

Tadeusz WIESER

Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko-Złoty Stok

WSTĘP

Masyw intruzywny Kłodzko-Złoty Stok w porównaniu z innymi intruzjami Sudetów należy do najślabiej poznanych. Mamy na ten temat stosunkowo niedawne zdjęcie geologiczne i załączone do niego objaśnienia L. Finckha (1942). Poza tym stan znajomości niektórych części, jak np. południowo-zachodniej, nie zmienił się od daty wydania mapy geologicznej „Gór Dolnośląskich...“, tj. od 1867 r., lub opracowań K. Raamera (1819) i E. Beyricha (1849).

Fragmentaryczne są również wykonane dotychczas badania petrochemiczne, a zwłaszcza petrograficzne. Ostatnie opracowanie H. Traubego pochodzi dopiero z 1890 r. i pod względem petrograficznym wnosi stosunkowo niewiele nowego materiału do przytoczonego przez G. Rosego w objaśnieniach cytowanej już mapy z 1867 r. (E. Beyrich, G. Rose, J. Roth, W. Runge, 1867). Natomiast stosunki tektoniczne w obrębie masywu, a w szczególności tektonika kompleksów otaczających masyw, były już przedmiotem szczegółowych badań E. Bederkego (1922; 1927; 1928; 1929) w latach międzywojennych, zwłaszcza w początkowych latach rozwoju szkoły petrotektonicznej H. Cloosa. W ostatnich latach pojawiły się prace J. Oberca (1953; 1957), które powiększyły zasób wiadomości dotyczących północno-zachodniego obrzeżenia masywu intruzywnego w Górach Bardzkich.

Przedstawione tu dane są zbiorem spostrzeżeń dokonanych w czasie prac polowych prowadzonych w latach 1951 i 1957 i obejmujących zachodnią część masywu Kłodzko-Złoty Stok (arkusze: Wojciechowice i Ołdrzychowice Kłodzkie). Zasadniczym celem opracowania są problemy petrotektoniczne w zachodniej części masywu. Do rozwiązania tych problemów sporządził autor, jako konieczne uzupełnienie, przeglądowe zdjęcie geologiczne w skali 1 : 25 000 (fig. 1) oraz wykonał dorywcze oznaczenia petrograficzne skał masywu i jego osłony metamorficznej.

POZYCJA GEOLOGICZNA MASYWU INTRUZYWNEGO

Na tle ogólnej budowy Sudetów masyw intruzywny Kłodzko-Złoty Stok zajmuje specyficzne położenie. Stanowi on południowe zakończenie ciągu intruzji ultrazasadowych, zasadowych i średniokwaśnych magm

Sobótki, Niemczy i Szklar. Należy ponadto zaznaczyć, że rozciągłość tej intruzji jest zblizona kierunkiem do podłużnej osi masywu granitowego Strzelina, Otmuchowa i Frydka. Występowanie skał ultrazasadowych w osi Sobótka-Kłodzko-Złoty Stok dowodzi według poglądów H. Hessa (1948), iż tego rodzaju linia tektoniczna musi być zaliczona do głębokoogniskowych deformacji rozłamowych skorupy ziemskiej. Linia ta bywa też powszechnie uznawana jako graniczna między wschodnimi i zachodnimi Sudetami, które mają na ogół odmienną tektonikę. H. Cloos (1922) określa tę linię jako olbrzymią transversalną fleksurę, której wschodnie skrzydło przesunięte zostało ku północy pod działaniem północno-zachodniego nacisku górotwórczego. Masywy sjenitowe*, zdaniem jego, biorą udział w tych deformacjach tektonicznych jako ciała konkordantne w strefach wleczenia i zmieniają swoje rozciągłości z NE na NNE i N. Zachodnia część masywu Kłodzko-Złoty Stok, będąca przedmiotem rozważań ma nawet rozciągłość równoleżnikową w partiach środkowych i kierunki teksturalne północno-zachodnie w południowo-zachodniej części, wyraźnie dostosowane do ogólnego biegu warstw. Tak więc ogólny kształt intruzji jest sierpowy. Północno-wschodnie ostrze sierpa leży na wspomnianej południkowej linii tektonicznej, podczas gdy południowo-zachodnie jest częścią składową Sudetów Zachodnich jako zgodne ciało intruzywne, przypominające dawkę pokładową o nieproporcjonalnie dużej miąższości.

Masyw intruzywny Kłodzko-Złoty Stok styka się po swej wklęsłej stronie z paleozoicznym kompleksem osadowym Gór Bardzkich, natomiast po stronie wypukłej ogranicza go stosunkowo silnie regionalnie zmetamorfizowana seria skał gnejsowo-amfibolitowych. Powierzchnie styku masywu z „kleszczami“ są z reguły normalnymi powierzchniami kontaktowymi, wytworzonymi we wczesnym etapie powstawania intruzji. Jedynie tylko w obszarze Krosnowic i Książka (na arkuszu Kłodzko, nie objętym zdjęciem) oraz w okolicy Ołdrzychowic Kłodzkich (szczyt 553, „Gneissvorsprung“ E. Bederkego) obserwowano kontakty tektoniczne. Linia podziału na strefy egzokontaktową i endokontaktową jest jednak w wielu przypadkach niemożliwa do przeprowadzenia. Wyraźniej zaznacza się ona jedynie na styku sjenitów z amfibolitami i marmurami.

Masyw intruzywny w swej południowo-zachodniej części (rejon Żelazna) kontaktuje z serią amfibolitów wzdłuż dobrze zaznaczających się powierzchni o orientacji $120 \div 150^\circ$ NE $50 \div 75^\circ$ i więcej. Równoległe do tych powierzchni odbywały się nieznaczne ruchy magmy ujawniające się pod mikroskopem obecnością pól rozciągania (ang. *stretching haloes*) migmatoblastów plagioklaz. Zgodnie z ułożeniem płaszczyzn łupkowatości amfibolitów i powierzchni kontaktowych nastąpiły liczne iniekcje sjenitów i ich aplitowych oraz kwarcowych schizolitów. Iniekcje typu „*lit par lit*“ gromadzą się szczególnie w amfibolitach opatrzonych foliacją. Ponadto sjenit strefy granicznej, silnie kontaminowany przez amfibolity, chętnie przybiera teksturę równoległą, o biegu i upadzie powierzchni kontaktowej oraz łupkowatości amfibolitów. W południowo-zachodniej części masywu spotykane są również wyraźne kontakty z marmurami i kwarcytami w rejonie Górnego Żelazna (fig. 1, punkt 53 i 54). W okolicy Ołdrzychowic Kłodzkich i Rogówki bieg powierzchni kontaktowej zmienia się niemal

* Termin „sjenit“ w rękopisie autorskim zmieniony został przez Redakcję na „sjenit“, podobnie jak „spessartyt“ na „spesartyt“.

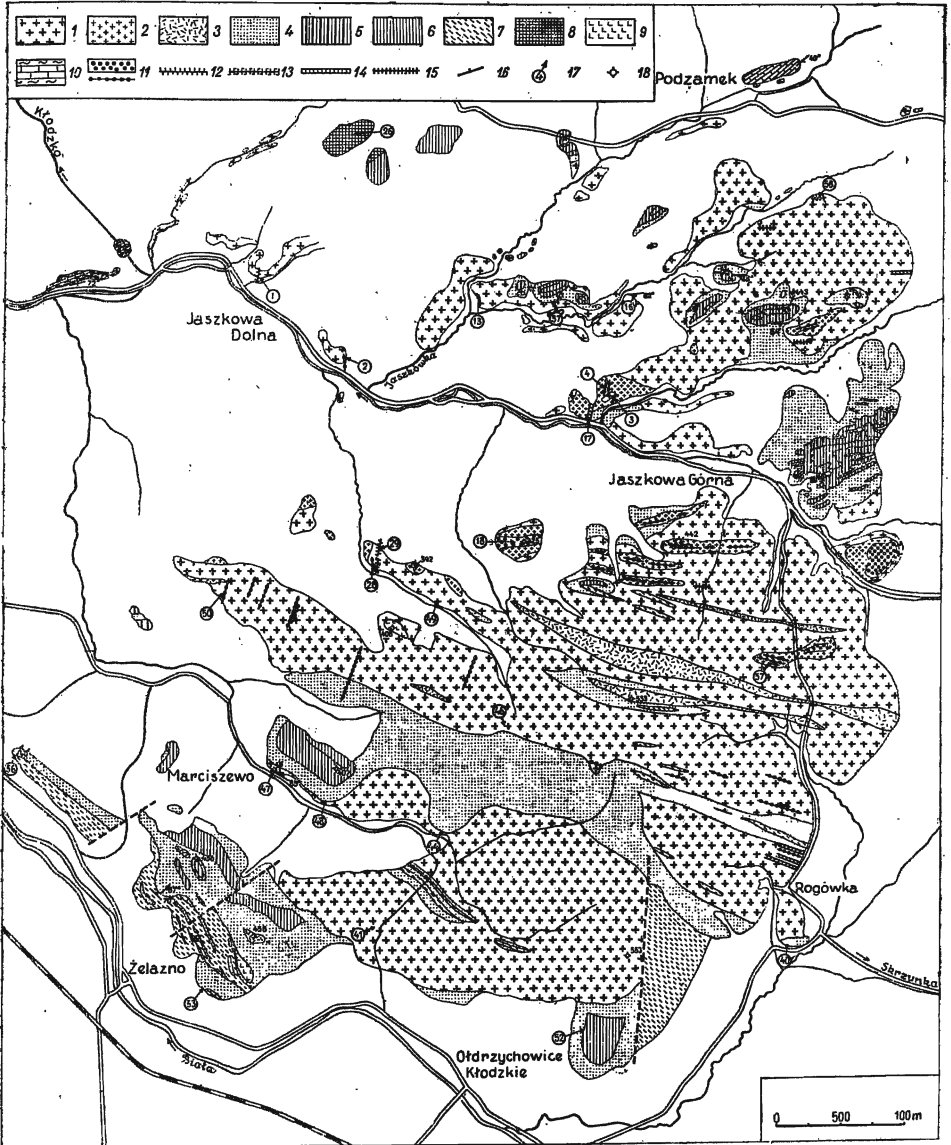


Fig. 1. Mapa zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko-Złoty Stok

Map of western part of the intrusive of Kłodzko-Złoty Stok massif

1 — sjenity, 2 — leukosjenity, 3 — granodioryty, 4 — skały mieszane, 5 — rogowniki gnejsowe, 6 — rogowniki kordierytowe itp., 7 — gnejsy (koło Rogówki) i amfibolity osłony krystalicznej (koło Żelazna), 8 — rogowniki keratofrowe, 9 — kwarcyty, 10 — marmury z wkładkami lub bez fylitów, 11 — apłity i alaskity, 12 — pegmatyty, 13 — żyły kwarcowe, 14 — porfiry sjenitowe, 15 — lamprofiry, 16 — upady, 17 — punkty obserwacji, 18 — punkty wysokościowe

1 — syenites, 2 — leukosyenites, 3 — granodiorites, 4 — mixed rocks, 5 — gneiss hornfelses, 6 — cordierite, and similar, hornfelses, 7 — gneisses (near Rogówka) and amphibolites of crystalline mantle (near Żelazno), 8 — keratophyres, 9 — quartzites, 10 — marbles with, or without, phyllite intercalations, 11 — aplites and alaskites, 12 — pegmatites, 13 — quartz veins, 14 — syenite porphyries, 15 — lamprophyres, 16 — dips, 17 — points of observations, 18 — altitude points

na równoleżnikowy a upad ku północy znacznie maleje: w punkcie 40 orientacja powierzchni kontaktowej jest następująca: 94° N $32-36^{\circ}$ do 62° NW 40° .

W przeciwieństwie do południowo-zachodniej i południowej powierzchni ograniczającej masyw, po stronie północnej — wklęsłej (sądząc co prawda z niewielu odsłonień), kontakt jest znacznie mniej regularny. Najlepiej uwidaczniają to odkrywki w Podzamku. Sjenit kontaktuje tu z marmurami mającymi dość zmienny upad ku SE i ESE i nasuwającymi się wzajemnie na siebie ku NW. Powierzchnie nasunięć są często iniekowane przez apofizy sjenitów, co w sumie stwarza zawiły obraz kontaktu sjenitów ze skałami otaczającymi. Również i warunki termodynamiczne w obrębie kontaktu wydają się odmienne. Metamorfizm skał otaczających przybiera tu charakter metamorfizmu statycznego, a ciepłe oddziaływanie kontaktującej magmy wydaje się wyższe niż po południowej stronie masywu, gdzie na labilność strefy kontaktowej wskazują struktury protoklastyczne. Na zachód od Podzamka sjenit kontaktuje z łupkowymi i piaszczystymi osadami kulmu, łupkowymi osadami dolnego dewonu i gotlandu oraz keratofirami, wytwarzając stosunkowo grube serie rogowników. Na E i NE od Podzamka masyw intruzywny ma w swoim sąsiedztwie zmetamorfizowane szarogłazowe osady kulmu, określające tym samym wiek intruzji jako pokulmski.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ MASYWU I JEGO OTOCZENIA

Niewiele znamy intruzji magmowych o tak urozmaiconej i niejednorodnej budowie jak masyw kłodzko-złotostocki. Już L. v. Buch, a w ślad za nim G. Rose oraz H. Traube zwracali uwagę na zmienność składu mineralnego skał magmowych, które uważali za całkiem nietypowe sjenity (fide L. Finckh, 1942). Wrażenie niejednorodności budowy masywu powiększa mnogość reliktyw różnie przeobrażonych fragmentów osłony stropowej (ang. *roof pendants*), stanowiących większość wyniosłości w obszarze występowania intruzji. Sjenit, główna skała masywu, odsłaniany w potokach lub łomach, spotykany jest na ogół w zakłębłościach terenu, jako najmniej odporny na wietrzenie.

G. Rose (1867) oraz H. Traube (1890) wydzielili cztery główne odmiany sjenitu na podstawie cech strukturalnych i stosunków ilościowych składników:

- 1) porfirowata, bogata w biotyt i oligoklaz (wg terminologii Tscherbaka, 1864);
- 2) porfirowata, z ortoklazem w dużych ziarnach i przewagą hornblendy wśród ciemnych składników;
- 3) porfirowata, różniąca się od 2) wyższą zawartością kwarcu i małą zawartością hornblendy;
- 4) równoziarnista, z przewagą ortoklazu i hornblendy, z nielicznym kwarcem i czasami z całkiem podrzędnym oligoklazem oraz brakującym biotytem.

Obecne obserwacje petrograficzne, poczynione wyłącznie na sjenitach zachodniej części masywu, pozwalają na stwierdzenie, iż do podanego podziału, opartego głównie na spostrzeżeniach dokonanych w północno-

wschodniej części intruzji, wprowadzić należy jeszcze pewne uzupełnienia. Na zachodzie dominuje niewątpliwie pierwsza odmiana G. Rosego; druga i czwarta występują rzadko, trzecia zaś jest prawie nieobecna. Wygodniejsze w użyciu są jednak krótkie terminy określające zarówno rodzaj, jak i stosunki ilościowe składników oraz poniekąd cechy strukturalne (np. monzonity). Wprowadzono przeto określenia: sjenodioryt (dla ogniw zawierających 5÷35% ortoklaz), monzonit (35÷65% ortoklaz) oraz sjenit (65÷95% ortoklaz). Zawartość ortoklaz podano oczywiście w stosunku do całkowitej ilości skaleni. Odpowiedniki sjenodiorytów, bogatsze w kwarc (powyżej 10% objętościowych), zaliczono do granodiorytów.

Termin sjenodioryt odnosi się do pierwszej odmiany G. Rosego. Skała ta w badanym obszarze ma zwykle strukturę hipidiomorficzno-ziarnistą i niemal porfirowatą dzięki większym wymiarom ziarn andezynu (maksymalnie An_{40}). Miejsca między ziarnami plagioklaz wypelnia anhedralny ortoklaz i rzadki kwarc. Biotyt występuje zazwyczaj w większej ilości aniżeli hornblenda zwyczajna, która często obrasta i zastępuje augit.

Monzonit, odpowiednik drugiej odmiany G. Rosego, jest zazwyczaj znajdowany w sąsiedztwie marmurów. Cechuje go typowa struktura monzonitowa, polegająca na poikilitowym przerastaniu ortoklaz przez plagioklaz (maksymalnie An_{42}), oraz duże różnice w wielkości i własnopostaciowości składników głównych. Kwarc spotykany jest w ilościach nie większych od 10% objętościowych. Hornblenda oraz niecałkowicie zastąpiony przez nią augit przeważają nad biotytem. Niektóre odmiany monzonitów zawierają powyżej 40% ciemnych składników (tzw. melamonzonity) i tworzą obwódki reakcyjne na enklawach skał plagioklazowo-augitowych lub plagioklazowo-dialagowych w towarzystwie lub bez hornblendytów (apinitów). Piękne przykłady takich ksenolitów powstałych z wapieni, o postaciach właściwych dla tzw. skialitów, zaobserwować można w punktach 3 i 53 (fig. 1). Sjenit należy do rzadkości i strukturalnie odpowiada zwykle monzonitom.

Granodioryt występuje w dwóch genetycznie różnych modyfikacjach. Tworzy bądź facje brzeżne wokół występowań alaskitów i aplitów (zsylikowane sjenodioryty, monzonity leukokratyczne i leukogranodioryty), bądź też reemorficzne iniekcje w sjenitach w postaci dajek (północne zbocze wzgórza 533 m n.p.m.; fig. 1). Uziarnienie granodiorytów jest bardziej równe aniżeli sjenodiorytów i monzonitów. Plagioklasy granodiorytów drugiej modyfikacji mają często budowę pasową. Zawartość substancji anortytowej w jądrze sięga 40%, na obwodzie zaś — 28%. Biotyt przeważa ilościowo nad amfibolem, kwarc zaś (15÷20%) — nad ortoklazem. Wśród minerałów akcesorycznych pojawia się alanit (ortyt) obok apatytu i cyrkonu. Tytanit, tak typowy dla monzonitów i sjenodiorytów oraz zapewne wszystkich innych pokrewnych chemicznie skał magmowych pochodzenia metasomatycznego, jest w granodiorytach na ogół nieobecny. Do charakterystycznych skał należą tu również drobne enklawy gnejsów rogownikowych, rogowników biotytowych i skaleniowych.

Do właściwych skał dajkowych, tj. spotykanych niemal wyłącznie w postaci dajek, należą alaskity, aplity, lamprofiry, porfiry sjenitowe i pegmatyty. Alaskit różni się od aplitu bardziej grubym i często nierównym ziarnem a ponadto wyższą zawartością ciemnych minerałów (biotytu), dochodzącą do 3% objętości skały. Idiomorficzne plagioklasy (albity i oligoklasy)

są tu częściej obserwowane aniżeli w aplitech. Obok ortoklazu pojawia się również mikroklin, który razem z albitem stanowi główny składnik aplitu. Aplit i alaskit występują w oddzielnych lub w tych samych dajkach, dobrze zaznaczających się w morfologii terenu. Lamprofiry w badanym obszarze reprezentują najczęściej spesartyty, malchity i rzadziej wogezyty. Spesartyty i malchity (wyróżnione na podstawie strukturalnej = afirowe spesartyty) należą przeważnie do odmian hornblendowych, jakkolwiek w niektórych okazach stwierdzono obecność pseudomorfoz i reliktyw augitowych a także biotyty. Więcej piroksenu (diopsydu z $c/\gamma = 38^\circ$), ulegającego pilityzacji, spotyka się w wogezytach i porfirach sjenitowych. Przy przeobrażeniach diopsydu w aktynolit nadmiar wapnia wydziela się w postaci klinozoizytu i tytanitu. Tekstura porfirów sjenitowych jest ocelarna.

Pewną osobliwością zachodniej części masywu jest stosunkowo słaby rozwój pegmatytów. Najczęściej tworzą one wąskie żyły natury metasomatycznej (tzw. metadajki), których jądro pospolicie wypełnia kwarc, a łupiny — wielkoziarnisty agregat bogaty w hornblendę. Przerosty pegmatytowe są zjawiskiem nieczęstym. Żyły pegmatytowe stopniowo przechodzą w monomineralne żyły kwarcowe mające ten sam bieg i upad. Drobnych rozmiarów żyły lub szczeliny ciosowe wypełnia również albit oraz prenit.

Aureola kontaktowa wokół opisanych skał magmowych ma zmienną grubość, a nawet zmienny skład mineralny, w zależności od rodzaju skał metasomatygowanych. Największa miąższość strefy kontaktowej, bo nawet parusetmetrowa, jest właściwa dla serii zmetamorfizowanych osadów piaszczysto-ilastych. Strefa ta wyraźnie rozpada się na kilka facji i subfacji metamorficznych, z których najważniejsze są: gnejsy mieszane (migmatyty *sensu lato*); rogowniki gnejsowe, rogowniki kordierytowe i granatowe, łupki chistolitowe. Gnejsy lub skały mieszane należą najczęściej do skał przypominających gnejsy oczkowe o taksytowej (szlirowatej) teksturze. Migmatoblasty lub metablasty tworzy w nich plagioklaz (oligoklaz). Jedynym ciemnym składnikiem jest biotyty. Migmatyty przechodzą w sposób niedostrzegalny w sjenity, przybierając bardziej homogeniczny wygląd, lub w rogowniki gnejsowe wraz z pojawieniem się struktury rogownicowej. Rogowniki kordierytowe z granatami tworzą z kolei przejścia do rogowników biotytowych i łupków chistolitowych. Skały mieszane powstałe z amfibolitów i wapieni zawierają dodatkowo hornblendę, przy czym plagioklaz ich jest bardziej zasadowy, andezynowy, zapewne w związku z biotytyzacją hornblendy. Na ich rozwój duży wpływ wywierają cechy strukturalne i teksturalne skał pierwotnych. Na przykład amfibolity powstałe z zasadowych law (ortoamfibolity) dają bardziej zredukowaną strefę kontaktową aniżeli amfibolity powstałe z tufów lub amfibolity będące stadium przeobrażeń kontaktowych marmurów (amfibolity o strukturze diablastycznej i porfiroblastycznej z reliktyami piroksenów). Do trudniej asymilowanych należą ponadto słabo szczelinowate i porowate wapienie.

PETROTEKTONIKA MASYWU INTRUZYWNEGO

Obserwacje petrotektoniczne w zachodniej części masywu Kłodzko—Złoty Stok dotyczą także mikrotektonicznych badań próbek orientowanych, pobranych w strefie tzw. egzokontaktu, oraz pomiarów kierunków

i płaszczyzn liniowości, łupkowatości, spękań, dajek itp., w obrębie masywu i w jego najbliższym sąsiedztwie.

We wzmiance dotyczącej stosunku masywu do osłony metamorficznej w rejonie Żelazna zwrócono uwagę na obecność tzw. pól rozciągania

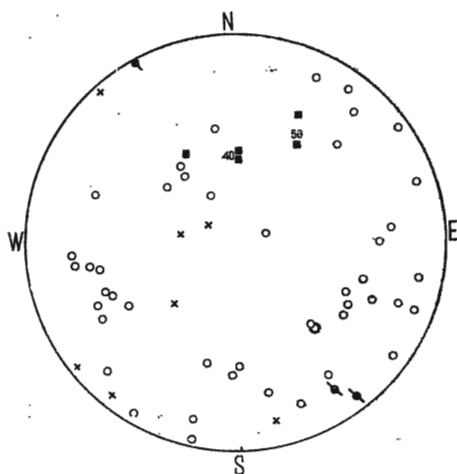


Fig. 2

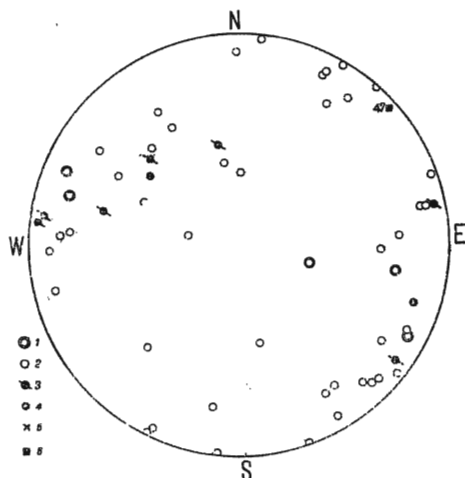


Fig. 3

Fig. 2. Wykres punktowy dla biegunów płaszczyzn spękań, żył, dajek itp. Rzut biegunów pomierzonych w punktach 40, 41, 52, 53 i 56; Rzuty na górną półkulę wykonano dla: 1 — biegunów luster tektonicznych i stref mylonitizacji; 2 — biegunów spękań; 3 — biegunów żył albitowych i prehnitowych, 4 — biegunów żył kwarcowych, 5 — biegunów spękań w rogownikach gnejsowych w punkcie 52, 6 — biegunów powierzchni kontaktowych w punktach 40 i 56

Point diagram for poles of planes of joints, veins, dykes, etc. Projection of poles measured at points: 40, 41, 52, 53 and 56. Projection upon upper hemisphere is made for: 1 — poles of slickensides and zones of mylonitization, 2 — poles of joints, 3 — poles of albite and prehnite veins, 4 — poles of quartz veins, 5 — poles of joints in gneiss hornfelses at point 52, 6 — poles of contact surfaces at points 40 and 56

Fig. 3: Jak na fig. 2, tylko rzut biegunów dotyczy punktów 44, 46, 47 i 48

The same as Fig. 2, only projection of poles is of points: 44, 46, 47 and 48

za metablastami plagioklaz w skałach mieszanych kontaktujących z amfibolitami. Zjawisko to, podobnie jak i pasowość w ułożeniu osi optycznych kwarcu i normalnych płaszczyzn łupliwości biotyту w kilku innych punktach południowo-zachodniego kontaktu, jest dowodem istnienia ruchu synintruzyjnego („flow structure“) w sąsiedztwie „kleszczy“ intruzji. Ruch ten zaznaczał się zarówno wewnątrz, jak i zewnątrz ziarn. Na podstawie widocznej rotacji ziarn plagioklaz oraz obecności tylko słabo zaznaczonych maksimumów typu I i V (H. Fairbairn, 1949) na tle bardzo wyraźnego pasa *a c* można tego rodzaju tektonity zaliczyć do tzw. R-tektonitów Sandera. O podobnej orientacji osi kwarcu donosi również L. Finckh (1942). Kierunek ruchu synintruzyjnego jest, statystycznie biorąc, zgod-

ny ze słabo zaznaczoną linijnością i orientacją kierunku upadu, lecz przeciwnie skierowany, tj. ogólnie ku SW i ku SSE w punkcie 40.

Oznaczenia orientacji osi optycznych kwarcu pochodzącego z kontaktu stropowego wnętrza intruzji (w punkcie 37) również ujawniły brak

jakiegokolwiek reguły w ułożeniu osi, a zatem przynależność jego do nietektonitów. Należy przeto sądzić, że krystalizacja we wnętrzu intruzji odbywała się w warunkach statycznych. Pewne ukierunkowanie osi optycznych kwarcu (S-tektonity ze słabo zaznaczonym maksimum typu I) daje się zauważyć jedynie w sąsiedztwie stref mylonityzacji po-intruzyjnej o ogólnym kierunku $10 \div 30^\circ \text{ E } 65^\circ \div 80^\circ$.

Tekstura równoległa, a nawet ślady linijności (widoczne tu i ówdzie na obszarze masywu), są ułożone zgodnie z łupkowatością i linijnością w ostańcach stropowych skał otaczających. Należy więc przyjąć, że tekstury te są reliktowe. Wskazuje na to m. in. brak prawidłowej orientacji składników, właściwej dla tektonitów (krystalizacja podeformacyjna). Zgodny z tym wnioskiem jest ponadto fakt występowania wielu ostańców w całym kartowanym obszarze, dowodzący iż denudacja osiągnęła jedynie najwyższy, przykонтaktowy, poziom intruzji.

Najwięcej światła na warunki tektoniczne panujące w czasie i po intruzji rzucają pomiary ułożenia spękań, żył, dajek itp. Figury 2, 3, 5, 6, przedstawiają wyniki tych pomiarów dokonanych w czterech pasach równoległych do rozciągłości masywu. Na fig. 2, obok biegunów płaszczyzn spękań i żył, rzutowanych na górną półkulę, naniesiono ponadto

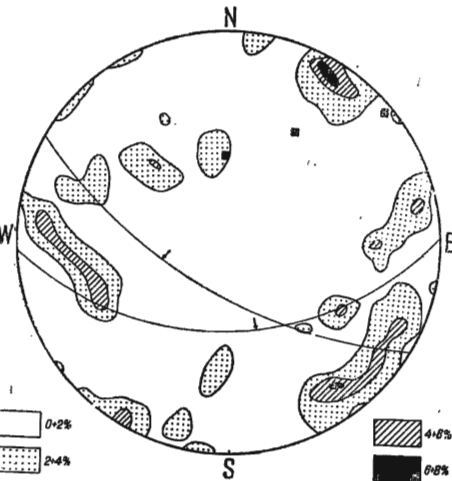


Fig. 4. Wykres koncentracyjny dla 105 biegunów z fig. 2 i 3. Koła wielkie są rzutami powierzchni kontaktu w południowo-zachodnim (punkt 56) i południowym (punkt 40) obrzeżeniu masywu. Strzałki odzwierciedlają orientację linijności w tychże punktach. Izarytmy koncentracji biegunów podano w zakresach: $0 \div 2\%$, $2 \div 4\%$, $4 \div 6\%$ i $6 \div 8\%$

Concentration diagram for 105 poles from Fig. 2 and 3. Large circles are projections of contact surface at southwestern (point 56) and southern (point 40) rim of massif. Arrows illustrate orientation of lineation at these points. The contour lines of concentration of poles have been given for ranges: $0 \div 2\%$, $2 \div 4\%$, $4 \div 6\%$ and $6 \div 8\%$.

bieguny powierzchni kontaktu w punktach 56 ($118^\circ \text{ NE } 58^\circ \div 124^\circ \text{ NE } 46^\circ$) i 40 ($94^\circ \text{ N } 32^\circ \div 36^\circ$ do $62^\circ \text{ NW } 40^\circ$). Podobnie na fig. 3 zaznaczony jest biegun łupkowatości płytowych enklaw amfibolitów w punkcie 47 ($140^\circ \text{ NE } 85^\circ$). Zbliżone położenie mają inne enklawy pomierzone w okolicy Marciszewa. Rzuty biegunów na wykresach punktowych (fig. 2, 3) zostały zestawione na wykresie koncentracyjnym (fig. 4) skonstruowanym w celu łatwiejszego odnalezienia panujących systemów spękań w południowej części masywu objętego zdjęciem. Analogiczny wykres (fig. 7),

sporządzono także dla wewnętrznej lub północnej części, biorąc za podstawę odpowiednie wykresy punktowe (fig. 5, 6).

Przez wprowadzenie powszechnie stosowanej nomenklatury spękań ułatwione jest porównanie ułożenia przestrzennego maksimum spękań na

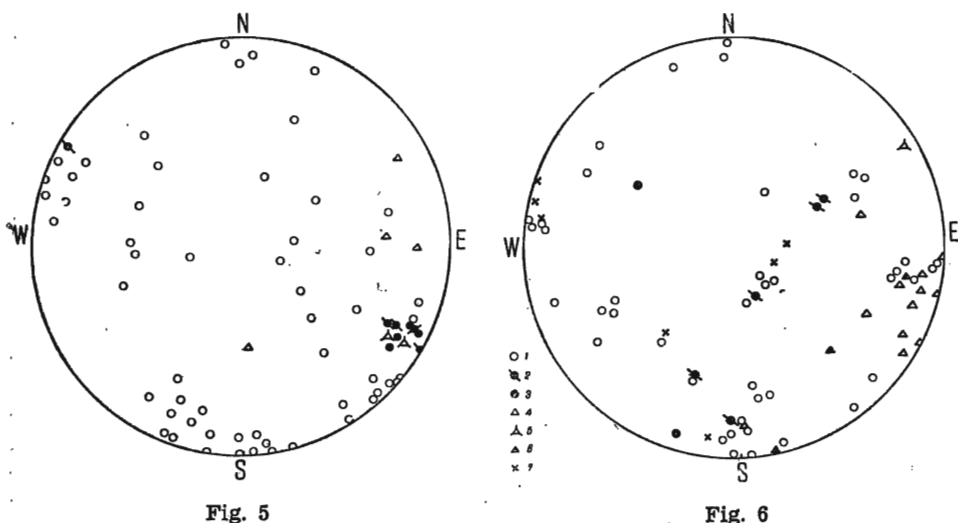


Fig. 5

Fig. 6

Fig. 5. Wykres punktowy dla biegunów płaszczyzn spękań, żył itp. Rzut biegunów pomierzonych w punktach: 18, 28, 29, 50 i 57. Rzuty biegunów na górną półkulę wykonano dla: 1 — spękań, 2 — żył albitowych i prenitowych, 3 — żył kwarcowych, 4 — dajek apłitowych i alaskitowych, 5 — żył pegmatytowych, 6 — dajek lamprofirowych, 7 — spękań w rogowniakach w punkcie 26. Pole diagram for poles of planes of joints, veins, etc. Projection of poles measured at points: 18, 28, 29, 50 and 57. Projection upon upper hemisphere is made for: 1 — joints, 2 — albite and prehnite veins, 3 — quartz veins, 4 — aplite and alkali feldspar dykes, 5 — pegmatite veins, 6 — lamprophyre dykes, 7 — joints in hornfels at point 26.

Fig. 6. Jak na fig. 5, tylko rzut biegunów dotyczy punktów 1, 2, 3, 4, 13, 16, 17, 26, 37, 58.

The same as Fig. 5, but projections of poles measured at points: 1, 2, 3, 4, 13, 16, 17, 26, 37, 58.

diagramie koncentracyjnym (fig. 4) względem powierzchni kontaktowej, liniowości i płytowych ksenolitów. Uwzględniając umowną regułę używaną w petrologii strukturalnej, iż spękania (cios) podłużne mają bieg równoległy do liniowości, znajdujemy, że maksimum biegunów, położone w pobliżu E i W wykresu, jest miejscem skupienia biegunów spękań podłużnych w rejonie Rogówki, maksimum zaś między S i E — dla biegunów tychże spękań w rejonie Żelazna, tj. południowo-zachodniego krańca masywu. Spękania poprzeczne mają natomiast swe maksima w pobliżu biegunów powierzchni kontaktu i głównych powierzchni ograniczających ksenolity. Maksima dla biegunów spękań diagonalnych są tylko nieznacznie zaznaczone, dla pokładowych zaś (ang. *flat-lying joints*) — wręcz niewidoczne. Orientacja przestrzenna biegunów luster tektonicznych i stref mylonityzacji (fig. 2, 3) jest nieco odmienna od ułożenia biegunów spę-

kań ciosowych. Wynika to najprawdopodobniej z późniejszego (pointruzyjnego) okresu ich powstania. Żaden z wymienionych systemów spękań nie jest również zgodny z położeniem spękań w rogownikach gnejsowych (punkt 52). Bieguny żyłek albitowych i prenitowych, podobnie jak i kwarcowych (fig. 3), zawarte są w polach maksimum spękań podłużnych. Powstanie ich wiąże się zatem z okresem maksymalnego rozwoju spękań podłużnych i procesów hydrotermalnych.

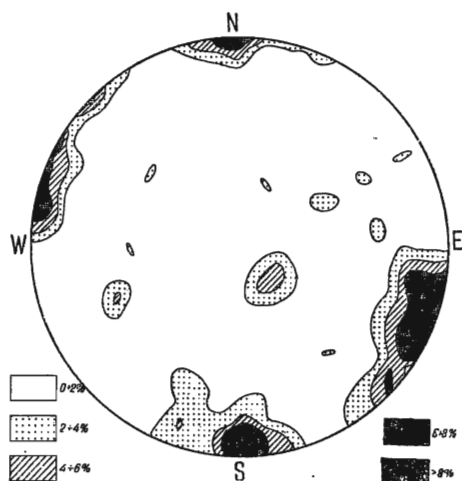


Fig. 7. Diagram koncentracyjny dla 135 biegunów z fig. 5 i 6. Izolinie koncentracji poprowadzono w odstępach: 0-2%, 2-4%, 4-6%, 6-8% i powyżej 8%

Concentration diagram for 135 poles from Fig. 5 and 6. The contour lines of concentration are computed at ranges of: 0-2%, 2-4%, 4-6%, 6-8%, and more than 8%

Wewnętrzne i północne partie masywu dają bardziej jasny obraz uprzywilejowanych orientacji systemów spękań. Tak więc maksimum dla spękań podłużnych (fig. 7) wyraźnie rozciąga się na peryferii wykresu koncentracyjnego między kierunkami E-W i SE-NW wykresu, bieguny natomiast spękań poprzecznych skupiają się w pobliżu punktu przecięcia linii N-S z kołem równikowym. Niemal pionowe położenie spękań poprzecznych dowodzi, że przecinają one szczytową wypukłość (kulminację) masywu. Widoczne na wykresie maksima odzwierciedlają dominujące położenie biegunów czterech systemów spękań diagonalnych. Ułożenie zgodne z systemem spękań podłużnych wykazuje większość żył albitowych, prenitowych, pegmatytowych, kwarcowych a także dajek aplitowych, alaskitowych

i lamprofirowych. Systemy spękań w rogownikach w punkcie 26 mają orientację zbliżoną do właściwej ciosowym płaszczyznom sjenitów.

WNIOSKI

Dużą osobliwością masywu kłodzko-złotostockiego jest, jak już wspomniano, wielka ilość ostańców stropowych. Świadczy to m. in. o niezbyt daleko zaawansowanej denudacji masywu, zwłaszcza w jego zachodniej części. Strome uwarstwienie lub pierwotna łupkowatość tych reliktyw, szczególnie w centralnych częściach masywu, w wysokim stopniu sprzyjały iniekcjom międzywarstwowym roztworów migmatyzujących i rozwojowi procesów metasomatycznych. Zgodność orientacji tekstur równoległych w sjenitach oraz uwarstwienia lub łupkowatości ksenolitów nie jest wynikiem, jak utrzymywał R. Hare (fide E. Bederke, 1922), działania jednakowo skierowanego ciśnienia i piezokryształizacji, lecz frontального przesuwania się reakcji metasomatycznych. Te ostatnie rozprzestrzeniały się od iniekcji typu „*lit par lit*”. Za wnioskiem tym przemawia przede

wszystkim obecność struktur i tekstur reliktowych, a także brak cech tektonitów u skał ulegających sjenityzacji. Zmienny charakter petrograficzny skał iniekowanych (gnejsy, łupki mikowe, amfibolity, szarogłazy, wapień, keratofiry, łupki ilaste i inne) był główną przyczyną wybitnie niejednorodnego składu facji metamorficznych, do skał sjenitowych włącznie. Przy tak słabym zakresie dyfuzji zaznaczającej się w obrębie masywu intruzywnego Kłodzko—Złoty Stok, od dawna stosowane dla niego określenie „intruzja“ traci swój właściwy sens. Pod nazwą „intruzja“ rozumiemy bowiem wnikanie w skały otaczające mniej lub więcej jednordnej magmy.

W kompleksie skał metamorficznych sjenityzacja polega na feldspaty-zacji przejawiającej się wyraźnie dopiero u rogowników gnejsowych i skał mieszanych („migmatytów“). W głębszych strefach metamorfizmu, obok plagioklazu, pojawia się w coraz większej ilości skałen potasowy a następnie kwarc. W ten sposób proces desylifikacji, do której należy sjenityzacja, zmienia się stopniowo w proces sylifikacji, tak wybitnie zaznaczający się wokół dajek aplitowych i alaskitowych.

Bieg dajek granodiorytowych, podobnie jak i dużej liczby żył i dajek aplitowych, alaskitowych, lamprofirowych a także porfirów sjenitowych, jest ogólnie równoleżnikowy, a więc w ogólnych zarysach zgodny z uwarstwieniem, łupkowatością krystalizacyjną i rozmieszczeniem ostańców stropowych. Podobną orientację wykazuje system spekań poprzecznych, tensjonalnych. Wynika to jasno z wykresów na fig. 5 i 7. Powstanie ciosu poprzecznego mogło ułatwić wypiętrzenie stropu intruzji pod działaniem bocznych nacisków górotwórczych, skierowanych południkowo lub w kierunku NE—SW w południowo-zachodniej części masywu. Ostatni kierunek odpowiada zupełnie przyjmowanej orientacji ciśnienia tektonicznego w fazie sudeckiej. Występowanie w stropie stromo zapadających bloków serii osadów zmetamorfizowanych przemawia za wykorzystaniem przez magmę, w trakcie jej wnikania, już istniejącej struktury kompleksu osadowego-sfałdowanego w fazie sudeckiej i ją poprzedzającej. Na posudecki wiek intruzji wskazuje wg J. Oberca (1957) m. in. fakt przecinania przez intruzję i jej apofizy gotowych fałdów fazy sudeckiej w północnej części masywu.

Istnieją podstawy do wnioskowania, iż główną powierzchnią wykorzystaną przez magmę była strefa nieciągłości przebiegająca niemal środkiem masywu. Oddziela ona regionalnie zmetamorfizowane gnejsy, łupki mikowe, amfibolity od fylitów i osadów szarogłazowych, wapiennych itp. Rozwieranie się wzdłuż tej powierzchni oraz systemu pobocznych intruzji, zgodnie z uwarstwieniem i łupkowatością krystalizacyjną, było zatem ułatwione i predysponowało kształt i rozciągłość intruzji. Sam proces rozwierania przypadał najprawdopodobniej na okres powstania dużej linii tektonicznej („olbrzymiej fleksury transwersalnej“ H. Cloosa, 1922), o której już wspominałem. Przyczynę powstania tej dyslokacji upatruje się za H. Cloosem w działaniu nacisku o kierunku NW—SE (a zatem asturyjskim). Przez analogię do powstawania pierzastych szczelin rozłamowych (ang. *feather tension joints*), przy ruchach ślizgowych na dyslokacjach niskich rzędów należy przyjąć, że kształt sierpowy intruzji wynika z ruchów różnicowych wzdłuż głównej, południkowej linii tektonicznej i ruchów dylatacyjnych w pobocznych rozłamach o kierunkach obserwowana-

nych w zachodniej części masywu Kłodzko-Złoty Stok. Te ostatnie dyslokacje, przypuszczalnie wielokrotnie regenerowane, wykorzystywała magma i jej pochodne przy wnikaniu w pokrywę osadowo-metamorficzną. Ognisko magmowe dla tych iniekcji mieściło się zapewne w przecięciu promieni łuku masywu, tj. po wklęsłej stronie sierpa. Po tejże stronie obserwowane jest największe nagromadzenie dajek, w szczególności granodiorytowych i lamprofirowych.

Sumując, jako wniosek końcowy należy postawić hipotezę, iż będąca przedmiotem rozważań intruzja wykorzystywała istniejącą już strukturę suddecką oraz, że intruzja ta jest równowiekowa z dużą południkową dyslokacją, odgrywającą wschodnie i zachodnie Sudety. Sama intruzja nie wywierała żadnego nacisku na swe otoczenie a mechanizm intruzyjny polegał jedynie na międzywarstwowym wnikaniu magmy i jej pochodnych i przesuwanie się frontów procesów metasomatycznych rozprzestrzeniających się od tych iniekcji.

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.
Wygłoszono dnia 30 kwietnia 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDERKE E. (1922) — Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. Abh. preuss. geol. L.-A., 89, S. 39—70. Berlin.
- BEDERKE E. (1927) — Zur Gebirgsbau der mittleren Sudeten. Geol. Rdsch., 18, S. 225—229. Berlin.
- BEDERKE E. (1928) — Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. Z. Kristallogr., 66, H. 3/4, S. 500—501. Leipzig.
- BEDERKE E. (1929) — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschr. Geol., Paläont., 23, S. 429—524. Berlin.
- BEYRICH E. (1849) — Ueber das sogenannte südliche oder Glätzer Uebergangsgebirge. Z. deutsch. geol. Ges., 1, S. 66—80. Berlin.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W. (1867) — Geologische Karte von den Niederschlesischen Gebirge (mit Erläuterungen von J. Roth.) Berlin.
- CLOOS H. (1922) — Über Ausbau und Anwendung der granit-tektonischen Methode. Abh. preuss. geol. L.-A., 89, S. 1—18. Berlin.
- FAIRBAIRN H. W. (1949) — Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press Inc. Cambridge.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E. (1942) — Erläuterungen z. d. Blättern, Glatz, Königshain, Reichenstein u. Landeck. Geol. Karte d. Deutschen Reiches 1:25 000. Berlin.
- HESS H. (1948) — Major structural features of the Western North Pacific. Bull. Geol. Soc. of Am., 59, p. 417. Washington.
- OBERC J. (1953) — Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. Przewodnik do wycieczki w Góry Bardzkie. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21, str. 415—432. Kraków.

- OBERC J. (1957) — Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wyd. Geol. Warszawa.
- RAUMER K. (1819) — Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz... Berlin.
- TRAUBE H. (1890) — Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefeln zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. Neues Jb. Miner., Beil., 1, S. 195—233. Stuttgart.

Tadeusz WIESER

PETROTECTONICS OF THE WESTERN PART OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK INTRUSIVE MASSIF

Summary

The data presented in this paper as result of petroTECTONIC observations have been collected in the western part of the syenite massif of Kłodzko-Złoty Stok. The purpose of these studies has been the cognizance of the structural development and the mechanics of this intrusion. An essential addition to these investigations has been the executing of a geological recognition, at a scale 1 : 25 000, of this massif and its immediate vicinity, within the limits of map sheets Wojciechowice and Ołdrzychowice Kłodzkie.

On the background of the general structure of the Sudeten Mountains the intrusive massif of Kłodzko-Złoty Stok holds a specific place. This massif constitutes the southern termination of the series of ultrabasic, basic and medium-acid magma intrusions of Sobótka, Niemcza and Szklary. The presence of ultrabasic rocks is evidence of their genetic connection with a large deep-focused ruptural deformation separating the Western from the Eastern Sudeten. The general strike of the intrusion is, in its northeastern part, concordant with the mentioned tectonic line, i.e. with a meridional line — whereas in its western part it is equatorial. On the whole (in plane), the intrusion is falcate. On the concave side of the massif, greywacke rocks of the Culm, and other older sediments have undergone contact alteration; on the convex side there appear, in the line of contact, gneisses regionally strongly metamorphosed, amphibolites, and similar metamorphic rocks.

To the markedly heterogenic petrographical composition of this intrusion attention has been called by L. v. Buch, G. Rose, H. Traube. G. Rose (1867) distinguished four main varieties of syenite, basing on their textural and mineralogical features. The terms introduced by this author: syenodiorite, monzonite, syenite and granodiorite correspond respectively to the first, second, fourth and third variation of G. Rose. In the massif's western part, most numerous represented are syenodiorites (65–95% of plagioclase compared with the total feldspar content), monzonites (35–65%), and granodiorites (the equivalent to the

syenodiorites with, however, a quartz content of more than 10% volumetric content). The real syenite occurs but rarely and, similarly as monzonite, is genetically connected with an assimilation of limestone. Granodiorite occurs either in the shape of silicified and facies, surrounding the ultra-acid dykes, or it is of rheomorphic nature, forming separate thick dykes. Moreover, such dykes constitute the most frequent form of occurrence of alaskites, aplites, lamprophyres, syenite porphyries and pegmatites. Alaskites and aplites occur, jointly or separately, in taxitic secretions too. The lamprophyres belong to the hornblende spessartites, malchites and vogesites. The pegmatites are distinctly of metasomatic origin (meta-dykes) and gradually pass into quartz veins. The joint fissures are filled by quartz as well as by albite and prehnite.

The contact halo consists of several facies and subfacies where of the most important are; permeation-gneisses, gneissic hornfeldes, cordierite hornfeldes with garnets, and chiastolite schists. Amply represented too are amphibolites, belonging to three genetically divergent varieties; one of these constitutes a transitory stage of marble metamorphism.

The tectonics of the syenite massif in its totality have been the subject of investigations of many authors, especially of E. Bederke (1922; 1928). Current investigations concerned petrotectonic features and comprised the western part of the massif only. Their main task has been petrofabric studies of oriented samples, and measurements of directions and planes of disposition of lineation, schistosity, joints, dykes, etc.

Features characterizing the tectonites have been encountered chiefly in the vicinity of the exterior (southern) contact. Thus, for instance in the region of Zelazno, there may be observed: the rotation of plagioclase migmatoblasts, the formation of stretching haloes, a zoning (parallel to $a:c$) in the position of the optic axes of quartz and of the normals to cleavage planes of biotite; thus these are typical R-tectonites of Sander. A similar orientation of the quartz axes has been reported by L. Finckh (1942). On the other hand, the determination of orientation of the axes of quartz from the roof contact of the interior of the intrusion disclosed the absence of any kind of regularity in the position of axes, and therefore the appurtenance of the interior rocks of the intrusion to the non-tectonites (post-deformational crystallization). An exception constitutes solely a certain orientation of the optic axes of quartz, with a maximum of chiefly type I (S-tectonites), in the vicinity of postintrusive zones of mylonitization. The parallel structure and the lineation which here and there may be observed in the vicinity of roof pendants, should be looked upon as relics.

The measurements of the disposition of joints, veins, dykes, etc. have been illustrated by pole diagrams (Fig. 2, 3, 5, 6) and concentration diagrams (Fig. 4 and 7). From the latter is clearly seen the position of longitudinal joints (in general they are meridional), of cross-joints (generally equatorial) and, partly, of diagonal joints (near the center of diagram Fig. 7 — four maxima). In diagram Fig. 4, a certain dispersion of poles of joints, especially of longitudinal joints, should be ascribed to the curvature of the outer (southern) surface confining the massif. The orientation of poles of slickensides and of mylonitization zones differs somewhat from the poles of the joint surfaces. A position conforming with the system of longitudinal joints is shown in the majority of albite, prehnite, pegmatite and quartz veins, and of aplite and alaskite dykes too. On the other hand, the lamprophyre and granodiorite dykes are more frequently concordant with the position of the cross joints.

An important distinguishing feature of the Kłodzko-Złoty Stok massif is its great number of roof pendants. The steep disposition of their bedding, or its crystallization schistosity made possible, to a marked degree, interstratal injections of migmatization solutions and the development of metasomatic processes. This conjecture seems to be supported by the presence of relic textures and structures, and likewise the lack of tectonite features in the rocks undergoing syenitization, with the exception of narrow zones of exterior contact. The steep dipping of both bedding and schistosity of the roof pendants indicates that the injections went forth in the structure of the sedimentary-metamorphic complex when already folded (this folding having occurred during the Sudetan phase, or earlier). According to the opinion of J. Oberc (1957), this post-Sudetan age is manifested, inter alia, by the fact that in the northern part of the massif the intrusion and its apophyses intersect ready folds of the Sudetan phase.

It might be assumed that the main surfaces which the magma utilized for breaking through in its upward movement, has been a zone of a distinctly noticeable discontinuity passing almost through the center of the massif. This zone separates the pendants with their regionally metamorphosed rocks such as gneisses and amphibolites, from the relics of sedimentary rocks, up to and including the phyllites. Therefore the splitting along this surface and its lateral systems (in conformity with bedding or schistosity) has been facilitated, and it predetermined both shape and strike of the intrusion. The actual process of splitting asunder took probably place during the formation of a great tectonic line (the "enormous transversal flexure" of H. Cloose, 1922), with a meridional trend. In accordance with H. Cloose's suggestion the cause of this dislocation might be seen in a pressure acting in a NW-SE direction, i.e. an Asturian one. By analogy with pinnate tensional joints forming during slip movements on lower grade dislocations, it might be conjectured that the falcate shape of the intrusion resulted from differential movements along the above mentioned tectonic line and from dilation movements in secondary fissures (along directions observed in the western part of the massif). Such tensional dislocations were probably repeatedly rejuvenated and therefore they were constantly utilized by the magma and its derivatives. The magmatic focus of these injections has probably been situated near the concave side, at the section-point of the radii conducted from the tangents of inner massif's curvature. On that same side there has been noted, in the area of the Bardo Mountains, the greatest accumulation of dykes, especially lamprophyre dykes.