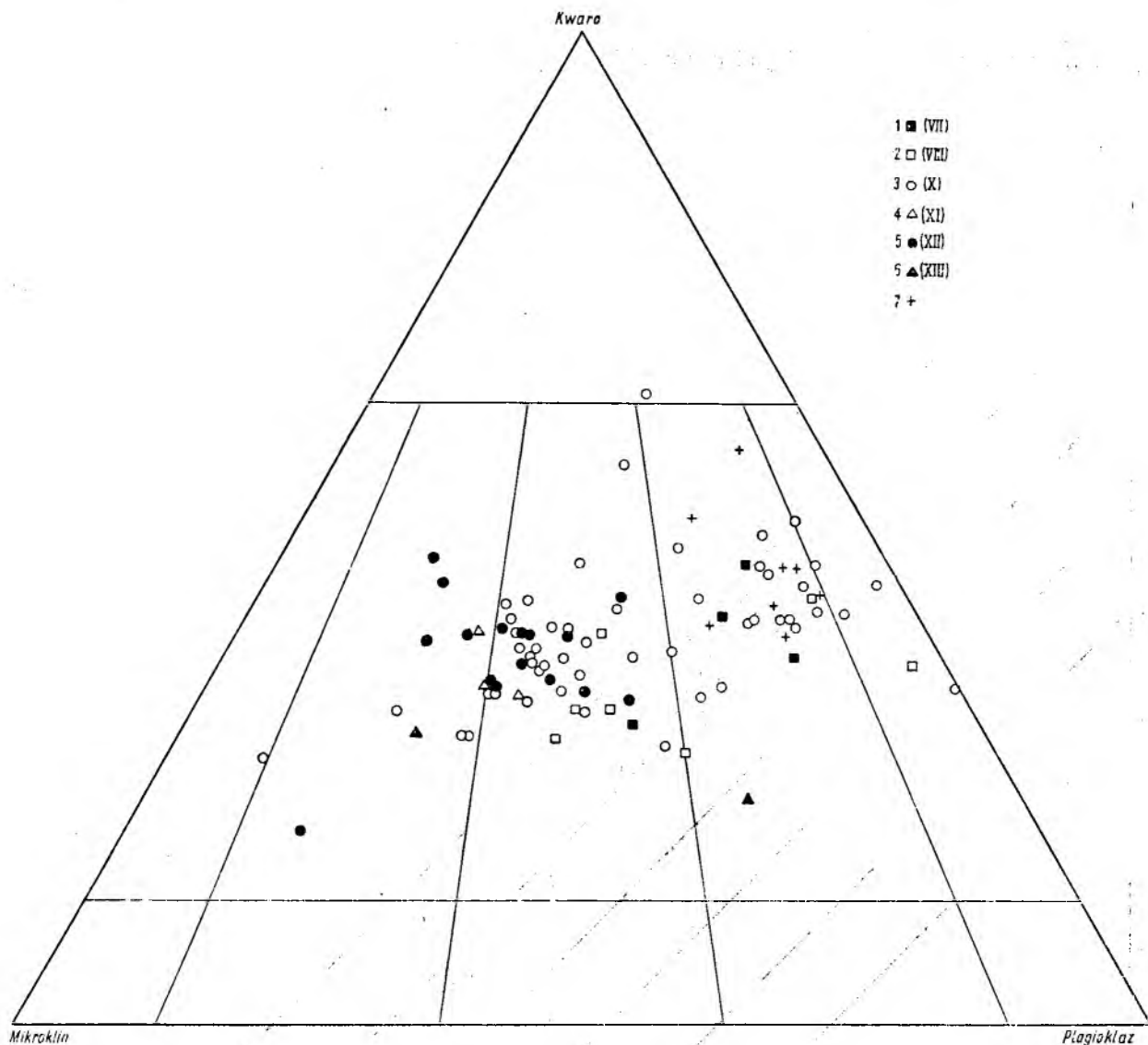


Fig. 4

Polimetamorfity strefy Złoty Stok — Skrzyńka w trójkącie: kwarc — mikroklin — plagioklaz z liniami podziału klasyfikacji granitoidów według K. Smulikowskiego

1 — blastomylonity łupkowe, 2 — blastomylonity gnejsowe słabo zrekrystalizowane, 3 — blastomylonity gnejsowe silnie zrekrystalizowane, 4 — blastokatakazyty leukogranitoidowe, 5 — leucokratyczne gnejsy blastomylonityczne, 6 — aplitoidy, 7 — hornfelsy. Cyfry rzymskie w nawiasach oznaczają grupy schematu klasyfikacyjnego (fig. 2)

Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzyńka zone in the triangular graph: Quartz — Microcline — Plagioclase

1 — schistous blastomylonites, 2 — poorly recrystallized gneissic blastomylonites, 3 — strongly recrystallized gneissic blastomylonites, 4 — leucogranitoid blastocataclases, 5 — leucocratic blastomylonitic gneisses, 6 — apliteoids, 7 — hornfelses. Roman numerals in parentheses mark particular groups of the rocks' evolution pattern (page 157)

Jeśli się weźmie pod uwagę wszystkie punkty projekcyjne polimetamorfitów, nie dzieląc ich na żadne grupy, to zauważa się w tym trójkącie pewien ogólny kierunek zróżnicowania: od środka boku biotyt — plagioklaz ukosem do boku mikroklin — plagioklaz i następnie ku narożu mikroklin. Takie zróżnicowanie zgodne jest ze znaną kolejnością blasty: najpierw wzrost plagioklazu kosztem łyżczyków i kwarcu, a dopiero później przyrost mikroklinu kosztem plagioklazu.

Z różnych skał blastomylonitycznych strefy Żłoty Stok — Skrzynka opisanych w obecnej pracy wykonano 14 nowych analiz chemicznych. Wraz z 7 analizami skał tej strefy opubli-

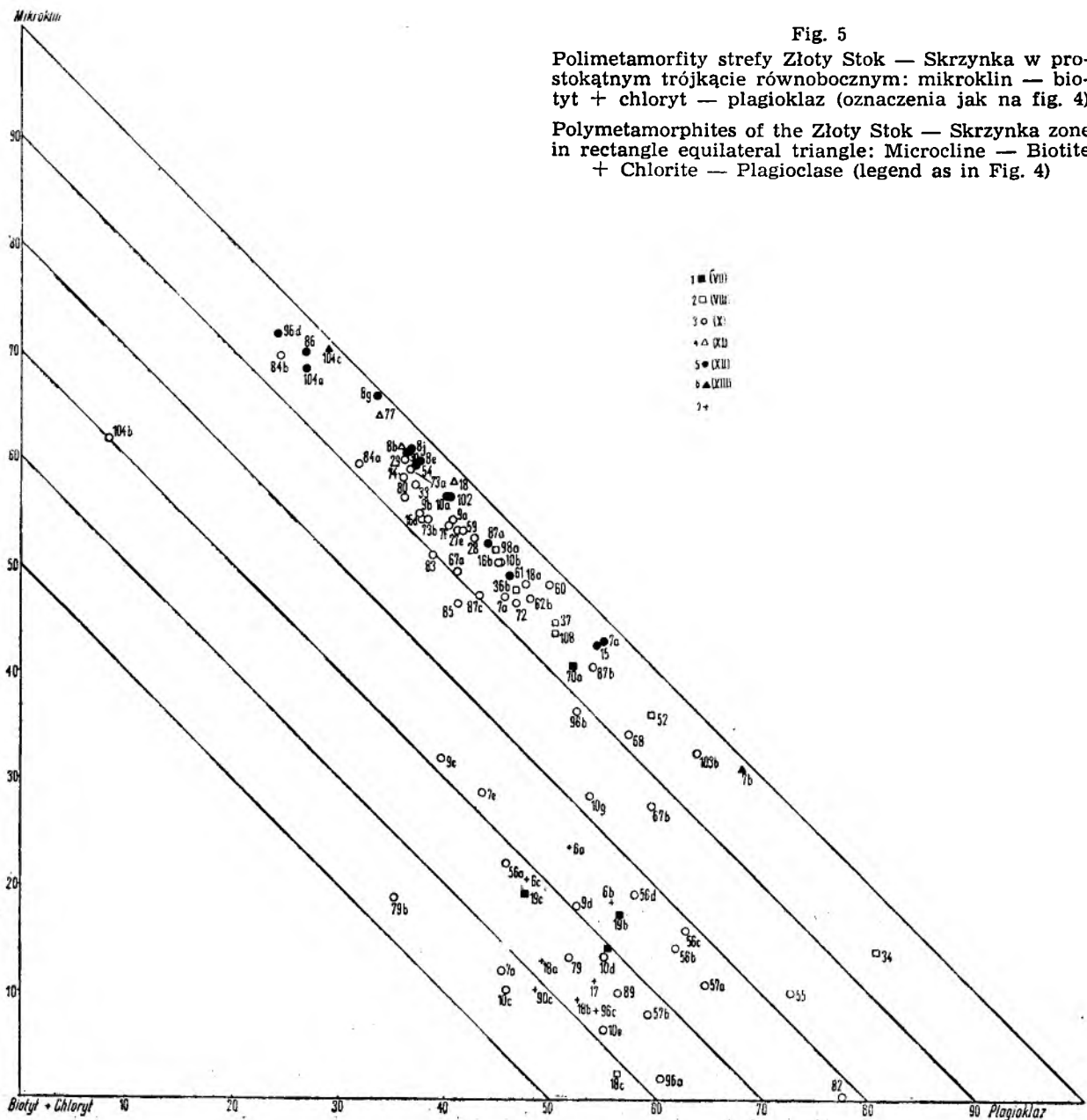
kowanymi dawniej przez innych autorów (Burchart 1958; Pendas, Maciejewski 1959) są one zestawione w tabeli 9.

Głównym celem nowych analiz jest umożliwienie porównania zróżnicowania chemicznego skał blastomylonitycznych strefy Żłoty Stok — Skrzynka z takimże zróżnicowaniem skał łupkowo-gnejsowych całego kompleksu metamorficznego Ładka i Śnieżnika, które przypuszczalnie dostarczyły materiału dla tektonicznej i polimetamorficznej przeróbki skał strefy Żłoty Stok — Skrzynka. Można oczekiwać, że — pomijając pewne wzbogacenie w wodę skał zmylonityzowanych — zróżnicowanie chemiczne obu serii skalnych, pierwotnej i pochodnej,

Fig. 5

Polimetamorfity strefy Żłoty Stok — Skrzynka w prostokątnym trójkącie równobocznym: mikroklin — biotyt + chloryt — plagioklaz (oznaczenia jak na fig. 4)

Polymetamorphites of the Żłoty Stok — Skrzynka zone in rectangle equilateral triangle: Microcline — Biotite + Chlorite — Plagioclase (legend as in Fig. 4)



Analizy chemiczne polimetamorfów strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyżka w % wag.
Chemical composition of the polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzyżka dislocation zone (weight per cent)

		Numery analiz																				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Skład chemiczny	SiO ₂	69,92	65,53	64,66	80,74	72,18	68,34	66,41	58,92	76,77	76,16	75,90	77,44	76,98	76,90	79,12	67,32	70,74	70,02	64,96	62,40	60,60
	Al ₂ O ₃	13,69	15,73	15,97	11,80	12,14	14,33	14,92	19,14	12,87	12,86	12,39	11,42	12,25	11,42	11,75	16,03	15,81	15,63	20,45	20,84	21,38
	Fe ₂ O ₃	0,56	1,56	0,51	0,66	1,08	0,60	1,85	1,77	0,46	0,07	0,66	0,88	0,39	0,96	0,48	1,67	0,53	0,54	1,49	2,12	2,27
	FeO	3,17	3,79	4,38	0,40	2,80	3,59	4,39	5,76	0,65	1,47	0,66	0,94	0,72	0,43	0,41	2,53	2,01	2,22	3,16	3,87	3,81
	MnO	0,03	0,04	0,06	0,01	0,03	0,05	0,09	0,13	śl.	0,03	0,02	0,02	0,02	—	0,03	śl.	0,04	0,05	0,06	0,10	0,19
	MgO	2,16	2,63	3,25	0,35	1,80	2,28	2,61	2,04	0,32	0,75	0,38	0,55	0,26	0,41	śl.	2,33	1,22	1,68	2,02	2,69	2,31
	CaO	1,30	1,50	1,88	0,57	1,72	2,25	1,68	1,54	0,67	1,30	0,64	1,44	1,44	1,35	1,65	2,20	1,44	0,67	0,30	0,16	0,28
	Na ₂ O	2,79	2,75	3,27	4,49	3,67	3,97	2,43	1,30	4,21	4,17	3,39	2,06	2,94	2,94	4,03	3,93	4,96	4,67	1,58	1,31	1,20
	K ₂ O	3,42	3,02	2,37	0,90	2,30	1,47	2,43	4,86	3,10	2,65	5,02	4,36	5,20	4,62	2,10	2,48	1,06	2,36	4,13	4,00	5,80
	H ₂ O ⁺	1,56	1,86	1,86	0,40	2,04	2,70	2,67	2,78	0,23	0,58	0,58	1,00	0,18	0,68	0,17	0,62	0,80	0,76	0,40	0,70	0,60
	H ₂ O ⁻	0,46	0,62	0,78	0,10	0,12	0,16	0,13	0,44	0,34	0,08	0,10	0,12	0,30	0,03	0,38	0,04	0,23	0,25	0,21	0,24	0,21
	TiO ₂	0,45	0,58	0,61	0,05	0,42	0,42	0,85	0,97	0,05	0,02	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,53	0,26	0,30	0,58	0,66	0,58
	P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,13	śl.	0,08	0,12	0,10	0,05	0,06	0,04	śl.	0,04	0,03	0,04	śl.	0,02	0,10	0,09	0,10	0,14	0,15
	S	0,04	śl.	0,04	śl.	0,02	0,02	0,05	0,05	śl.	0,05	0,02	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
	SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	0,19	0,18	0,17
Suma	99,67	99,76	99,75	100,47	100,40	100,30	99,94	99,60	99,73	100,23	99,82	100,34	99,79	99,87	100,14	99,74	99,45	99,44	99,66	99,48	99,60	
Stosunki kationów wymieszanych (fig. 6 i 7)	Si	1165	1091	1078	1346	1203	1139	1106	981	1279	1269	1265	1290	1283	1283	1317	1121	1178	1165	1082	1039	
	Al	268	308	314	232	238	280	292	374	252	254	244	224	241	224	230	157	310	306	400	408	
	Fe ²⁺	44	53	61	6	39	50	61	81	8	21	10	13	10	6	6	35	28	31	44	54	
	Mg	54	65	80	9	45	57	65	50	7	17	10	12	7	10	—	58	30	42	50	67	
	Ca	23	27	34	10	30	41	30	27	13	23	11	25	58	7	23	58	39	26	12	5	
	Na	90	90	106	146	120	130	78	42	136	136	110	68	94	94	130	128	160	150	52	42	
	K	72	64	52	20	48	82	52	104	66	56	106	94	110	98	44	54	24	50	88	84	
	Q	66,6	60,0	62,5	77,0	70,0	62,5	64,5	48,8	70,5	70,5	70,5	76,5	76,5	72,5	72,0	65,8	52,7	62,5	60,5	56,2	
	F	25,9	27,0	27,0	15,5	28,5	32,5	23,0	27,4	25,5	27,5	29,0	22,0	22,0	25,0	26,5	28,3	33,9	28,6	27,4	15,7	
	C	7,5	13,0	10,5	4,5	1,5	5,0	12,5	23,8	4,0	2,0	0,5	1,5	1,5	2,5	—	—	—	9,0	12,1	26,1	
Ca	12,5	15,0	18,0	5,7	15,5	20,0	18,5	15,6	6,0	10,8	5,0	13,5	3,5	3,5	10,7	25,0	17,6	12,4	5,7	3,5		
K	38,9	35,5	27,0	11,4	24,0	16,0	32,5	60,1	30,8	26,0	46,5	50,0	52,0	52,0	45,6	19,0	24,4	11,4	23,6	60,7		
Na	48,6	49,5	55,0	82,9	60,5	64,0	49,0	24,3	63,2	63,2	48,5	36,5	36,5	44,5	43,7	56,0	57,9	76,2	70,7	36,0		

1 — blastomylonit łupkowy grupy VII z punktu 19b pod Haniakiem (tab. 1), 2 — blastomylonit łupkowy grupy VII z punktu 70b ze Skrzyżki (tab. 1), 3 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy VIII z punktu 18c z Haniaka (tab. 2), 4 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy VIII z punktu 34 z góry Trzeboń (tab. 2), 5 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 50b z góry Trzeboń (tab. 3), 6 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 82 ze Skrzyżki (tab. 3), 7 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 98a pod Haniakiem (tab. 3), 8 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 104 b z Haniaka (tab. 3), 9 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 104 z Haniaka (tab. 3), 10 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 104 z Haniaka (tab. 3), 11 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 104 z Haniaka (tab. 3), 12 — blastomylonit gnejsowy słabo zrekrytalizowany grupy X z punktu 104 z Haniaka (tab. 3), 13 — blastokataklazyt leukogranitoidowy grupy XI z punktu 8b pod wzgórzem 710,8 m n.p.m. (tab. 5), 14 — leukokratyczny gnejs blastomylonitowy grupy XII z punktu 104a z Haniaka (tab. 6), 15 — gnejs blastomylonitowy grupy XII z punktu 104a z Haniaka (tab. 6), 16 — gnejs tonalityowy Jawornik, Burchart (1959), 17 — 21 — łupki łyszczykowe Jawornik, Burchart (1959).

będzie bardzo podobne, oczywiście w przypadku, gdy procesy przeróbki przebiegały mniej więcej izochemicznie.

Dla ułatwienia porównania obu serii zastosowano dwa wykresy stosunków chemicznych:

a) wykres normatywno-mineralny (+C Q F -C), w którym współrzędne reprezentują następujące minerały wyliczone ze stosunków kationów wynikających z analiz chemicznych:

F — suma skaleni (ortoklaz + albit + anortyt) według wzoru $F = K + Na + 2Ca$.

Q — nadmiar krzemionki w skale ponad proporcję potrzebną dla wysycenia skaleni i żelaza z magnezem w postaci metakrzemianu, według wzoru $Q = Si - (3K + 3Na + 2Ca + Fe^{2+} + Mg)$.

C — nadmiar glinki w skale ponad proporcję potrzebną do wysycenia skaleni (normatywny korund) według wzoru $C = Al - (K + Na + 2Ca)$.

W większości skał serii łupek mikowy — gnejs, nadmiar taki rzeczywiście istnieje, czyli że C ma wartość dodatnią. Nierzadkie jednak bywają przypadki niedomiaru glinki w stosunku do sumy potasu, sodu i wapnia, i wówczas C uzyskuje wartość ujemną.

Wartości C — Q — F przelicza się na sumę 100 i użytkuje jako współrzędne trójkąta kon-

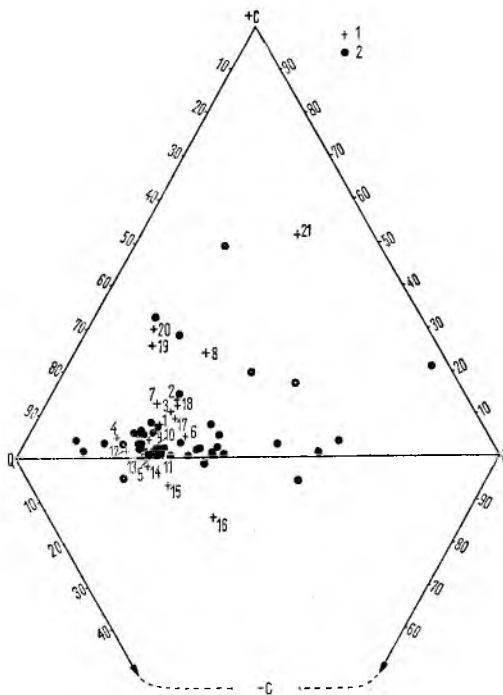


Fig. 6

Wykres normatywno-mineralny +C Q F -C dla skał:
1 — strefy Żłoty Stok — Skrzynka, 2 — metamorfiku Łądką i Snieżnika

Norm mineral diagram projection +C Q F -C for rocks of:

1 — Żłoty Stok — Skrzynka zone, 2 — Metamorphic complex of Łądek and Snieżnik area

centracyjnego. Wykres a ma postać podwójnego trójkąta równobocznego o wspólnej podstawie Q — F, z wierzchołkiem (+C) u góry, (-C) u dołu (fig. 6). Skały z nadmiarem Al znajdują się więc w górnym trójkącie, z niedomiarem Al w dolnym trójkącie koncentracyjnym, zwykle niezbyt daleko od boku Q F, ponieważ w serii skalnej łupki łyszczkowe — gnejsy zarówno nadmiar, jak i niedomiar Al rzadko osiągnęły wysokie wartości.

b) wykres stosunków kationów skaleniowych K — Na — Ca reprezentuje pojedynczy trójkąt koncentracyjny z proporcjami wymienionych kationów przeliczonymi na 100 jako współrzędnymi (fig. 7).

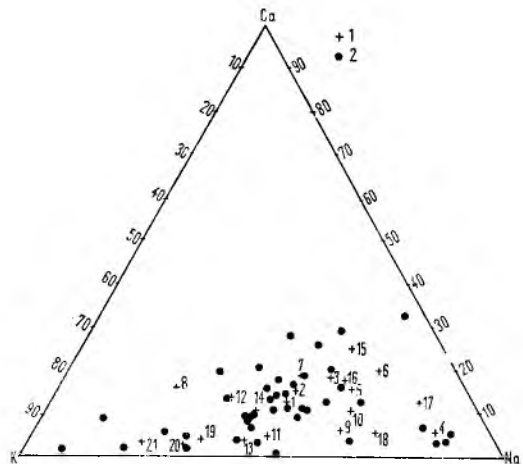


Fig. 7

Trójkąt koncentracyjny stosunków kationów skaleniowych K — Na — Ca dla skał:

1 — strefy Żłoty Stok — Skrzynka, 2 — metamorfiku Łądką i Snieżnika

Concentration triangle of K — Na — Ca cations for the rocks of:

1 — Żłoty Stok — Skrzynka zone 2 — Metamorphic complex of Łądek and Snieżnik area

W tabeli analiz chemicznych (tab. 9) poniżej zestawienia danych analitycznych w procentach wagowych, podane są też stosunki kationów potrzebne do obliczenia współrzędnych wykresów porównawczych a i b, jak również same współrzędne tych wykresów.

Współrzędne punktów projekcyjnych skał metamorfiku Snieżnika obliczono na podstawie 43 analiz chemicznych zaczepionych z prac następujących autorów:

— H. Pendias, S. Maciejewski (1959) pozycje: 158, 159, 160, 162, 164, 167, 168, 169, 178, 196,

— K. Smulikowski (1967), tab. 7, str. 50,

— J. Ansilewski (1966), tab. 5, str. 134,

— B. Wierchołowski (1966), tab. 10, str.

599 — pozycje 19—21,

— T. Butkiewicz (1968), tab. 11, str. 85.

Rozpatrując rozsiew punktów projekcyjnych w diagramie (+C Q F — C) stwierdza się następujące zależności:

1. Stosunek nadmiaru krzemionki (Q) do nadmiaru glinki w proporcjach skaleniowych (C) lub inaczej mówiąc stosunek potencjalnego kwarcu do potencjalnego korundu dla skał metamorfiku Śnieżnika jest bardziej stały. Punkty skał śnieżnickich skupiają się na rozległym polu bliskim wspólnej podstawy podwójnego trójkąta. Natomiast znacznie mniej liczne punkty skał strefy tektonicznej Żłoty Stok — Skrzyńka, wykazując mniejsze zróżnicowanie stosunku Q : F, zdradzają większą zmienność współrzędnej C zarówno w dodatnich, jak i ujemnych jej wartościach. Zróżnicowanie nadmiaru glinki jest więc większe w skałach strefy w porównaniu ze skałami całości metamorfiku Łądką i Śnieżnika.

2. Zmiany stosunku alkaliów do glinki są przypuszczalnie w tej strefie dlatego większe, że w wyniku procesów tektonizacji i rekrystalizacji alkalia łatwiej przechodziły ze skaleni w łyszczyki i na odwrót. Przechodzenie alkaliów w łyszczyki powoduje wzrost dodatniego C. Wzrostowi temu powinien towarzyszyć jedno-

czesny przyrost wolnej krzemionki (Q). Brak tej prawidłowości można by usprawiedliwić jednoczesnym przyrostem alkaliów, które by ten nadmiar wiązały. Dla ułatwienia orientacji w obu trójkątach zaznaczono numery analiz skał strefy według tabeli 9. Duży nadmiar glinki reprezentują niektóre łupki łyszczykowe Jawornika oraz blastomylonit z Haniaka (analiza 8, tab. 9), stosunkowo ubogi w krzemionkę oraz normatywny kwarc.

W drugim trójkącie K — Na — Ca widać zaś, że wszystkie skały strefy tektonicznej Żłoty Stok — Skrzyńka o większym nadmiarze glinki są bogatsze w potas, co oznaczało by proces serycytyzacji skaleni.

Mimo wykazanych różnic można uznać, że na ogół skały strefy — w tym prawie wszystkie polimetamorfity opisane w tej pracy — wykazują zgodność składu chemicznego ze skałami metamorfiku Łądką i Śnieżnika. Drobne różnice mogą wynikać przede wszystkim z większego petrograficznego zróżnicowania skał śnieżnickich reprezentujących wielki obszar i jednocześnie z selektywnego wyboru do chemicznych analiz polimetamorfitów strefy Żłoty Stok — Skrzyńka z niewielkiego obszaru.

ZAKOŃCZENIE

Z dokonanego przeglądu materiału skalnego z terenu *gnejsów haniackich* według autorów niemieckich zdaje się wynikać, że nazwą gnejs haniacki obejmowali oni różne typy polimetamorfitów o większej lub mniejszej blastezie. Wygląd zewnętrzny niektórych jaśniejszych typów tych polimetamorfitów przypomina gnejsy gierałtowskie, co jednak nie znajduje potwierdzenia w szczegółowych badaniach mikroskopowych. Jakkolwiek oba te typy skał gnejsowych łączą pewne cechy wspólne, pospolite zresztą u wszystkich gnejsów całego świata, to jednak istniejące między nimi różnice wykluczają możliwość łączenia ich w jedną jednostkę litologiczną, tak jak to zrobił J. Don. Opisów petrograficznych gnejsów gierałtowskich nie brak w polskiej literaturze geologicznej, więc przytaczanie ich tu wydaje się zbędne. Należy jednak podkreślić pewne cechy odróżniające gnejsy gierałtowskie od haniackich.

Gnejsy gierałtowskie nigdy nie zawierają kordierytu, sylimanitu i andalazytu. W gnejsach haniackich kordieryt, a czasem również sylimanit, występują we wszystkich odmianach skalnych, których chemizm na to pozwala. Odległość od intruzji granitoidowej natomiast wydaje się tu nie odgrywać większej roli. Jest to zupełnie zrozumiałe jeśli wzorem E. den Texa (1965) uważać kordieryt, jak również andalu-

zyt, nie za minerały antistressowe związane tylko z czysto termicznym, kontaktowym metamorfizmem, lecz za częste składniki zmetamorfizowanych regionalnie serii związanych z strefami orogenicznymi w wysoko temperaturowym sektorze metamorficznej ewolucji.

W jednych i drugich gnejsach plagioklasy są wypierane przez skałki potasowe. W gierałtowskich proces ten zdaje się przebiegać powoli i opornie poprzez stadium metasomatycznych antypertytów i pertytów. W wyniku korozji plagioklastu przez mikroklina powstają liczne i typowe myrmekity.

W gnejsach haniackich natomiast skałki potasowe wypierał plagioklasy, jak się zdaje, szybciej i łatwiej, czy to dzięki wyższym temperaturom, w których te procesy przebiegały, czy też dzięki silnemu mylonitycznemu skruszeniu plagioklastów. W gnejsach haniackich myrmekit jest bardzo rzadki, a w typowym wykształceniu wyjątkowy, co również tłumaczyć można szybkim przebiegiem mikroklinizacji plagioklastów.

Ewolucja metamorficzna gnejsów haniackich w przeciwieństwie do gierałtowskich odbywała się więc — według obecnych danych — w warunkach wyższych temperatur i niższych ciśnień.

Dla zilustrowania ewolucji gnejsów gierałtowskich i polimetamorfitów północno-zachod-

niego pasa strefy Złoty Stok — Skrzynka można by się posłużyć wykresem E. den Texa (1965) uproszczonym i zastosowanym przez K. Smulikowskiego (1968) do przedstawienia ewolucji eklogitów. Szczególnie użyteczny jest tu ciąg ewolucyjny grupy III eklogitów. Do grupy tej K. Smulikowski (1964) włącza te eklogity (najpospolitsze na całym świecie), które ściśle łączą się z kompleksami gnejsów i migmatytów tworząc w nich zgodne wkładki i uczestnicząc w ich metamorficznej ewolucji. Do grupy tej K. Smulikowski (1967) zalicza wszystkie eklogity metamorfiku Śnieżnika. Prawie wszystkie wystąpienia tych eklogitów, mniej lub więcej zamfibolizowanych, zamknięte są w obrębie serii gnejsów gieraltowskich biorąc bezpośrednio udział w ich ewolucji metamorficznej. Dlatego też ciąg ewolucyjny eklogitów mógłby zilustrować tu ewolucję metamorficzną samych gnejsów gieraltowskich: początek w wysokociśnieniowym sektorze metamorfizmu regionalnego (poniżej $18^{\circ}\text{C}/\text{km}$), później wśród amfibolizacji eklogitów i migmatytyzacji w sektorze pośrednim poniżej $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Na tym samym wykresie (fig. 8) zaznaczono również hipotetyczny ciąg ewolucyjny polimetamorfitów północno-zachodniego pasa strefy

tektonicznej Złoty Stok — Skrzynka. Można sobie bowiem wyobrazić, że po kataklazie i mylonityzacji seria strońska wraz z gnejsami gieraltowskimi i śnieżnickimi, w początkowych stadiach orogenezy hercyńskiej znalazła się w warunkach szybkiego przyrostu temperatury, tzn. w sektorze wysokotemperaturowym ewolucji metamorficznej E. den Texa (gradient geotermiczny $30\text{--}70^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Nastąpiło tu przejście z facji zieleńcowej przez fację albitowo-epidotowo-amfibolitową do facji amfibolitowej, gdzie w warunkach stałego szybkiego przyrostu temperatury powstała najpierw kombinacja kordieryt + andaluzyt, zastąpiona następnie przez kordieryt + sylimanit.

Trudno zgodzić się z argumentacją J. Dona (1964), że gnejsy haniackie muszą być przedwaryscyjskie, ponieważ waryscyjska intruzja kłodzko-złotostocka intruduje w nie niezgodnie. Progresa metamorfizmu wysokotermicznego w pewnych strefach orogenicznych może się kończyć uruchomieniem magmy, która wyciskana ku górze intruduje zgodnie lub niezgodnie w serie regionalne zmetamorfizowane w tym samym cyklu orogenicznym. Tak też wydarzyło się przypuszczalnie na omawianym obszarze.

Te same wysokotemperaturowe minerały

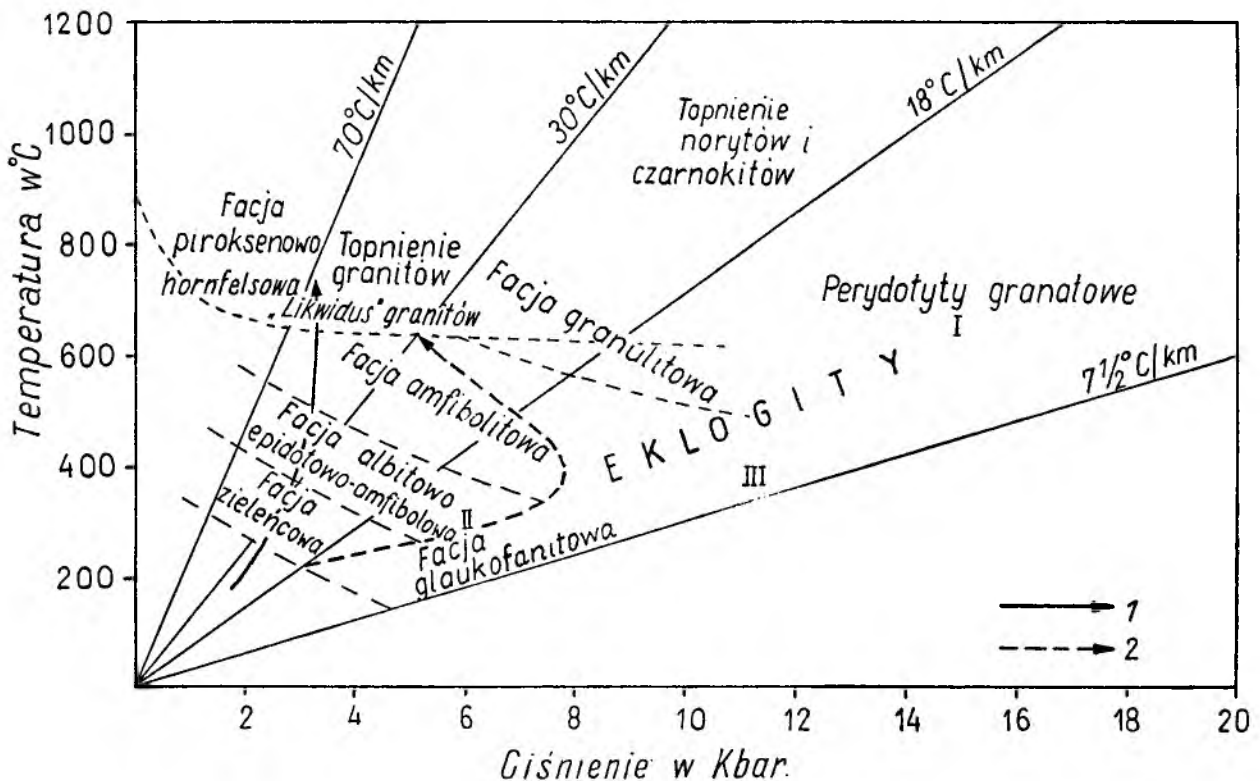


Fig. 8

Porównanie ewolucji metamorficznej gnejsów haniackich i gieraltowskich w wykresie p/t den Texa (1965) uproszczonym przez K. Smulikowskiego (1968)

1 — gnejsy haniackie, 2 — gnejsy gieraltowskie

Metamorphic evolution of the Haniak gneisses with that of the Gieraltów gneisses in the diagram by den Tex (1965) simplified by K. Smulikowski (1968)

1 — Haniak gneisses, 2 — Gieraltów gneisses

co w regionalno-metamorficznej serii gnejsowej mogły się utworzyć pod wpływem termicznego kontaktu intruzji kłodzko-złotostockiej z blastomylonitycznymi łupkami. Można sobie bowiem wyobrazić, że w głębszych partiach metamorficznego kompleksu, w warunkach subfacji sylimanitowo-kordierytowej, rozpoczęło się stopniowe wytapianie najłatwiej topliwych składników, jak kwarc i skalenie. Z czasem, w miarę stale rosnącej temperatury, następowało w większych głębokościach coraz silniejsze i masowe upłynnianie, powstawała więc zdolna do intruzji magma. Magma ta intrudowała miejscami zgodnie, miejscami niezgodnie w metamorficzny kompleks uprzednio zmetamorfizowany regionalnie w czasie tej samej fazy warycyjskiego cyklu orogenicznego. W głębszych poziomach metamorficznego kompleksu, gdzie regionalny metamorfizm wysokotemperaturowy przeobraził już łupki blastomylonityczne w gnejsy, kontaktowo-metamorficzne oddziaływanie magmy nie mogło się zaznaczyć blastezą nowych specyficznych minerałów. Natomiast w wyższych poziomach, gdzie intruzja napotykała łupki blastomylonityczne regionalnie słabiej zmetamorfizowane, dokonywała kontaktowego ich przeobrażenia. W ten sposób w tych płytkich strefach wysokotemperaturowe minerały jak kordieryt, sylimanit i andaluzyt, powstać mogły w wyniku czysto kontaktowego metamorfizmu. Dlatego też na tym samym obszarze, w niewielkich nawet odległościach, możemy mieć do czynienia z tymi samymi minerałami raz jako wskaźnikami metamorfizmu wysokotemperaturowo-regionalnego, drugi raz — metamorfizmu kontaktowego. Nic dziwnego więc, że skały jednakowego pochodzenia są w bliskim sąsiedztwie raz regionalnie raz kontaktowo zmienione, a cały kompleks gnejsów haniackich, obejmujący i jedne i drugie, jest tak dalece petrograficznie zróżnicowany.

Metamorficzna ewolucja polimetamorfitów złotostockich, zachodząca w warunkach wysokich stopni geotermicznych i prowadząca w końcu do powstania magmy granitoidowej, jest charakterystyczna i typowa dla *hercynotypowej strefy orogenicznej* H. J. Zwarta (1967, 1969). Natomiast kaledońskie orogeny wykazują zdaniem tego autora charakter pośredni między orogenami hercynotypowymi a alpinotypowymi i bardzo częsta w nich jest niskotemperaturowa progresja metamorfizmu i brak granitoidowych intruzji. To, że Kaledonidy Sudeków tym właśnie się odznaczają nie jest więc niczym niezwykłym i nie powinno skłaniać do zapełniania rzekomej luki kaledońskiej w sek-

wencji intruzji w Górach Śnieżnickich gnejsami gierałtowskimi i haniackimi, które według wszelkiego prawdopodobieństwa nic z tym nie mają wspólnego.

W przedstawionej pracy scharakteryzowano petrograficznie cały zróżnicowany inwentarz skalny terenu, na którym geologowie niemieccy wydzielili bliżej nieokreśloną jednostkę: gnejsy haniackie GH. Miały one przedstawiać produkty blastomylonitycznej przeróbki gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich, w wyniku której oba typy gnejsów zatraciły swą odrębność. Jednocześnie ci sami autorzy zaznaczyli osobną sygnaturą (Gs) na arkuszu Łądek blastomylonityczny gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie, podobnie jak gnejsy haniackie bliżej nieokreślone. W ten sposób nazwa gnejs haniacki sprowadza się tylko do pojęcia lokalnego i nie wiadomo co ma właściwie oznaczać. W świetle przedstawionych materiałów i wypływających z nich wniosków wydaje się, że nazwa gnejs haniacki mogłaby być użyteczna w regionalnych opracowaniach pod warunkiem, że nada się jej bardziej konkretne znaczenie, które dałoby się sformułować w sposób dwojaki:

A. W *szerszym geologicznym ujęciu*, mogącym znaleźć zastosowanie np. przy kartowaniu terenu, gnejsiem haniackim można by nazywać każdy silnie zrekrytalizowany o blastokataklastycznej przeszłości polimetamorfit północno-zachodniego pasa strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyńka. W tym sensie haniackim gnejsiem byłby zarówno blastomylonit gnejsowy o wyraźnej foliacji, jak i prawie bezkierunkowy blastokataklastyczny czy też aplitoid grup IX—XIII w schemacie klasyfikacyjnym oraz kikiryty powstałe z nich w wyniku młodszej kataklazy.

B. Z *czysto petrograficznego natomiast punktu widzenia* pojęcie gnejsu haniackiego dałoby się zawęzić do dwu tylko grup polimetamorfitów: leukokratycznych gnejsów blastomylonitycznych (grupa XII) oraz jasnych silnie zrekrytalizowanych blastomylonitów gnejsowych, które stanowią główną masę pasa gnejsów haniackich, bez ciemnych silnie biotytowych odmian upodabniających się do łupków mikowych. Takie petrograficzne zawężenie terminu gnejsy haniackie trudno byłoby uwzględnić przy kartowaniu geologicznym, gdyż ciemne gnejsy tworzą przewarstwienia w jasnych gnejsach i nie dają się z nich kartograficznie wydzielić.

Zakład Nauk Geologicznych PAN
w Warszawie

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1966: Petrografia metamorfiku Gór Białskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. II.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik Granitoids (Eastern Sudetes). *Arch. miner.*, t. XXII, z. 2.
- BUTKIEWICZ T., 1968: Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko Mts. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- DON J., 1958: Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Łądka. Materiały do konferencji terenowej PAN na metamorfiku kłodzkim.
- DON J., 1963: Następstwo serii infrakrustalnych w metamorfiku Śnieżnika. The consequences of infracrustal series in the metamorphic of Śnieżnik. *Acta Musei Silesiae*. Ser. A, vol. XII. Opava CSSR.
- DON J., 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts, as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, vol. I.
- DRESCHER-KADEN F. K., 1948: Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Spring. Ver. Berlin.
- FINCKH L., MEISTER F., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Lieferung 343. Blat. Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläuterungen) Reichsamt für Bodenforschung. Berlin.
- KOWALSKI W. M., 1967: Skaly metamorficzne ze Złotego Stoku (Dolny Śląsk). Metamorphic rocks from Złoty Stok (Lower Silesia). *Pr. geol.* 42.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1971: The „Haniak Gneisses” near Złoty Stok in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. de la Terre*, vol. XIX, No 4.
- PENDIAS H. i MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skal magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Pr. Inst. Geol.* 24.
- QUENSEL P., 1916: Zur Kenntnis der Mylonitbildung. *Inst. Uppsala Bull.*, vol. XV.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.
- SMULIKOWSKI K., 1960: Evolution of the Granite-Gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. Report of the International Geological Congress, XXI Session, Norden, Part XIV., Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1964: An Attempt at Eclogite Classification. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. des. sci. géol. et géogr.*, vol. XII, No. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1967: Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. III.
- SMULIKOWSKI K., 1968: Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos*, vol. 1, No 2.
- SMULIKOWSKI W., 1959a: Gnejsy Sowiej Kopy k. Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes). *Arch. miner.*, t. XXII, z. 1.
- SMULIKOWSKI W., 1959b: Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. des. sci. chim., géol. et géogr.*, vol. VII, No. 9.
- den TEX E., 1935: Metamorphic lineages in orogenic plutonism. *Geologie en Mijnbouw.* 44, No. 4.
- WENK E., 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneis. *Neues. Jb. Miner. Mh.*, vol. V.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1966: Granitoidy Bielice i ich osłona łupkowa. Bielice granitoids in Sudetes and their metamorphic mantle. *Arch. miner.* t. XXVI, z. 1 i 2.
- ZWART H. J., 1967: The duality of orogenic belts. *Geologie en Mijnbouw.* 46e, No. 8.
- ZWART H. J., 1969: Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. *The Geological Association of Canada, Special Paper* No. 5.

Maria KOZŁOWSKA-KOCH

POLYMETAMORPHITES OF THE ZŁOTY STOK — SKRZYŃKA DISLOCATION ZONE

Summary

Different rock types of the so called Haniak gneiss area were submitted to petrographical examination. This area constitutes the NW marginal part of the Złoty Stok — Skrzyńka dislocation zone and consists of various cataclasites, mylonites, blastocataclastic- and blastomylonitic schists or gneisses. 90 micrometric analyses and 14 new chemical analyses were executed and 7 analyses cited from the literature. The polymetamorphic character of the examined rocks was proved. A tentative classification pattern of those polymetamorphites was presented and petrographical characteristics of each of the 14 distinguished rock-groups summarized. A definition of so called

Haniak gneiss in twofold — geologic and petrographic — meanings was proposed.

So called Haniak gneisses are supposed to have been originated in the course of cataclasis and mylonitization of different rocks of the Łądek — Śnieżnik metamorphic area (Stronie series, Gieraltów- and Śnieżnik gneisses), then followed by a new progressive stage of regional metamorphism. The presence of cordierite, andalusite and sillimanite suggests the high temperature sector of this metamorphism, issuing finally in the production of a granitoid magma of the Kłodzko — Złoty Stok intrusion.

INTRODUCTION

The dislocation zone of Złoty Stok — Skrzyńka ranges along the NW borders of the metamorphic massif of Śnieżnik Mts, coming there into contact with the plutonic massif of Kłodzko — Złoty Stok. The formation of this zone was contributed by K. Smulikowski (1957) to young Caledonian- in part early-Hercynian movements.

The metamorphic massif of the Śnieżnik Mts. is composed of the Stronie supracrustal schist series and of the granitoid gneisses of Gieraltów- and Śnieżnik types. According to German geological maps 1:25 000 (Złoty Stok, Łądek, Wojciechowice — Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942) *gneisses of Haniak type* form a rather narrow belt running along the contact of the blastomylonitic zone of Złoty Stok — Skrzyńka against the intrusive massif of Kłodzko — Złoty Stok. The German writers considered the Haniak gneisses as not exactly defined products of blastomylonitic remodelling of the Gieraltów- and Śnieżnik gneisses. J. Don (1958, 1963, 1964) included the Haniak gneisses

into the group of Gieraltów gneisses representing in his opinion a Caledonian intrusion younger than the Śnieżnik gneisses.

It appears from detailed observations that the Haniak gneisses may be considered as a product of complicated and complex metamorphic processes starting with the cataclasis and mylonitization of the Stronie series and of both the Gieraltów and Śnieżnik gneisses as well. This destructive process was then followed by a renewed progressive metamorphism consisting in the recrystallization and in part metasomatic transformation of the blastomylonites, which was a prelude to the intrusion of Złoty Stok granitoids. The last mentioned hypothesis was published in 1971 in a preliminary paper dealing with the petrographic study of the Haniak Hill area near Złoty Stok. After the investigation in the whole area in question it became evident that the Haniak gneisses are characterized by a very distinctive petrographic variability. This is not surprising having in mind their blastomylonitic derivation. The ca-

taclastic relics are perfectly visible even in the most recrystallized rock types.

The rocks of the Złoty Stok — Skrzyńka zone present products of several tectonometamorphic phases: The regional metamorphism of supracrustal series yielding the Stronie series and both the Gierałtów- and Śnieżnik gneisses was the first stage of metamorphism. The next stage were cataclasis and mylonitization of the older rocks. Then followed blastesis and in part metasomatic remodelling of the cataclastic and mylonitic series in the high temperature regional metamorphic conditions. In the course of considerable temperature growth in deeper levels the magma of Kłodzko — Złoty Stok in-

trusion was mobilized and afterwards squeezed up. This magma coming into contact with only slightly metamorphosed blastomylonitic schists could effect very distinct metamorphic changes and produce even true hornfelses. On the contrary, when touching blastomylonitic gneisses strongly recrystallized by high temperature regional metamorphism and assimilated in their composition to granitoids, as many Haniak gneisses, no distinct signs of contact metamorphism might be evolved in them. Finally the recrystallized, remodelled and entirely rigid rocks were submitted to new deformations being converted to kakirites. Those very rocks appear to be the final stage of the evolution of the polymetamorphites in question.

PETROGRAPHIC CLASSIFICATION

In different places of the investigated complex different polymetamorphites may be found, their petrographic properties depending on the kind of previously cataclased rock matter as well as on the degree and the way the cataclasis was acting and, finally, on the very complicated processes of blastic remodelling.

For illustration of the variability of the examined rocks and for systematic purposes an annexed pattern may be used, dealing with all possible and in fact realized rock types arranged in the order of increasing blastesis. The Roman numerals of particular classification units mark different tectonite groups, whereas the Arabian figures indicate the number of samples of the given group encountered by the author. The frequency of particular groups in the area examined is very different, the IX group is supposed to be very rare having not any representative in the material collected hitherto. The groups of this pattern are not to be considered as distinctly delimited classification units. There exist all possible connexions and transitions between them as marked by arrows, and sometimes it is very difficult to ascribe a given rock to a definite classification group.

I Group — Cataclasites containing numerous primitive grain relics. Relics of crushed gneisses (microcline and quartz porphyroclasts and feldspar-quartz granular assemblages here and there enriched in micas) are enclosed within dark and very fine-grained and unoriented groundmass of such breccia-like rocks (Pl. I, Photo 1, 2).

II Group — Finely crushed cataclasites, compact and fine-grained. Primitive schistous fabric almost entirely effaced in the course of cataclasis. Abundant cataclastic matrix mixed thoroughly with small quartz, feldspar and chlorite grains (Pl. I, Photo 3).

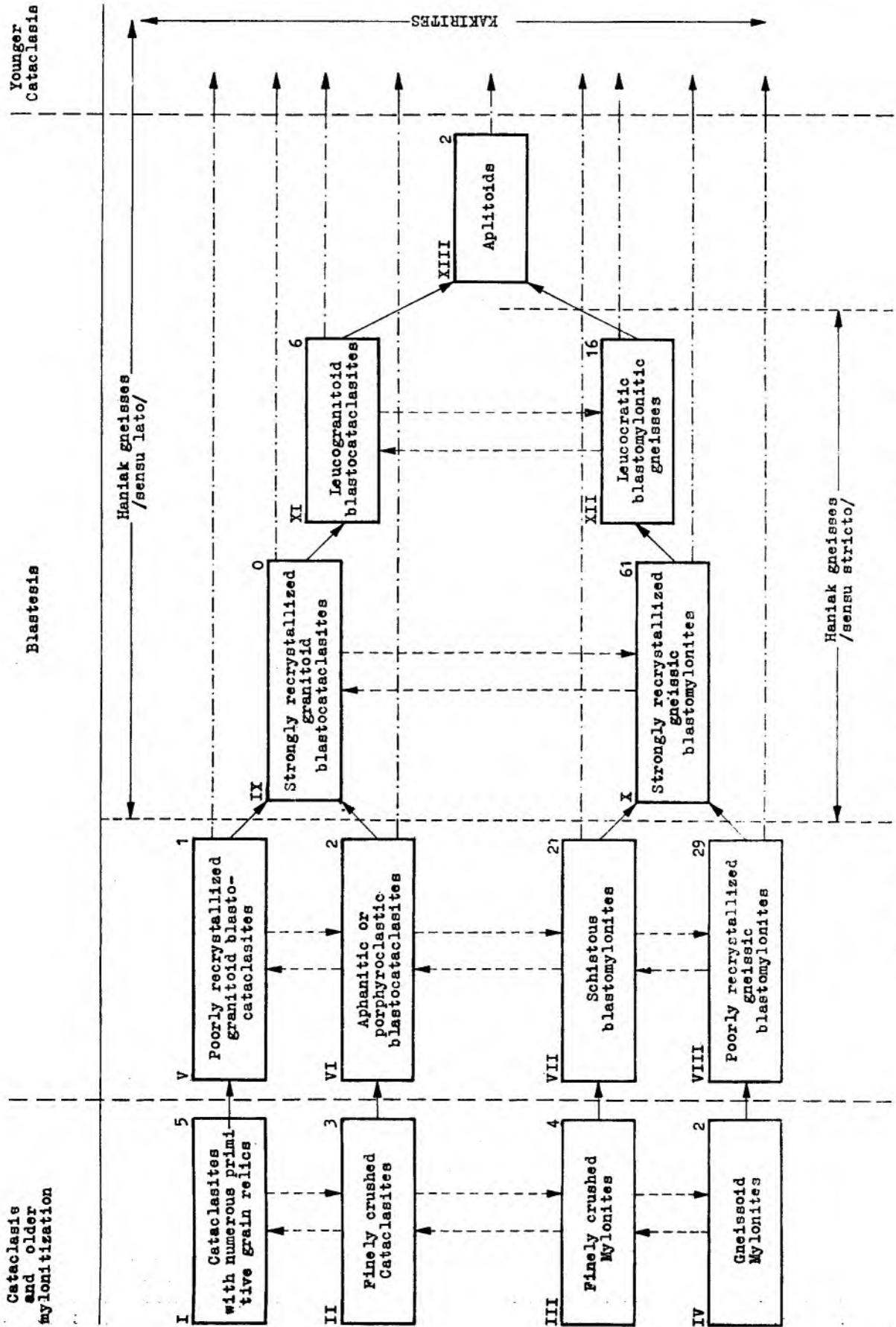
III Group — Finely crushed mylonites are supposed to be products of grinding and rolling out of various gneiss types. Squeezed microcline lenses are in places preserved being surrounded by finer ground components. Veinlets oblique to the foliation formed in the course of the youngest cataclasis filled up with adularia, chlorite, rarely calcite.

IV Group — Gneissoid mylonites present dark rocks with rather distinct foliation. Finely ground components with more or less marked preferred orientation. Well preserved gneiss fragments implanted in a mylonitic matrix (Pl. I, Photo 5).

V Group — Poorly recrystallized granitoid blastocataclasites. Feldspar- and quartz porphyroclasts surrounded by the light-coloured fine-grained and unoriented matrix. Slight symptoms of blastesis visible in this matrix (Pl. I, Photo 6).

VI Group — Aphanitic or porphyroclastic blastocataclasites are dark, fine-grained and quartzite-like compact and unoriented rocks. Strongly but unevenly crumbled rock components are slightly recrystallized (Pl. I, Photo 7).

VII Group — Schistous blastomylonites present mostly dark-grey and compact schists characterized by distinct foliation and dense lamination or only by the streaky condensation of biotite scales in a somewhat lighter feldspar-quartz groundmass. Fine aggregates of light-coloured mica are supposed to represent pinitic pseudomorphs after cordierite. A small part of them might have originated at the expense of andalusite, present here in relics. Sometimes in the groundmass of a schistous blastomylonite light-coloured feldspar-quartz streaks poor in biotite appear parallel to the rock foliation. They contain megascopic cordierite partly pinitized. Thin rods of sillimanite or bundles of fibrolite are also met with. Schi-



Evolution pattern of the polymetamorphites of Złoty Stok — Skrzyńka zone

stous mica-rich blastomylonites display delicate corrugation (Pl. I, Photo 9) in consequence of their more plastic behaviour during the youngest movements. In some blastomylonites garnets have been grown mainly at the expense of quartz and sericitized plagioclases (Pl. IV, Photo 2). In some places small fragments of mylonitized gneisses are preserved (lenticular quartz-feldspar assemblages wrapped in mica stripes).

VIII Group — Poorly recrystallized gneissic blastomylonites. It is a very frequent rock group characterized by constant presence of megascopic feldspar. There are fine-grained light-coloured varieties poor in mica scales and finely crushed as well as distinctly foliated varieties rich in mica containing bigger feldspar blasts. There are also varieties resembling blastomylonites, but carrying megascopic feldspars. Some parts of the dark schists have been gradually diluted in light-coloured blastomylonitic rock-medium (Pl. II, Photo 2). Plagioclase glomeroblasts represent sometimes clusters of fragments of some bigger grains previously crushed. These fragments are sometimes cemented by an intergranular K-feldspar. In somewhat strongly recrystallized blastomylonites the intergranular microcline is seen to replace finely granulated plagioclases growing into bigger irregular blasts. Myrmekite occurs rarely and rather in nontypical form. In some blastomylonites an older microcline is preserved, inherited from the Gieraltów gneisses.

X Group — Strongly recrystallized gneissic blastomylonites constitute the most common group widely differentiated in their mega- and microscopic appearance. There are relatively light-coloured gneisses carrying a few per cent of biotite and chlorite and dark gneisses with 10–25 per cent of both these minerals (Tabl. 3; 4). The mica arrangement is quite variable in the dark gneissic blastomylonites. Some biotite flakes are dispersed in more or less recrystallized feldspar-quartz groundmass, the other are gathered in irregular condensations (Pl. II, Photo 5). Here and there mica clusters have been gradually dissolved in the paragneiss-like grey groundmass. The biotite is associated with pinitic pseudomorphs sometimes with cordierite relics (Pl. IV, Photo 3, 4). There are also varieties displaying an even and thin lamination (Pl. II, Photo 6). The laminae of even recrystallized and pavement-like plagioclase aggregates (Pl. V, Photo 1) alternate with mosaic-like quartz and biotite laminae. Sometimes these laminae are lenticularly swelled up. In some places both light-coloured and dark laminae have grown thicker and the rocks have got a typical gneiss appearance (Pl. II, Photo 7). Dark laminae of some gneisses are mostly composed of pinitic pseudomorphs interwoven

with abundant mica scales and fibrolite bundles.

Sometimes the foliation has been gradually effaced by feldspar blastesis (Pl. II, Photo 5). K-feldspar has grown into big tentacular blasts interwoven with plagioclase, quartz and biotite relic inclusions. In the course of the feldspar blastesis some blastomylonites have been differentiated into biotite-rich and biotite-poor stripes oblique to their partly effaced foliation. This blastesis may have also occurred in some laminae of dark gneisses causing their parallel streakiness. However, in some blastomylonites the foliation has been mostly preserved. Some of the schistous blastomylonites have passed into gneisses of migmatite appearance in consequence of penetration of a pegmatitic matter between the biotite laminae.

The light-coloured gneissic blastomylonites carrying pinitic and cordierite have been encountered in three places only. Most of the light gneissic blastomylonites present fine-grained massive rocks with minute mica scales scattered within the feldspar-quartz groundmass or gathered into thin stripes, sometimes slightly corrugated or strongly folded (Pl. II, Photo 8). The preferred orientation for the most part indistinct, appears clearly in a few places only. It is supposed to be the previous tectonite orientation, later partly effaced by microcline blastesis. Microcline has been grown from the intergranular spaces and owing to fine rock granulation has penetrated with tortuous channels between plagioclase- and quartz blasts and even between separate fragments of each broken plagioclase grain. Finally there are observed big, often amoeba-like microcline blasts. The frequent group of light-coloured gneissic blastomylonites from Skrzyńka village is characterized by their remarkably saccharoid grain and very often by their migmatitic appearance as well (Pl. III, Photo 1). Their cataclastic texture has been almost entirely healed in the course of their strong blastesis. The fine-granulated parts are, however, locally preserved, the separate elements having been stuck by intergranular microcline.

XI Group — Leucogranitoid blastocataclases present light-coloured unoriented feldspar-quartz rocks poor in biotite and chlorite (1–2 per cent by vol.). They display heteroblastic texture characterized by a strong indentation of quartz and K-feldspar. This kind of fabric and the biotite and chlorite scarcity are supposed to be the main distinctive features of the leucogranitoid blastocataclases as compared with the light-coloured strongly recrystallized gneissic blastomylonites.

XII Group — Leucocratic blastomylonitic gneisses. This group comprises all those blastomylonitic gneisses in which the joint biotite-, chlorite-, and iron ore contents do not

exceed 3 per cent by rock volume. These are strongly recrystallized blastomylonites exhibiting, however, some traces of the older tectonization. They are bound by several features in common with the light-coloured gneisses of the X group, but they differ from them in slightly lower dark mineral contents (compare Table 4 and 6). They seem to approach the blastocataclasites of XI group but contrary to this very group they always show more or less apparent foliation (Pl. III, Photo 3) or only a streaky preferred orientation of mica condensations (Pl. III, Photo 4).

XIII Group — Aplitoids. Dark mineral contents fall below 1 per cent by volume. Such light-coloured and unoriented rocks exhibit a leucogranitic or aplitic appearance (Pl. III, Photo 5). Their mineral grain shapes seem to point to the crystallization conditions approximating the magmatic ones. A small part of microcline has remained at the stage of intergranular fillings or in the amoeba-like blasts. Most microclines have recrystallized, however, into hipautomorphic, frequently Carlsbad twinned crystals (Pl. VI, Photo 2).

Kakirites. In the consequence of late rigid deformations of the blastomylonitic complex

many blastomylonitic rocks were cut in different directions by some crushing zones. The rocks were strongly crushed along these zones, the primitive texture of the rock fragments between the cataclastic matrix is, however, well preserved. This kind of tectonites according to P. Quensel's definition (1916) was termed kakirites. The kakirites of the area in question derive from the following groups of previously described tectonites: V (Pl. III, Photo 6), VII, VIII (Pl. III, Photo 7), XI (Pl. VI, Photo 3, 4) and XII.

In the immediate vicinity of the Kłodzko — Złoty Stok „syenites” the feldspar-quartz-biotite rocks of *hornfels type* are met with. They are usually massive, sometimes slightly foliated, in this case being more or less similar in their megascopic appearance to some dark gneissic blastomylonites of the group X.

Metabasites and *carbonate rocks* present thin intercalations within the blastomylonitic complex. There are laminated and foliated or massive amphibolites frequently carrying clinopyroxene. Some of the unoriented amphibolites are supposed to represent amphibolitized eclogites. The marbles and recrystallized breccias of skarn with gneiss were distinguished among the carbonate rocks.

CONCLUSIONS

The detailed microscopic examination excluded the possibility of identifying the Haniak- with the Gieraltów gneisses. The main difference between them is the presence of such minerals as cordierite, sillimanite and andalusite in the Haniak gneisses, if only allowed by their chemism, while the Gieraltów gneisses do not contain any of these minerals. The presence of those minerals does not seem to be conditioned by the proximity to the granitoid intrusion. This is not surprising, if according to E. den Tex (1965) cordierite and andalusite are not considered to be purely contact metamorphic minerals, but they may be treated as typical of the high temperature sector of regional metamorphism.

The Haniak- and Gieraltów gneisses differ also in the velocity of their inter-feldspar reactions. In both gneisses the plagioclases have been replaced by K-feldspars. But in the Gieraltów gneisses this process seems to have proceeded slowly and with some resistance, through several metasomatic antiperthite- or perthite-like stages. A plentiful and typical myrmekite has been produced in the consequence of corrosion of plagioclase by microcline.

In the Haniak gneisses the replacement of plagioclases by microcline is, however, supposed to have been facilitated by the strong and

fine mylonitic granulation of plagioclases, and by higher temperature during that process as well. The rarity and rather nontypical form of myrmekite in those gneisses might be also explained by the quick progress in K-feldspar aggression. The metamorphic evolution of the Haniak gneiss — contrary to that of the Gieraltów gneisses — is supposed to have occurred in higher temperature- and lower pressure conditions.

The difference in metamorphic evolution between the Haniak gneisses and the Gieraltów gneisses has been illustrated by means of somewhat simplified form of the p/t diagram of den Tex (1965), which was applied by K. Smulikowski (1968) to the explication of the eclogite evolution. This comparative diagram was published by the present author in her preliminary paper in English version (1971), to which the reader of this summary may be referred. The Gieraltów gneisses — like all eclogites intercalated therein — are thought to have passed in the early stages of their evolution along the high pressure sector of regional metamorphism. However, after having reached the amphibolite facies belt they have been submitted to gradual relaxation of total pressure, but to some increase of water pressure with growing temperature, owing to which the

passage to the intermediate sector of subsequent granitization phenomena have been realized. The „Haniak gneisses”, instead, after having endured strong mylonitization in quite low temperature, have been submitted to progressive metamorphism straight through the high temperature sector, reaching finally the possibility of fractional granite magma generation.

This kind of high temperature regional metamorphic evolution is characteristic and typical for the *hercynotype orogenic belts* of H. J. Zwart (1967, 1969). However, the products of Caledonian orogenic period according to this author are usually characterized by their low temperature metamorphic evolution. The lack of granitoid intrusions is also very characteristic of this older orogenic cycle. It is not surprising at all if the Sudetic Caledonides display the same particularity.

In the course of investigations undertaken by the present author it became evident that the term „Haniak gneiss” could not have any definite meaning from the petrographical point

of view. If for the regional geologic purposes in the Sudetes the term „Haniak gneiss” would be preserved, it should be more concretely defined. This definition could be formulated in twofold meanings:

In the wider geologic point of view the term Haniak gneiss might be used for each strongly recrystallized polymetamorphite, of blastocataclastic derivation, belonging to the NW belt of the Złoty Stok — Skrzynka tectonic zone. In this meaning the term Haniak gneiss may designate a distinctly foliated gneissic blastomylonite as well as almost entirely unoriented blastocataclasite and aplitoid or, finally kakirites derived from them in the course of the youngest period of cataclasis.

In the purely petrographic point of view the term Haniak gneiss should be, however, confined to two groups of polymetamorphites only: The leucocratic blastomylonitic gneisses (XII group) and gneissic light-coloured strongly recrystallized blastomylonites (X group). The dark biotite-rich varieties similar to mica schists should not be included therein.

Research Centre of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warsaw

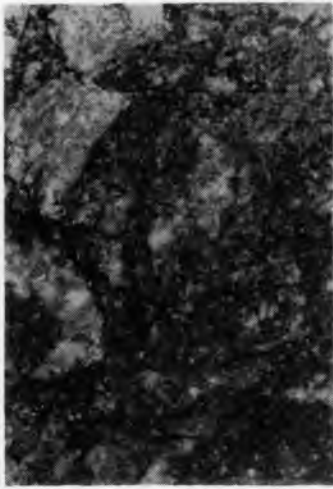
PLANSZA I

PLATE I

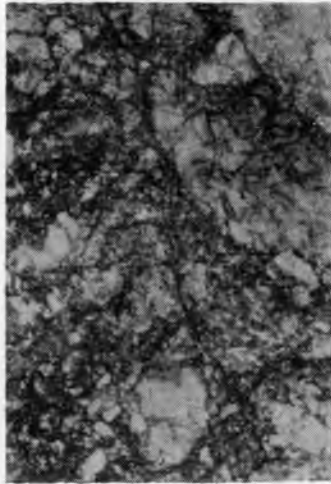
- Fot. 1 i 2. Brekcjowate kataklazyty (grupa I) z punktu 88. Zmiennej wielkości i kształtu relikty skał gnejsowych w tle skalnym obfitującym w miazgę skalną i chloryt
Breccia-like cataclasites (group I) from the point 88. Gneiss relics of different shape and size are enclosed in a chlorite-rich cataclastic matrix
- Fot. 3. Drobnno rozarty kataklazyt (grupa II) z punktu 107d
Finely crushed cataclasite (group II) from the point 107d
- Fot. 4. Drobnno rozarty mylonit (grupa III) z punktu 99. Zachowane drobne porfiroklasty mikroklinu. Ukośne żyłki chlorytowo-adularowe
Finely crushed mylonite (group III) with small microcline porphyroclasts and oblique chlorite-adularia veinlets (point 99)
- Fot. 5. Mylonit gnejsowaty (grupa IV) z punktu 107e. Relikty gnejsowe w przeważającej masie rozartych i kierunkowo uporządkowanych składników. Ukośne i poprzeczne żyłki chlorytowe i albitowe
Gneissoid mylonite (group IV) from the point 107e. Well preserved gneiss fragments implanted in a matrix of finely ground and directionally arranged components
- Fot. 6. Blastokataklazyt granitoidowy (grupa V) z punktu 107a. Duże skupienia kwarcowej mozaiki i przerośniętych kwarcem skaleni zlepione drobnokataklastycznym tłem obfitującym lokalnie w chloryt
Granitoid blastocataclasite (group V) from the point 107a. Big assemblages of quartz mosaic and feldspar grains intergrown with quartz are cemented by fine-cataclastic matrix locally rich in chlorite
- Fot. 7. Blastomylonit bardzo drobnokrystaliczny (grupa VI) z punktu 107c
Very fine-crystalline blastomylonite (group VI) from the point 107c
- Fot. 8. Blastomylonit łupkowy (grupa VII) z punktu 24e. Ukośne cienkie strefy miazgi i drobnokrystalicznego albitu
Schistous blastomylonite (group VII) from the point 24e. Oblique thin zones of cataclastic and fine-crystalline albite
- Fot. 9. Blastomylonit łupkowy o drobnym gufrażu (grupa VII) obfitujący w jasny łyszczyk z punktu 14e
Finely corrugated schistous blastomylonite (group VII) rich in light-coloured mica from the point 14e

Wszystkie figury pl. I, II, III przedstawiają fotografie polerowanych powierzchni skalnych w powiększeniu $\times 2$

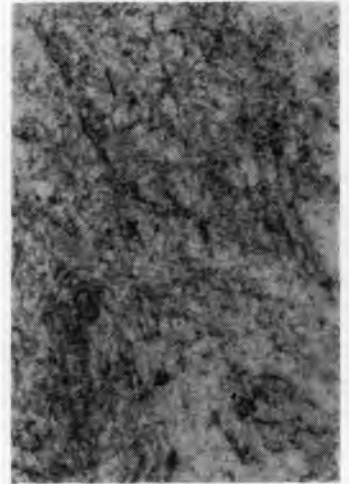
All figures Pl. I, II, III represent photos of polished rock surfaces, magn. $\times 2$



Fot. 1



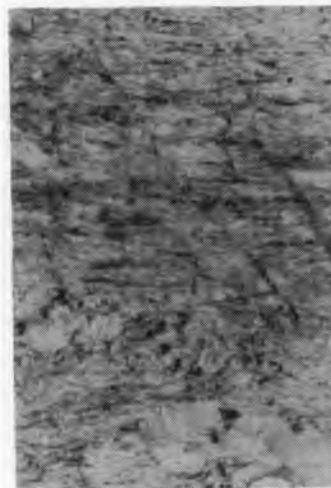
Fot. 2



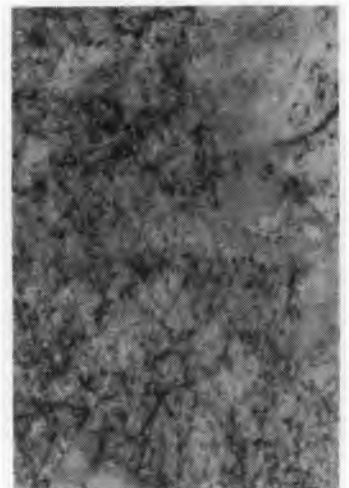
Fot. 3



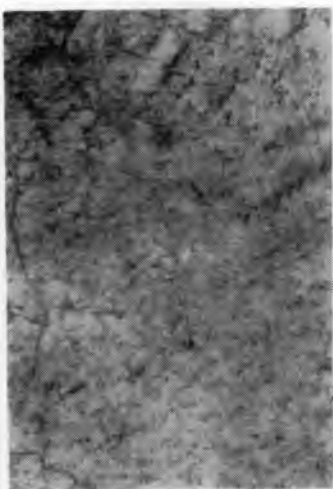
Fot. 4



Fot. 5



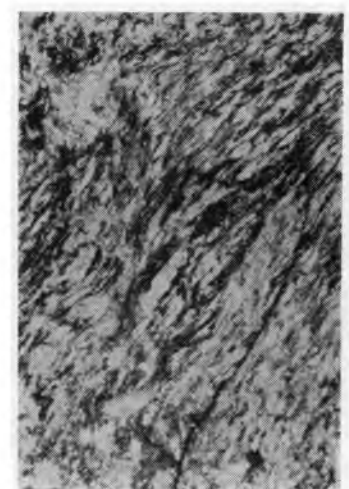
Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8



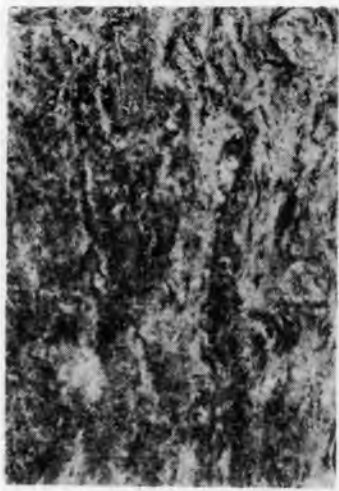
Fot. 9

Maria KOZŁOWSKA-KOCH — Polimetamorfity strefy tektonicznej Żłoty Stok — Skrzynka w Sudetach
Polymetamorphites of the Żłoty Stok — Skrzynka dislocation zone

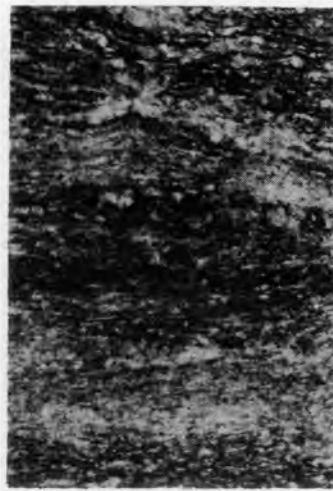
PLANSZA II

PLATE II

- Fot. 1. Blastomylonit łupkowy z granatami (grupa VII) z punktu 46
Garnet-bearing schistous blastomylonite (group VII) from the point 46
- Fot. 2. Łupek biotytowy rozplywający się w tle drobnoziarnistego blastomylonitu gnejsowego z małymi porfiroblastami skaleni (grupa VIII) z punktu 105b
Biotite schist diluted in a groundmass of feldspar porphyroblasts-bearing fine-grained and gneissic blastomylonite (group VIII) from the point 105b
- Fot. 3. Ciemny blastomylonit gnejsowy słabo zrekrystalizowany (grupa VIII) z punktu 51. Porfiroklasty skaleni (plagioklaz wypierany przez mikroklin) w drobnoziarnistym tle blastomylonitycznym
Poorly recrystallized dark gneissic blastomylonite (group VIII) from the point 51. Feldspar porphyroclasts (plagioclase replaced by microcline) in a fine-grained blastomylonite groundmass
- Fot. 4. Szary drobnoziarnisty regularnie laminowany blastomylonit (grupa VIII) z punktu 108
Fine-grained and regularly laminated grey blastomylonite (group VIII) from the point 108
- Fot. 5. Ciemny silnie zrekrystalizowany blastomylonit gnejsowy (grupa X) z punktu 7g. Biotyt po większej części rozproszony w ziarnistym dobrze zrekrystalizowanym tle kwarcowo-skaleniovym
Strongly recrystallized dark gneissic blastomylonite (group X) from the point 7g. Biotite mostly dispersed in a strongly recrystallized feldspar-quartz groundmass
- Fot. 6. Ciemny cienko laminowany blastomylonit gnejsowy silnie zrekrystalizowany (grupa X) z punktu 12
Strongly recrystallized and finely laminated dark gneissic blastomylonite (group X) from the point 12
- Fot. 7. Nieregularnie laminowany i silnie zrekrystalizowany blastomylonit o typowo gnejsowym wyglądzie (grupa X) z punktu 7a
Irregularly laminated and strongly recrystallized blastomylonite of typically gneissic appearance (group X) from the point 7a
- Fot. 8. Dość jasny blastomylonit gnejsowy silnie zrekrystalizowany (grupa X) z punktu 29 o nieco falistej foliacji z poprzeczną smugą żelazistych infiltracji wzdłuż późniejszego pęknięcia
Rather light-coloured strongly recrystallized gneissic blastomylonite (group X) from the point 29. The wavy foliation cut by a transversal stripe of ferruginous infiltration along a younger fracture
- Fot. 9. Jasny blastomylonit gnejsowy o silnie zatartej foliacji (grupa X) z punktu 9a
Light-coloured gneissic blastomylonite with mostly effaced foliation (group X) from the point 9a



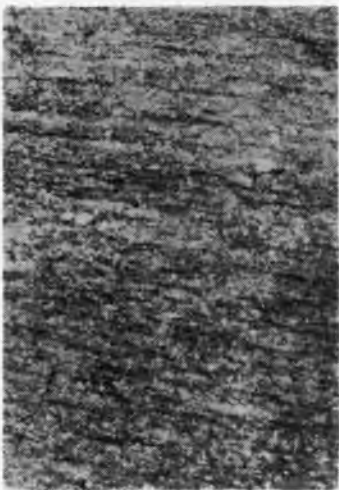
Fot. 1



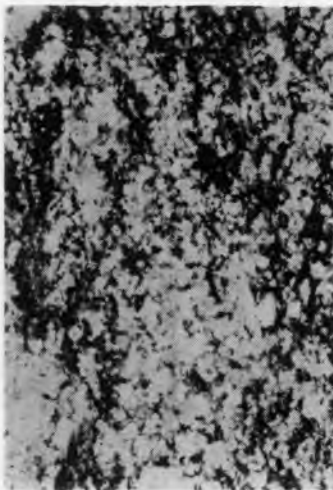
Fot. 2



Fot. 3



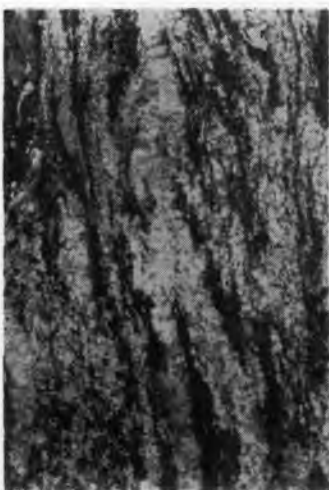
Fot. 4



Fot. 5



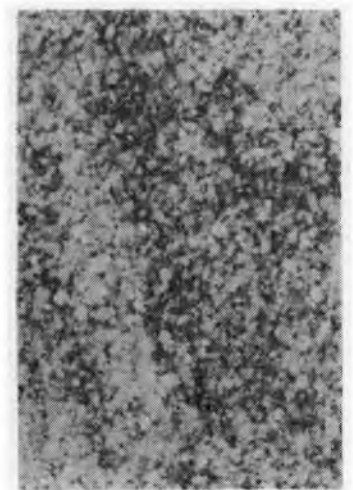
Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8



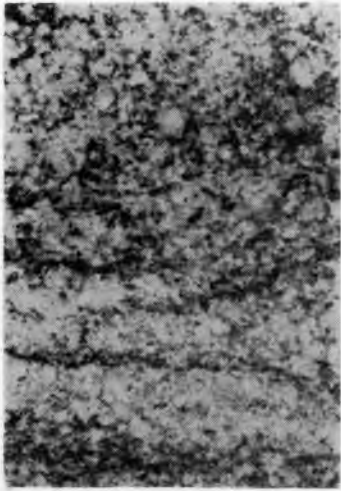
Fot. 9

Maria KOZŁOWSKA-KOCH — Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyńka w Sudetach
Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzyńka dislocation zone

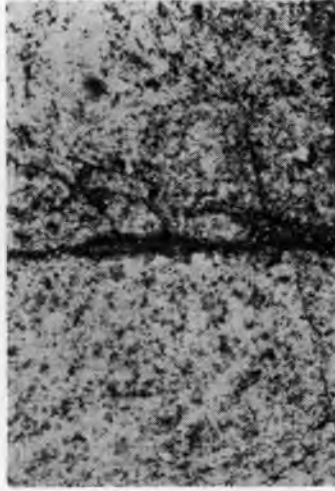
PLANSZA III

PLATE III

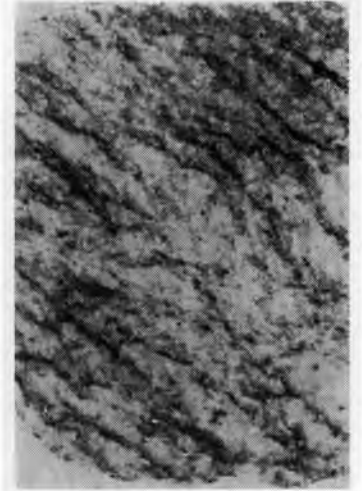
- Fot. 1. Jasny blastomylonit gnejsowy silnie zrekrystalizowany (grupa X) z punktu 80
Light-coloured strongly recrystallized and gneissic blastomylonite (group X) from the point 80
- Fot. 2. Blastokataklazyt leukogranitoidowy (grupa XI) z dobrze zaznaczonymi strefami młodszego rozkruszenia z punktu 32b
Leucogranitoid blastocataclasite (group XI) from the point 32b. Distinctly marked zones of younger crushing
- Fot. 3. Leukokratyczny gnejs blastomylonityczny (grupa XII) o dość dobrze zaznaczonej foliacji z punktu 104a
Leucocratic blastomylonitic gneiss showing fairly distinct foliation (group XII) from the point 104a
- Fot. 4. Leukokratyczny gnejs blastomylonityczny (grupa XII) o smużystym ukięrowaniu zgęszczeń łuszczykowych z punktu 96d
Leucocratic blastomylonitic gneiss (group XII) from the point 96d with streaky orientation of mica condensations
- Fot. 5. Aplitoid (grupa XIII) z punktu 104c
Aplitoid (group XIII) from the point 104c
- Fot. 6. Kakiryt blastokataklazytu granitoidowego słabo zrekrystalizowanego grupy V: stara brekcja gnejsu śnieżnickiego pocięta nowymi strefami niezrekrystalizowanej miazgi skalnej z punktu 26
Kakirite after a poorly recrystallized granitoid blastocataclasite of the group V: an old breccia from the Śnieżnik gneiss cut by new zones of not recrystallized cataclastic matrix (point 26)
- Fot. 7. Kakiryt blastomylonitu gnejsowego słabo zrekrystalizowanego grupy VIII z punktu 107f. Grubsze blasty skaleni jak i zamykające je uporządkowane kierunkowo tło skalne pocięte gęsto siecią nowych deformacji
Kakirite after a poorly recrystallized gneissic blastomylonite of the group VIII from the point 107f. Bigger feldspar blasts as well as the surrounding groundmass directionally oriented cut by a dense network of new deformations
- Fot. 8. Kontakt jasnego blastomylonitu gnejsowego słabo zrekrystalizowanego (grupa VIII) z ciemnym silnie zrekrystalizowanym blastomylonitem (grupa X). Obie partie skalne pocięte przez nowe strefy rozkruszenia (punkt 8a)
Contact of a light-coloured poorly recrystallized gneissic blastomylonite (group VIII) with a dark strongly recrystallized blastomylonite (group X). Both rocks cut by zones of later crushing (point 8a)
- Fot. 9. Kakiryt blastomylonitu gnejsowego słabo zrekrystalizowanego grupy VIII, punkt 8b
Kakirite after a poorly recrystallized gneissic blastomylonite (group VIII) from the point 8b



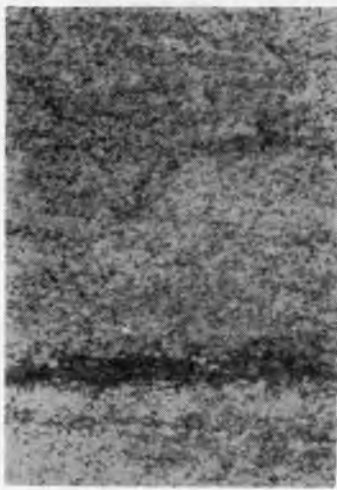
Fot. 1



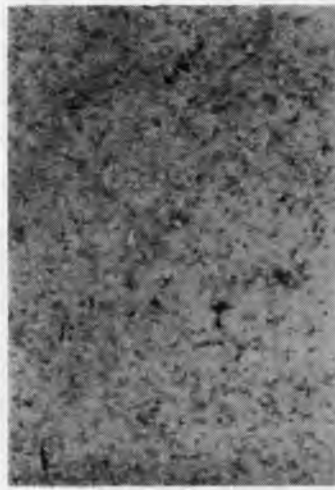
Fot. 2



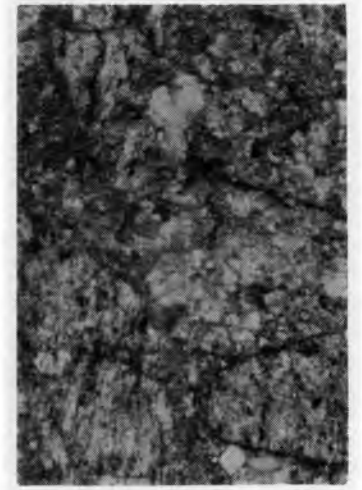
Fot. 3



Fot. 4



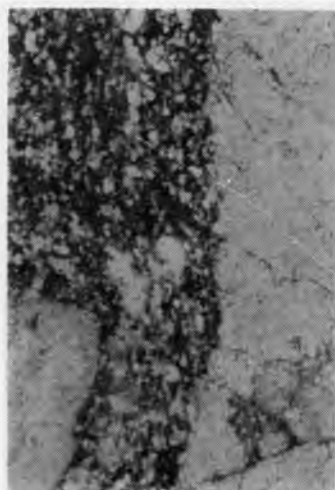
Fot. 5



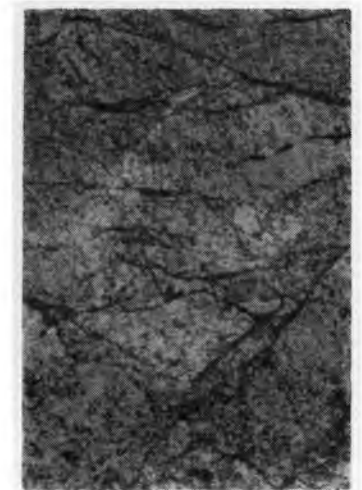
Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8



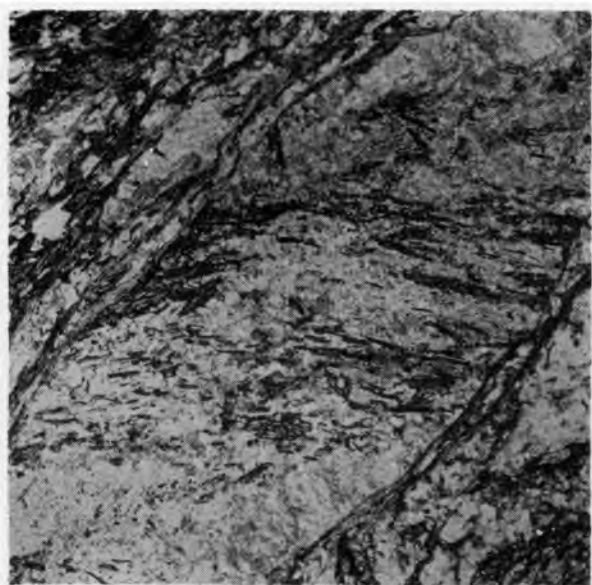
Fot. 9

Maria KOZŁOWSKA-KOCH — Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyńka w Sudetach
Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzyńka dislocation zone

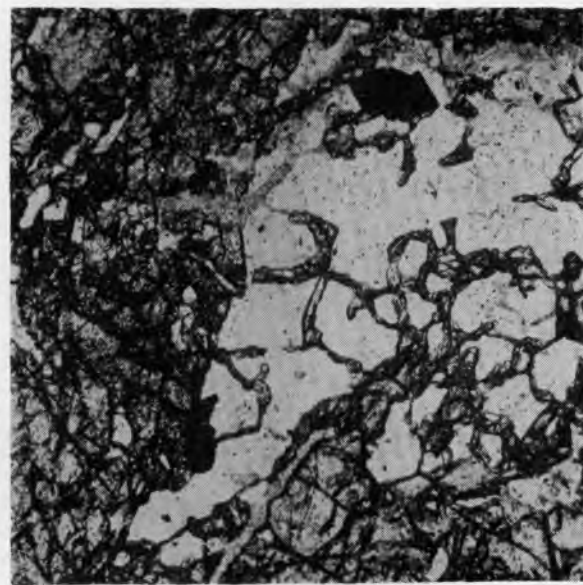
PLANSZA IV

PLATE IV

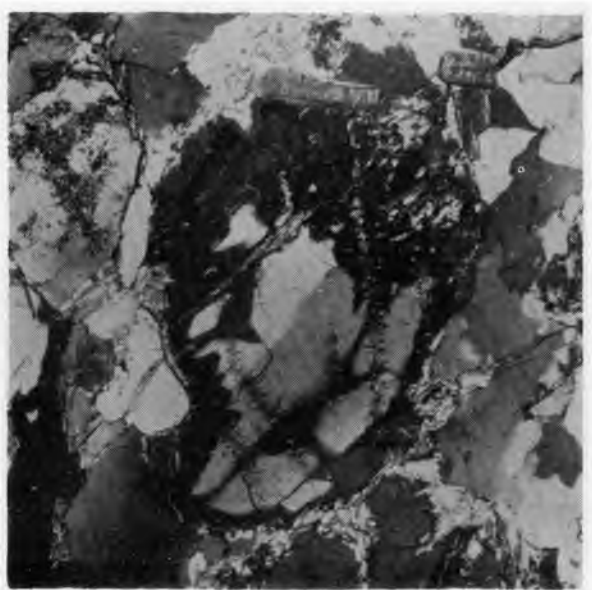
- Fot. 1. Elipsowaty fragment dawnego blastu plagioklazu wydłużonego prawie zgodnie z nową foliacją blastomylonitu łupkowego grupy VII z punktu 40. Sznureczki wrostków biotyту i chlorytu wyznaczające kierunek starej foliacji skośnie względem foliacji nowej. Bez analizatora. Pow. $\times 50$
Elliptical fragment of an old plagioclase blast elongated nearly concordantly to the new foliation of a schistous blastomylonite (group VII) from the point 40. Stripes of biotite and chlorite inclusions mark the old foliation inclined to the new foliation. One nicol. Magn. $\times 50$
- Fot. 2. Fragment poikiloblastu granatu z relikdami plagioklazu, kwarcu i chlorytu. Widoczne początkowe stadia wzrostu granatu w intergranularach ziarn kwarcowych. Blastomylonit łupkowy (grupa VII) z punktu 46. Bez analizatora. Pow. $\times 75$
Fragment of a garnet poikiloblast enclosing plagioclase, quartz and chlorite relics. The initial stages of the garnet growth in the intergranular spaces between the quartz grains are visible. Schistous blastomylonite (group VII) from the point 46. One nicol. Magn. $\times 75$
- Fot. 3. Relikt zbliźniaczonego kordierytu od brzegów przeobrażonego w pinit i chloryt w blastomylonicie gnejsowym (grupa X) z punktu 9c. Nikole nieco skośnie. Pow. $\times 75$
Relic of a twinned cordierite with borders altered to pinite and chlorite. A gneissic blastomylonite (group X) from the point 9c. Slightly oblique nicols. Magn. $\times 75$
- Fot. 4. Pseudomorfoza chlorytowo-pinitowa po kordierycie w blastomylonicie gnejsowym (grupa X) z punktu 9d. Nikole nieco skośnie. Pow. $\times 75$
Pinite-chlorite pseudomorph after cordierite in gneissic blastomylonite group X) from the point 9d. Slightly oblique nicols. Magn. $\times 75$.



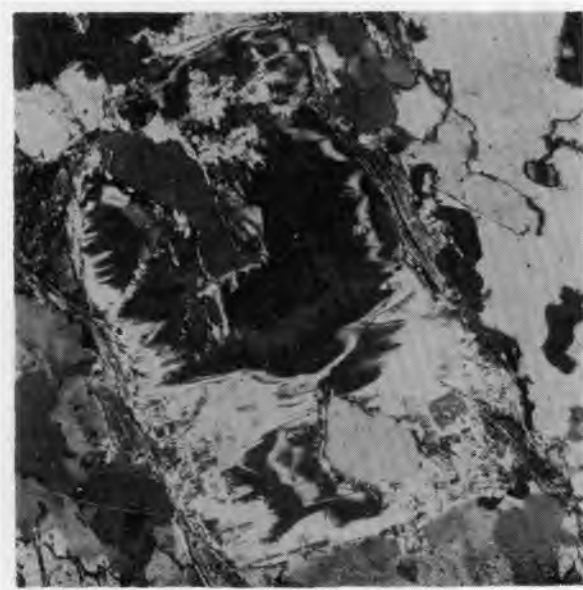
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

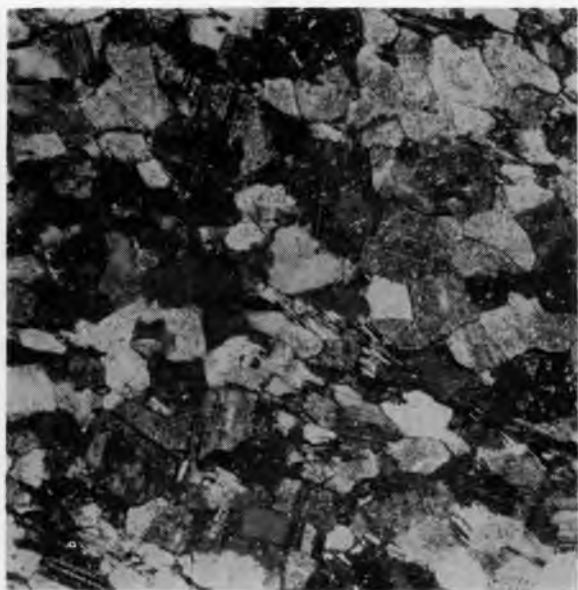


Fot. 4

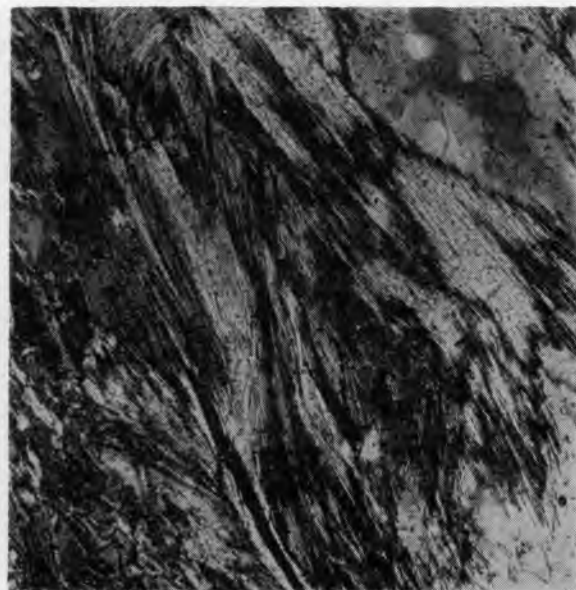
PLANSZA V

PLATE V

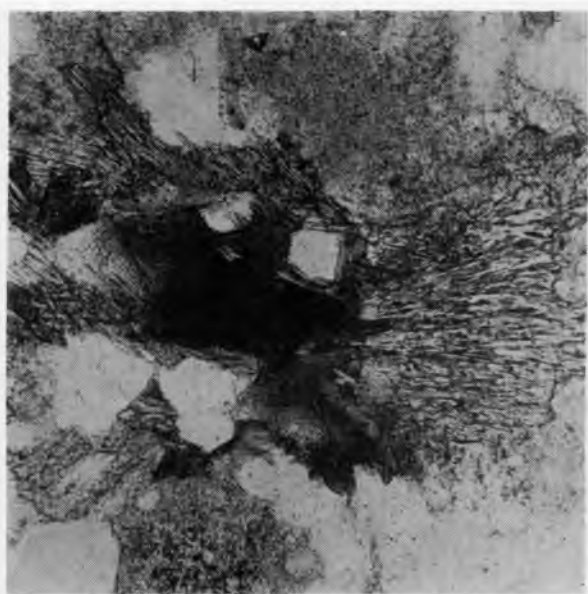
- Fot. 1. Fragment laminy plagioklazowej o strukturze brukowej. Drobne równo zrekrytalizowane ziarna plagioklazów z nielicznym kwarcem i łuskami biotyту. Blastomylonit gnejsowy (grupa X) z punktu 12. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 65$
Fragment of a plagioclase lamina displaying a pavement-like texture. Fine and even recrystallized plagioclase grains with scarce quartz and biotite scales. A gneissic blastomylonite (group X) from the point 12. Crossed nicols. Magn. $\times 65$
- Fot. 2. Sylimanit po części włóknisty (fibrolit) w blastomylonicie gnejsowym (grupa X) z punktu 104b. Nikole nieco skośne. Pow. $\times 180$
Thin rods of sillimanite and bundles of fibrolite in a gneissic blastomylonite (group X) from the point 104b. Slightly oblique nicols. Magn. $\times 180$
- Fot. 3. Otoczka biotyту diablastycznie przerosłego sylimanitem wokół grudki tlenków żelaza w blastomylonicie gnejsowym (grupa X) z punktu 7d. Bez analizatora. Pow. $\times 110$
Small iron ore clod surrounded by a rim of biotite intergrown with sillimanite. Gneissic blastomylonite (group X) from the point 7d. One nicol. Magn. $\times 110$
- Fot. 4. Trzy fragmenty jednego zserycytizowanego ziarna plagioklazu rozdzielone mikroklinem w blastomylonicie gnejsowym (grupa X) z punktu 28. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 140$
Three fragments of one plagioclase grain separated by microcline in gneissic blastomylonite (group X) from the point 28. Crossed nicols. Magn. $\times 140$



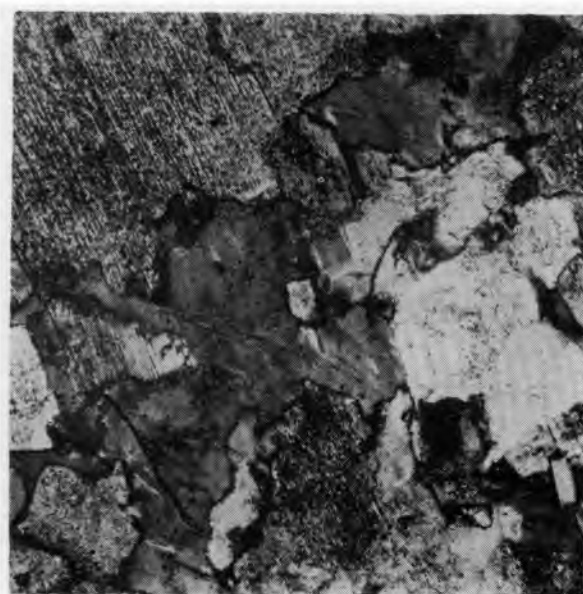
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



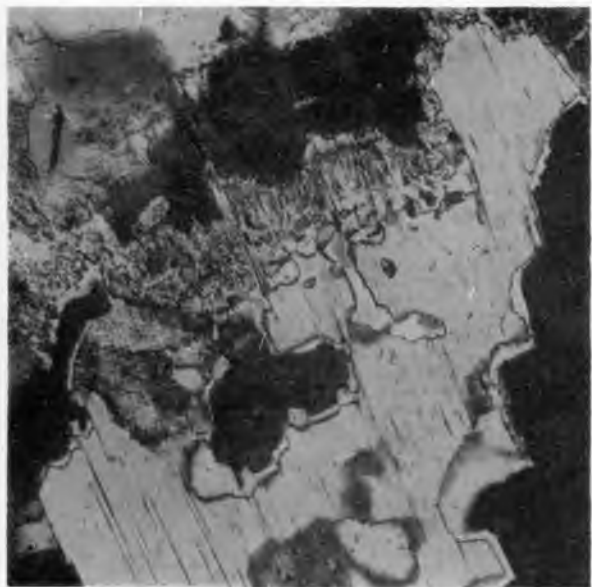
Fot. 4

Maria KOZŁOWSKA-KOCH — Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzynka w Sudetach
Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzynka dislocation zone

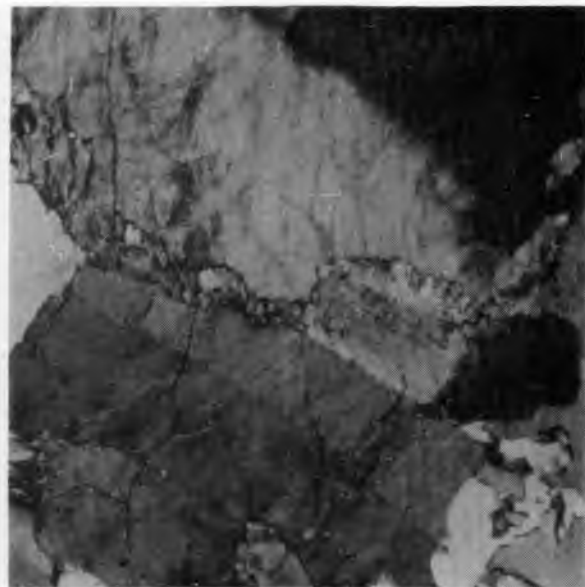
PLANSZA VI

PLATE VI

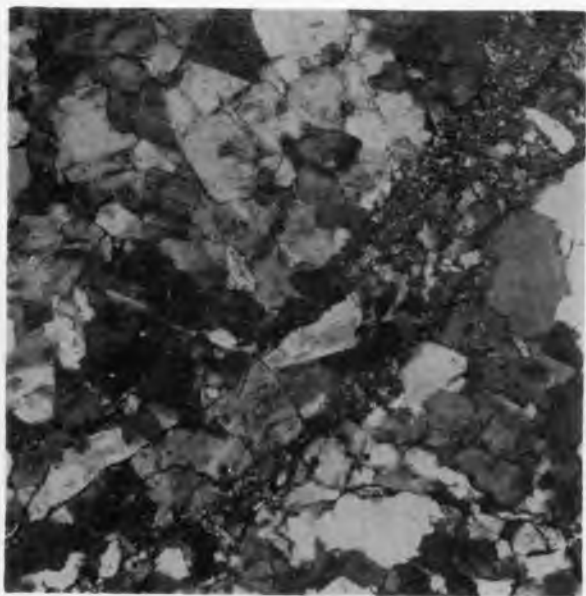
- Fot. 1. Późna płytką muskowitu przerosłego kwarcem na granicy z sąsiadującym mikroklinem wykształcająca przemieszaną z tym ostatnim symplektytową frędzlę. Blastomylonit gnejsowy (grupa X) z punktu 16a. Nikole lekko skośnie. Pow. $\times 160$
Young muscovite plate intergrown with quartz has produced a symplectitic fringe at the border with microcline. Gneissic blastomylonite (group X) from the point 16a. Slightly oblique nicols. Magn. $\times 160$
- Fot. 2. Hipautomorficzne karlsbadzko zbliźniaczone kryształy mikroklinu w aplitoïdzie (grupa XIII) z punktu 104c. Między ziarnami mikroklinu i dookoła plagioklazu wykształciły się rąbki symplektytowego albitu. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 80$
Subhedral Carlsbad twinned crystals of microcline in an aplitoid (group XIII) from the point 104c. Symplectitic albite borders between the microcline grains and around a plagioclase grain. Crossed nicols. Magn. $\times 80$
- Fot. 3 i 4. Kakiryty z blastokataklazytów leukogranitoidowych. Strefy młodszego zmiżdżenia oddzielają mozaikowe fragmenty z zachowanymi śladami starszego etapu kataklazy. Punkt 53. Nikole lekko skośnie. Pow. $\times 55$
Kakirites after leucogranitoid blastocataclasites. Zones of younger crushing separate mosaic-like fragments with preserved traces of older cataclasis. Slightly oblique nicols. Magn. $\times 55$



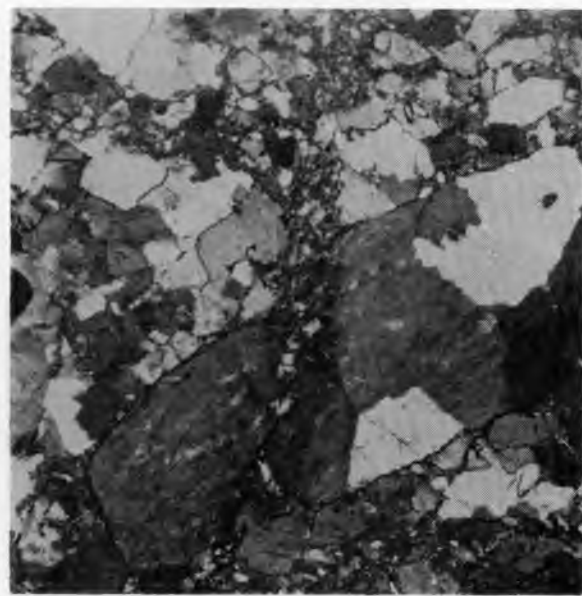
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

Maria KOZŁOWSKA-KOCH — Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok — Skrzyńka w Sudetach
Polymetamorphites of the Złoty Stok — Skrzyńka dislocation zone