

Jerzy KOTOWSKI

Enklawy w skałach kwarcowych w północnym nasunięciu Barcinka (Pogórze Izerskie)

WSTĘP

Wystąpienia skał kwarcowych na Pogórzu Izerskim budzą coraz większe zainteresowanie pod względem gospodarczym i naukowym. Świadczą o tym nowe opracowania wykonywane przez różne ośrodki badawcze w kraju. Badania te zmierzają do dokładniejszego poznania genezy i tektoniki skał kwarcowych w metamorfiku izerskim.

Wniki zawarte w artykule dotyczą głównie fragmentu północnego nasunięcia Barcinka¹, w którym skały kwarcowe wykazują kierunek NW-SE, oraz częściowo innych odkrywek tej skały na Pogórzu Izerskim. Wybór tego fragmentu nasunięcia Barcinka (fig.1) podyktowany był tym, iż dzięki prowadzonym robotom ziemnym (szurfy, rowy badawcze) został on poznany lepiej niż inne sąsiednie obszary z wystąpieniami tej skały. W północnym nasunięciu z okolic Barcinka, podobnie jak w okolicach Nowej Kamienicy, Grabiszyc, Świecia, Pasiecznika, Grudzy i in., w skałach kwarcowych występują enklawy skał różnych pod względem litologicznym, głównie gnejsów o różnorodnej budowie strukturalnej.



Prof. doktorowi J. Obercowi z Uniwersytetu Wrocławskiego i prof. doktorowi G. D. Ażgirejowi z Uniwersytetu Przyjaźni Narodów w Moskwie serdecznie dziękuję za dyskusję i wiele cennych uwag metodycznych dotyczących tektoniki geometrycznej. Prace laboratoryjne i kameralne wykorzystane w artykule przeprowadzono na Uniwersytecie Przyjaźni Narodów w Moskwie.

¹ Północne nasunięcie Barcinka, o przebiegu NW-SE, przecina metamorfik izerski porzucając niemal od granitu Karkonoszy — na wschodzie — aż po terytorium Czechosłowacji — na zachodzie.

ANALIZA MEZOSKOPOWA ENKLAW WYSTĘPUJĄCYCH W SKAŁE KWARCOWEJ

W skale kwarcowej z okolicy Barcinka, podobnie jak w pozostałych odkrywkach tej skały na Pogórzu Izerskim, występują enklawy w postaci izolowanych fragmentów. Enklawy te należą do metamorficznej „osłony” skał kwarcowych. Pierwszym badaczem, który zwrócił uwagę na obecność fragmentów gnejsu w kwarcu podczas prowadzonych prac górniczych na Pogórzu Izerskim był J. Kornaś (1958). Kartowany przeze mnie teren z okolicy Barcinka wskazuje, że skały „osłony” występują niemal we wszystkich wystąpieniach skał kwarcowych (J. Kotowski, 1963). O występowaniu enklaw w obrębie kwarcu wspominałem już w poprzednich pracach: w okolicy Barcinka (J. Kotowski, 1965, 1968, 1969, 1972), w okolicy Nowej Kamienicy (J. Kotowski, 1970) oraz Gryfowa Śląskiego (J. Kotowski, 1971). W. Smulikowski (1969, str. 571) pisze, że „... w okolicy Barcinka gnejsy napotkano także w obrębie kwarcytów w formie niewielkich strzępów o nie zawsze uchwytnych granicach”. Na Rozdrożu Izerskim w kwarcu występują również enklawy gnejsów oraz łupków lyszczykowych (J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1966, str. 668).



Fig. 1. Fragment mapy z wystąpieniami skał kwarcowych związanyymi z nasunięciami (według J. Kotowskiego, 1972)

A fragment of the map of quartz rocks related to overthrusts (according to J. Kotowski, 1972)

nNK — nasunięcie Nowej Kamienicy; nR — nasunięcie Rębiszowa; nsB — nasunięcie południowe Barcinka; nNB — nasunięcie północne Barcinka; nP — nasunięcie Pasiecznika; uB — inwersyjny uskoki Barcinka (zęby trójkątne po stronie skrzydła obniżonego); zG — zrab Grudzy (fragment); pR — półrów Rybnicy; ISK — łupki pasma Starej Kamienicy

nNK — Nowa Kamienica overthrust; nR — Rębiszów overthrust; nsB — southern Barcinek overthrust; nNB — northern Barcinek overthrust; nP — Pasiecznik overthrust; uB — reverse fault of Barcinek (triangular teeth on the downthrown side); zG — Grudza horst (a fragment); pR — Rybnica semi-graben; ISK — schists of Stara Kamienica belt

Enklawy gnejsowe w obrębie skał kwarcowych zostaną niżej omówione pod względem mezoskopowym i częściowo mikroskopowym na przykładzie ich wystąpień z okolic Barcinka (fig. 1).

W skale kwarcowej najczęściej występują enklawy reprezentowane przez różne odmiany strukturalno-teksturalne gnejsów, rzadziej łupków łyszczykowych słabo zmetamorfizowanych i diatorytów skał zasadowych. Wielkość omawianych enklaw zaliczyć należy do skali mezoskopowej oraz mikroskopowej. Enklawy cechują się dobrze widoczną powierzchnią foliacji, na której widoczna jest mezo-B-lineacja, a pod mikroskopem również mikro-B-lineacja.

Skały enklaw należące do gnejsów podzielić można pod względem mezoskopowym — przyjmując kryterium strukturalno-teksturalne — na: *a* — gnejsy warstewkowe z przejściem do łupków łyszczykowych (ogólnie); *b* — warstewkowo-płaskosoczewkowe z przejściem do łupków łyszczykowych; *c* — płaskosoczewkowe oraz *d* — soczewkowe z przejściem do granitognejsów gruboziarnistych. Wymienione gnejsy reprezentują petrogenetycznie człony pośrednie w szeregu rozwojowym: łupek łyszczykowy — granit rumburski. Między poszczególnymi ogniwami istnieją stopniowe przejścia strukturalno-teksturalne przy zbliżonym na ogół składzie mineralnym.

Gnejsy warstewkowe z przejściem do łupków łyszczykowych należy rozumieć jako przekładane nawzajem warstewki gnejsów warstewkowych (typowych) z warstewkami łupków łyszczykowych. Łupki przypominają słabo zmetamorfizowane odmiany łupków z pasma Żłotnik Lubańskich lub skał zbliżonych do filitów. Z interpretacji wynika, że substratem gnejsów warstewkowych są fility bądź łupki łyszczykowe.

Gnejsy warstewkowo-płaskosoczewkowe posiadają budowę złożoną: składają się z warstewek gnejsu warstewkowego „typowego”, takiego jak w osłonie metamorficznej skał kwacowych, i gnejsu płaskosoczewkowego z porfiroblastami mikropertytu mikroklinowego, z zachowanymi niekiedy strukturami helicytowymi. W gnejsie pojawiają się lokalnie niejednolicie rozmieszczone soczewki różowego skalenia. Powodują one falisty charakter powierzchni foliacji, są często wydłużone linearnie. Porfiroblastyczny charakter tego minerału daje się szczególnie zauważyć w przypadku zamykania w sobie wrostków kwarcu, muskowitu i innych minerałów, widocznych niekiedy w skali mezoskopowej. Ponadto wrostki w skaleniach reprezentowane są niekiedy przez kompletnie zachowane, linearnie wydłużone agregaty skaleniowo-kwarcowe, w których skałen uległ hydrotermalnej kaolinizacji.

Gnejsy płaskosoczewkowe łączą się „płynnymi” przejściami strukturalno-teksturalnymi z gnejsami warstewkowo-płaskosoczewkowymi. Z tej też odmiany rozwinęły się gnejsy płaskosoczewkowe, o czym pozwalają wносить badania terenowe i laboratoryjne. W obrębie gnejsów płaskosoczewkowych rzadko na ogół spotyka się przewarstwienia gnejsów warstewkowych. Gnejsy płaskosoczewkowe cechują się dobrze widocznymi mezoskopowo strukturami linijnymi na powierzchni foliacji i wyznaczają tę powierzchnię. Struktury linijne są reprezentowane przez: skalenie, agregaty skaleniowo-kwarcowe, jednoskładnikowe skupienia muskowitu, rzadziej serycytu. W większości przypadków z wymienionej odmiany gnejsów zbudowane są enklawy.

Gnejsy soczewkowe z przejściem do granitognejsów reprezentują z reguły duże enklawy, w których obrębie spotyka się przewarstwienia wyżej omówionymi gnejsami. Charakterystyczną cechą gnejsów

soczewkowych jest obecność porfiroblastów skaleni z często zachowanymi wrostkami tła skalnego o wielkości mezoskopowej. Tło reprezentowane jest przez minerały bądź kompletne tekstury charakterystyczne dla gnejsów warstewkowych.

W niektórych miejscach widoczne są w porfiroblastach skaleni mezo-helicytowe struktury, w których zrekonstruowana oś rotacji przyjmuje kierunek ku NW. Porfiroblasty skaleni w większości przypadków mają barwę różową. Badania wykazały, że enklawy należy traktować jako jeden z rodzajów struktur liniowych. Enklawy oraz występujące w nich struktury liniowe interpretuję jako poli-B-lineację oraz lineację nałożoną (wg terminologii przyjętej w pracy: J. Oberc, J. Kotowski, 1971).

We wszystkich odmianach strukturalno-teksturalnych gnejsów należących do enklaw obserwuje się wzbogacenie we wtórny kwarc. Doprowadzony kwarc naśladuje powierzchnie strukturalne enklawy, a wypierający stopniowo enklawę inny doprowadzony zespół generacyjny kwarcu tworzy żyły, które nakładają się na starsze generacje.

SKIALITY STRUKTURALNE W SKALE KWARCOWEJ

Enklawy gnejsów, podobnie jak i inne skały występujące w skale kwarcowej, są wydłużone. Oś najdłuższą enklaw traktuję jako typ lineacji określony symbolem *el* (J. Oberc, J. Kotowski, 1969). Wydłużenie enklaw odpowiada tzw. lineacji nałożonej, o czym wspomniałem wyżej. Enklawy traktowane jako struktury liniowe posiadają charakterystyczne wydłużenie, z reguły zgodne z B-lineacją parakinematyczną ziarn lub agregatów mineralnych występujących w tej enklawie. Oznacza to, że sama enklawa jako lineacja *el* zawiera w sobie starsze lineacje parakinematyczne (stąd lineacja nałożona), przy czym lineacja *el* ma „kontury” strzępiaste. Z lineacji *el* „wychodzą” parakinematyczne anastomozujące agregaty skaleniowo-kwarcowe, przechodzące w skałę kwarcową. Obserwacje polowe kontaktu lineacji parakinematycznej enklawy, przechodzącej w skałę kwarcową wykazały, że jest to typ drzazgowej metasomatycznej lineacji agregatów mineralnych.

Gnejsy i inne skały wspomnianych enklaw wykazują różny charakter kontaktu ze skałą kwarcową. Wyróżniono następujące grupy kontaktu:

1. Wyraźnie zaznaczający się kontakt, czyli ostre odcięcie enklawy gnejsu od skały kwarcowej. Kontakt taki rozwinięty jest na małych odcinkach. Ostre kontakty enklawy ze skałą kwarcową są pochodzenia tektonicznego lub mimetyczno-powłokowego. Kontakty tektoniczne bywają bądź to pojedyncze, bądź też reprezentują sprzężone powierzchnie proste, wichrowate, z różnym względnym przemieszczeniem. Kontakt mimetyczno-powłokowy rozwinięty jest wzdłuż pojedynczej powierzchni strukturalnej, na której nie widać tak charakterystycznych dla kontaktów tektonicznych dyferencjalnych, translacyjnych przemieszczeń. Kontakty mimetyczno-powłokowe są jak gdyby odciśnięte; odciśnięcie to nastąpiło wzdłuż bardzo starych powierzchni dysjunkcyjnych.

2. Kontakt strzępiasty (rekrystalizacyjno-metasomatyczny). Kontakty enklawy ze skałą kwarcową nie są tu ostre i nie wszędzie widoczne. Zrekonstruowany kształt enklawy na podstawie lokalnie widocznych fragmentów kontaktu pozwala wnosić, że skała enklawy reprezentuje formy strzępiasto-wydłużone. Analiza terenowa i laboratoryjna różnych

przekrojów dowodzi, że generalne wydłużenie enklaw pokrywa się z kierunkiem B-lineacji parakinematycznej ziarn mineralnych.

Na podstawie badań laboratoryjnych można wydzielić dwa rodzaje cieni strukturalnych w skałach kwarcowych: a) szkieletowe skiality strukturalne, b) izolowane skiality strukturalne.

Szkieletowe skiality strukturalne tworzą w skale kwarcowej przestrzeny flebitowy element konstrukcji, zbudowany ze skał o płasko-równoległej budowie. Szkieletowe skiality strukturalne reprezentują przerobione skały o łupkowej pierwotnie budowie, które wyraźnie nawiązują do skał enklaw. Kontury szkieletowych skialitów strukturalnych są strzępiaste i rozplywające się w skale kwarcowej. Precyzyjne prześledzenie tych struktur jest trudne, podobnie jak ustalenie geometrycznej przestrzennej formy skialitu. Badania wykazały, że strzępiaste formy występują na przedłużeniu mezoskopowo widocznych fragmentów enklawy. Na przedłużeniu enklaw pojawiają się także cienie strukturalne o budowie płasko-równoległej, które przypominają formy wydłużonego flebitu. Flebitowe kształty szkieletowego skialitu strukturalnego, jak wykazały badania mikroskopowe i polowe, należy interpretować jako reliktowe struktury skał o budowie łupkowej, przypuszczalnie powstałe z łupków łyszczkowych lub skał do nich zbliżonych. Orientacja płasko-równoległej budowy skialitów strukturalnych jest niemal analogiczna lub zbliżona do orientacji przestrzennej powierzchni foliacji obserwowanej w gnejsach. W wielu przypadkach omawiane skiality strukturalne łączą się w głębi ze skałą enklawy. Spotyka się również szkieletowe skiality strukturalne w skałach kwarcowych, które po zrekonstruowaniu przedstawiają różne morfologicznie typy fałdów. Ich charakterystyczną cechą jest daleko posunięte wypieranie enklawy przez kwarc. W pierwszej kolejności ulegają wypieraniu przeguby synklinalne i antyklinalne, a potem następuje zabliznianie kwarcem stref objętych deformacją kinetyczną.

Izolowane skiality strukturalne występują w skale kwarcowej w postaci izolowanych cieni strukturalnych. Są one z reguły ledwo dostrzegalne, pojawiają się i zanikają w skale. Badania wykazały, że są one również relikdami struktur płasko-równoległych skał starszych od gnejsów; przypuszczalnie należały do skał łupkowych. Większość omawianych skialitów ma zarysy zbliżone do wydłużonego flebitu. Przyпуска się również, że niektóre izolowane skiality strukturalne powstały ze skał zbliżonych do gnejsów. Charakterystyczną cechą tych skialitów jest obecność w nich kaolinitu poskaleniowego. Kaolinit często układa się w cienkie, równoległe smugi. Kaolinitowe skupienia i nieregularne ziarna „czystego” kwarcu naśladują struktury płasko-równoległe.

Izolowane cienie strukturalne skał o budowie łupkowej wykazują, jak wynika z badań płytek zorientowanych, niemal analogiczną orientację powierzchni *ab* jak orientacja powierzchni foliacji w enklawach. Badania wykazały, że w skupieniach kaolinitu towarzyszącymi minerałami są dickit i inne minerały ilaste.

Izolowane skiality strukturalne w porównaniu z przestrzennymi skialitami strukturalnymi reprezentują daleko posuniętą przeróbkę metasomatyczną, w czasie której przesycone zostały kwarcem. Kwarc rozwijający się kosztem skialitów strukturalnych zabliznił starsze mikrodyslo-

kacje w skialicie, często były to strefy translacji i dyferencjalnych przemieszczeń. Oprócz wymienionych starszych deformacji kinetycznych występują młodsze, które wyraźnie przecinają skialit i skałę kwarcową.

TEKTONICZNA ANALIZA ENKLAW W SKAŁACH KWARCOWYCH

W skałe kwarcowej, o czym już wspominałem, występują głównie enklawy skał łupkowych i gnejsów (fig. 2 i 3). Często występujące obok siebie enklawy mają nie zawsze dobrze widoczną łączność. Szczegółowe

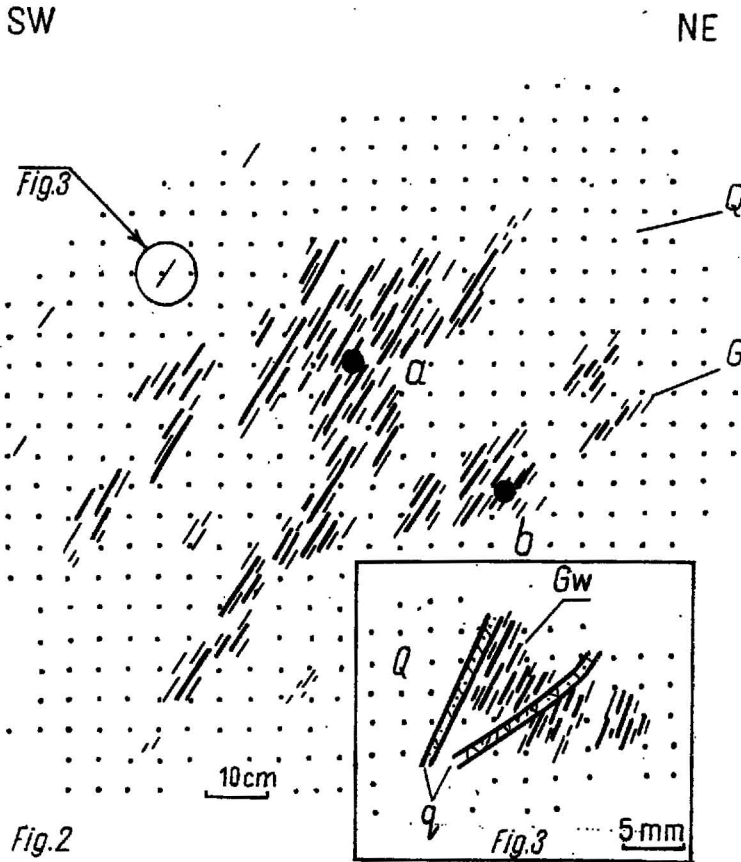


Fig. 2. Enklawa gnejsu w skałe kwarcowej okolicy Barcinka
Gneiss inclusion in the quartz rock within the area of Barcinek

Q — skała kwarcowa; G — gnejs; a, b — punkty pomiarów (f) foliacji i (l) lineacji: a — $f = 225/75$; $l = 296/46$; b — $f = 219/69$; $l = 286/44$
Q — quartz rock; G — gneiss; a, b — points of measurement of foliation (f) and of lineation (l): a — $f = 225/75$; $l = 296/46$; b — $f = 219/69$; $l = 286/44$

Fig. 3. Szczegóły enklawy z fig. 2

A fragment of an inclusion (from Fig. 2)

Q — skała kwarcowa; Gw — gnejs warstewkowy; q — hydrotermalne żyły kwarcowe
Q — quartz rock, Gw — banded gneiss; q — hydrothermal quartz veins

badania pod mikroskopem miejsc łączenia się sąsiednich enklaw stwierdziły, że analizowane partie skały kwarcowej (mezoskopowo pozornie jednorodnej) wykazują obecność skialitów strukturalnych skał o budowie płasko-równoległej. Struktury reliktowe upodabniają się bądź to do drobnoziarnistych odmian gnejsowych, bądź też w innych przypadkach do skał o budowie łupkowej. Enklawy te podlegały nierównomiernemu wypieraniu przez kwarc — z różnym nasileniem, w różnych kierunkach koordynat strukturalnych, stąd też powstały formy o skomplikowanym kształcie, przypominające zarysy flebitu.

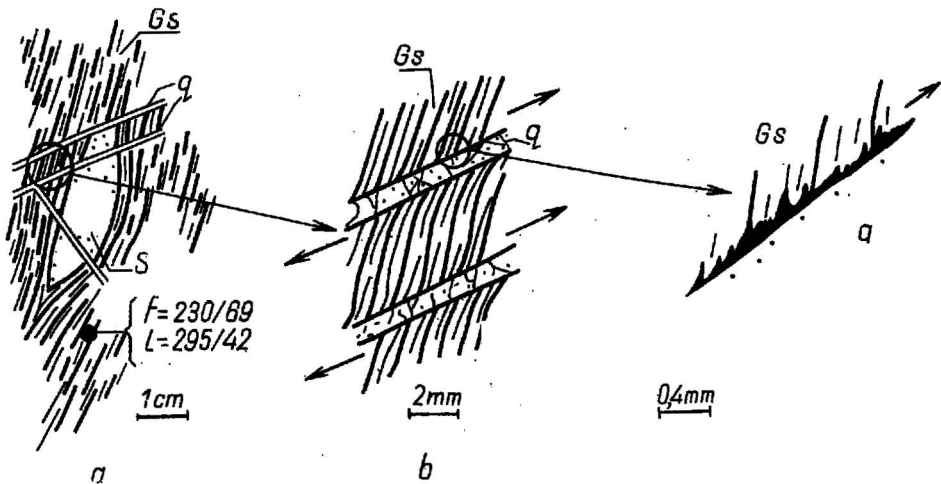


Fig. 4a. Fragment enklawy gnejsu soczewkowego z okolic Barcinek

A fragment of the lenticular gneiss inclusion from the vicinity of Barcinek

Fig. 4b. Szczegół z fig. 4a — hydrotermalne żyłki drobnoziarnistego kwarcu barwy białej przecinają enklawę gnejsu; na kontakcie enklawy z żyłkami hydrotermalnego kwarcu zaznacza się charakterystyczne dla dyslokacji ciągnięcie warstw

A fragment taken from Fig. 4a. Hydrothermal veinlets of fine-grained quartz, white in colour, intersect a gneiss inclusion. At the contact of the inclusion with the hydrothermal quartz veins a drawing of strata, characteristic of a dislocation, can be observed

Fig. 4c. Szczegół z fig. 4b — kontakt hydrotermalnej żyły kwarcowej z gnejssem; widoczne pokruszenie gnejsu z czasu tworzenia się dyslokacji

A fragment from Fig. 4b. A contact of the hydrothermal quartz vein with gneiss; visible is crushed gneiss produced during the formation of dislocation

Gs — gnejs soczewkowy; S — skałen; q — hydrotermalne żyły kwarcu; f — foliacja; l — lineacja
Gs — lenticular gneiss; S — feldspar; q — hydrothermal quartz veins; f — foliation; l — lineation

Dokonywano pomiarów orientacji przestrzennej powierzchni foliacji i struktur liniowych w enklawach (J. Kotowski, 1972). Dla przykładu podano pomiary orientacji struktur liniowych i powierzchniowych dla enklawy zbudowanej z gnejsów (fig. 2). Enklawa ta posiada bardzo słabo widoczne kontury o zarysie nieregularnym, „rozplywa się” niemal w skale kwarcowej. Pomiary orientacji przestrzennej struktur płasko-liniowych w enklawie o flebitowym zarysie są niemal analogiczne. We fragmencie

skały kwarcowej przedstawionej na fig. 3 widać, oprócz reliktowych struktur płasko-równoległych, młodsze hydrotermalne generacje żył kwarcu. Ze szczegółowej analizy wynika, że orientacja przestrzenna reliktywnej powierzchni foliacji nie odbiega od orientacji widocznej w skali mezoskopowej.

Inny przykład enklawy gnejsu, która występuje w skale kwarcowej, przedstawiono na fig. 4. Zachowane są tu fragmenty gnejsu soczewkowego z rzadko na ogół spotykanymi różowymi porfiroblastami skaleni, zdyslokowane i dyferencjalnie przemieszczone. Z mezodyslokacji rozwinęły się następnie szczelinki (cząstkowe warunki tensji), które zostały wypełnione hydrotermalnym kwarcem. Żyłki kwarcowe przecinają nie tylko enklawę, lecz również skałę kwarcową. Wzdłuż dyslokacji nastąpiło charakterystyczne ciągnięcie struktur płasko-liniowych.

Pomiary orientacji przestrzennej powierzchni foliacji i parakinematycznych struktur liniowych (fig. 4a) są niemal analogiczne jak w przypadku poprzednio analizowanej enklawy (fig. 2). Oznacza to, że enklawy te, mimo że są izolowane w skale kwarcowej, posiadają analogiczną sytuację przestrzenną, podobnie zresztą jak szereg innych analizowanych enklaw (J. Kotowski, 1972). Pozwala to wnosić, że skała kwarcowa rozwinęła się częściowo ze skał gnejsowych.

Analizując szczegółowiej fragment enklawy gnejsu (fig. 4b) stwierdzamy, że parakinematyczny porfiroblast skalenia przecięty jest dwiema równoległymi mezodyslokacjami ścinającymi (G. D. Ażgirej, 1966), gdzie główne pośrednie naprężenie (w warunkach naprężeń tangencjalnych) zbliżone jest do b-koordynaty struktury. Tak przyjęte określenie orientacji przestrzennej głównych pośrednich naprężeń tangencjalnych, w danym przypadku cząstkowych, pokrywa się z naprężeniem młodoassyntyj-skiego fałdowania metamorfiku izerskiego. W przebudowanych seriach metamorfiku izerskiego powyższa zależność może nie być zachowana, co jest zrozumiałe z uwagi na mechaniczną niejednorodność górotworu i zmieniające się w czasie i przestrzeni cechy reologiczne wynikające ze zmieniających się w czasie warunków termodynamicznych.

Oprócz wspomnianych enklaw w skale kwarcowej występują tzw. szkieletowe struktury enklawy, które reprezentują fragmenty fałdów lub kompletne fałdy rozwinięte w skałach o budowie płasko-równoległej. Przykładem szkieletowej struktury enklawy gnejsów warstewkowych jest fig. 5. W analizowanej gnejsowej enklawie zgodnie z powierzchnią foliacji zaznacza się warstewka „kwarcu”. Jest ona charakterystyczna, ponieważ pod względem mezoskopowym nawiązuje do sekrecyjnego kwarcu tak często spotykanego w łupkowych pasmach metamorfiku izerskiego. Pod względem makroskopowym analizowana warstewka w enklawie nie różni się od kwarcu sekrecyjnego w łupkach łyszczykowych, np. pasma Starej Kamienicy. Pozwala to wnosić (wraz z szeregiem innych obserwacji), że enklawa reprezentuje gnejs warstewkowy, który rozwinął się ze skał łupkowych zbliżonych do łupków Starej Kamienicy lub Żłotnik Lubańskich. Oznacza to, że skała kwarcowa nie tylko rozwijała się ze skał gnejsowych, lecz również ze skał łupkowych zbliżonych pod względem składu do łupków łyszczykowych.

W szkieletowej strukturze enklawy zaznacza się bardzo wyraźnie powierzchnia nasunięcia wielkości mezoskopowej. Powierzchnia ta na fig. 5

przebiega zgodnie z powierzchnią foliacji, jest to szczególny przypadek intersekcyjny. Dokładne obserwacje wykazały, że powierzchnia taka ścina pod ostrym kątem powierzchnię foliacji w szkieletowej strukturze enklawy. Nasunięcie mas skalnych nastąpiło z kierunku północno-wschodniego. Geometria mezoskopowej wielkości powierzchni nasunięcia jest skomplikowana, na pewnych odcinkach pokrywa się z powierzchnią foliacji, w innych przypadkach przecina ją pod stromym kątem. Jest niewątpliwie nasunięciem starym, występuje w enklawie przechodząc w skałę kwarcową, w której widoczne jest tylko w bezpośrednim sąsiedztwie

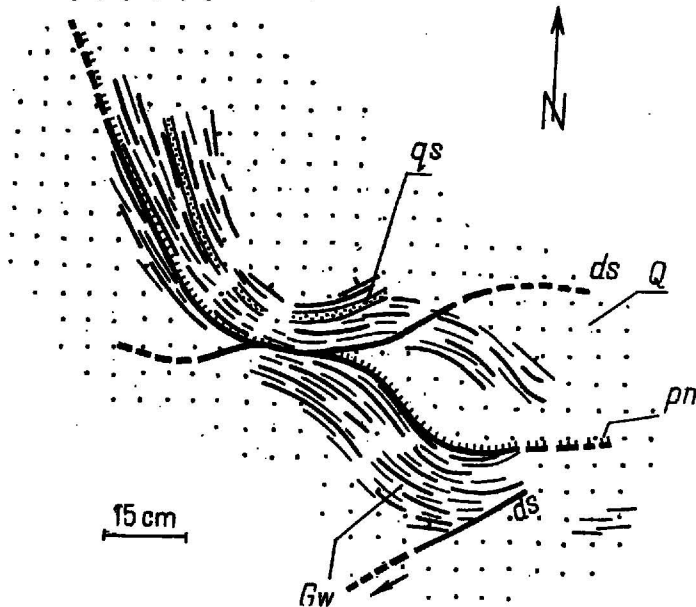


Fig. 5. Enklawa szkieletowa w skałe kwarcowej z północnego nasunięcia Barcinka w odsłonięciu z Barcinka (rysunek przedstawia plan)

Skeletal inclusion in quartz rock from the northern overthrust of Barcinek in the exposure at Barcinek (Figure presents a plan)

Q — skała kwarcowa; Gw — gnejs warstwowy; qs — kwarc sekrecyjny; pn — przesyfifikacyjna powierzchnia nasunięcia mezoskopowej wielkości; ds — mezoskopowe dyslokacje

Q — quartz rock; Gw — banded gneiss; qs — secretion quartz; pn — pre-silicification overthrust plane of mesoscopic size; ds — mesoscopic dislocations

enklawy; oddalając się od niej stopniowo zanika, jest zablźnione kwarcem. Nie tylko omawiane nasunięcie, lecz szereg innych dyslokacji rozwinętych w enklawie nie przedłuża się w skałę kwarcową względnie daje się zauważyć tylko w bezpośrednim sąsiedztwie enklawy. Są to dyslokacje sprzód głównej sylifikacji. Należy zwrócić uwagę, że niezależnie od wspomnianych występują także dyslokacje bardzo młode.

Dalszym faktem, który wynika ze szkieletowej struktury enklawy (fig. 5) i innych podobnie wykształconych enklaw jest to, że sylifikacji w pierwszej kolejności podlegają przeguby synklinalne czy antyklinalne,

a więc obszary rekompresacji połączonej z dezintegracją ośrodka. Wymieniony wyżej fakt nie jest odosobniony, bowiem znane są przypadki z literatury krajowej i zagranicznej, że np. granityzacji statycznej podlegają szybciej przeguby fałdów niż skrzydła, rekrytalizacja marmurów itp. W omawianym przypadku stwierdza się szybciej postępującą sylikację w przegubach niż w skrzydłach fałdów, o czym już wspominałem (J. Kotowski, 1972).

Rekonstrukcja paleotektoniki dysjunktywnej sprzed ogłówniej sylikacji w skałach kwarcowych jest trudna, bowiem opiera się ona na reliktach paraklaz lub diaklaz fragmentarycznie zachowanych. Ogólnie można powiedzieć, że relikty te dowodzą silnego zaangażowania tektonicznego w czasie poprzedzającym sylikację. Ustalenie geometrii i związku przestrzennego między różnymi generacjami, paleomezodyslokacjami, jest w obecnej fazie badań trudne.

Z interpretacji tektonicznej szkieletowej struktury enklawy wynika (fig. 5) zmienna w przestrzeni orientacja powierzchni foliacji, wywołana z jednej strony (głównie) obecnością fałdów ze zginania w miejscu obecnie zajęтым przez skałę kwarcową, z drugiej zaś — reorientacją w związku z obecnością przechodzących w sąsiedztwie dysjunkcji (dyslokacji) sprzed sylikacji. Różna orientacja powierzchni foliacji w izolowanych enklawach tkwiących w skałe kwarcowej może być więc efektem daleko posuniętej sylikacji szkieletowych struktur lub wynikiem reorientacji związanej z przemieszczeniem mas skalnych wzdłuż wichrowatych powierzchni. Szczegółowa analiza pozwala na ogół rozróżnić, z którym przypadkiem spotykamy się w danym punkcie. Ustalenie takiego przypadku wymaga wykonania dużej ilości preparatów zorientowanych i analizy petrotektonicznej.

W omawianej szkieletowej strukturze enklawy w wyniku preparowania *in situ* wykonano pomiary orientacji przestrzennej powierzchni foliacji. Pomiary te posłużyły między innymi do sporządzenia stereogramu orientacji przestrzennej osi synkliny w skałi mezoskopowej w szkieletowej strukturze enklawy (fig. 6). Ze stereogramu wynika, że oś synkliny w enklawie zmienia stopniowo zarówno kierunek, jak i wartość upadu. Generalizując zagadnienie orientacji osi synkliny można powiedzieć, że zapada ona ku południowi z przejściem na południowy wschód; ten ostatni kierunek spotykamy w głębszych częściach preparowanej skały kwarcowej. Można wnosić, zresztą nie tylko z podanego przykładu, lecz z szeregu podobnych, że uprzednio występujące skały były silnie zmięte w fałdy ze zginania. Fałdy, o których wspomniano wyżej, wykazują różną geometrię, często zmieniają wergencję i orientację przestrzenną osi synklin i antyklin.

Wykonano również pomiary orientacji B-lineacji ziarna o cechach parakinematycznych (fig. 7). Lineacja występuje na powierzchni foliacji w szkieletowej strukturze enklawy. Asocjacja form mineralnych, geometria, morfologia, anatomia (struktury pełzania i dysjunkcji) wymienionej B-lineacji pozwalają na interpretację jej jako parakinematycznej lineacji nałożonej (według terminologii — J. Oberc, J. Kotowski, 1971). Charakterystyczną cechą nałożonych fałdów występujących w metamorfiku izerskim jest regularność B-lineacji assyntyjskiej; wynika ona z młodoassyntyjskiego planu deformacji. W analizowanym przypadku (fig. 7)

lineacja, którą spotykamy w synklinie szkieletowej struktury enklawy, była już „zdeformowana” przed powstaniem fałdu (synkliny). Z badań metodą geometryczną i analityczną wynika, że nie mogła to być lineacja prostolinijna przed powstaniem fałdu, ponadto należy dodać, że krzywolinijny przebieg lineacji obserwujemy na odcinku zaledwie kilkunastu centymetrów. B-lineacja ulegając reorientacji w czasie formowania fałdu lub fałdów (z których powstała szkieletowa struktura) odpowiada jedynie mechanizmowi, jakiemu generalnie podlegał metamorfizm izerski w młodoassyntyjskim planie deformacji (J. Oberc, 1967). Mezoskopowo omawiana reorientacja nie różni się od przyjmowanego mechanizmu powstawania B-lineacji w ruchach młodoassyntyjskich.

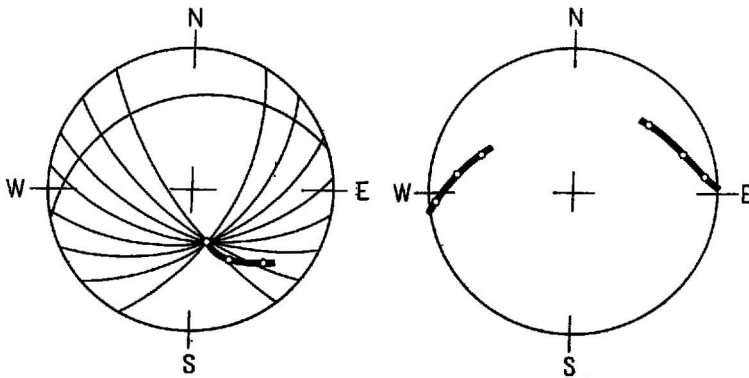


Fig. 6. Stereogram zmiennej przestrzennie orientacji osi synkliny w szkieletowej strukturze enklawy

Stereogram of the spatially variable orientation of synclinal axis in the skeletal structure of the inclusion

Fig. 7. Orientacja B-lineacji parakinematycznej w szkieletowej strukturze (synklinie) enklawy

Orientation of parakinematic B-lineation in the skeletal structure (syncline) of the inclusion

Utożsamianie reorientacji lineacji w czasie tworzenia się synkliny (szkieletowa struktura enklawy) z reorientacją młodoassyntyjską w metamorfizmie izerskim byłoby niekonsekwencją w chronologicznym przebiegu procesów. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia z lokalnym (cząstkowym) krzywolinijnym przebiegiem lineacji z okresu staroassyntyjskiego fałdowania. Ze względu na nieodosobniony przypadek i interesujące zjawisko problem ten zanalizuję w przyszłości stosując metodę geometryczną i analityczną.

Spośród wielu analizowanych enklaw na szczególną uwagę zasługuje fragment enklawy gnejsu soczewkowego (fig. 8). W enklawie tej skałenie uległo częściowej kaolinizacji. Porfiroblastyczny skałenie zawiera relikty gnejsów warstewkowych. W obrębie porfiroblastu skałenie z kaolinitem i domieszką dickitu występują (wielkości mezoskopowej) wydłużone liniennie agregaty skałeniowo-kwarcowe. Badania mikroskopowe płytek cienkich zorientowanych, pószlifów i termiczna analiza różnicowa wykazały, że są to agregaty skałeniowo-kwarcowo-kaolinitowe lub w przy-

padku przeobrażenia kompletnego skaleni — agregaty kwarcowo-kaolinitowe z domieszką dickitu.

Badania wykazały, że agregaty skaleniowo-kwarcowe wyznaczające lineacje występują wewnątrz porfiroblastu skaleni (fig. 8a). Należy zatem uważać, że lineacja wyznaczona przez parakinematyczny skałen nie jest tego samego wieku co lineacja wyznaczona przez agregaty skaleniowo-kwarcowe (wtórnie hydrotermalnie zmienione w agregaty kwarcowo-kaolinitowe z domieszką dickitu). Parakinematyczna lineacja agregatów skaleniowo-kwarcowych jest starsza od skaleniowej, ta ostatnia mimetycznie wykorzystwała predyspozycje starszej lineacji. Wielokrotnie obserwowana przez różnych autorów w metamorfiku izerskim B-lineacja parakinematyczna wyznaczona przez skałen zawiera struktury helicytowe w skali mikroskopowej i mezoskopowej. Przypuszczalnie różnica czasowa tworzenia się parakinematycznych B-lineacji wyznaczonych przez agregaty skaleniowo-kwarcowe i skaleni jest niewielka, za czym przemawia między innymi równoległość obu anastomozujących form liniowych.

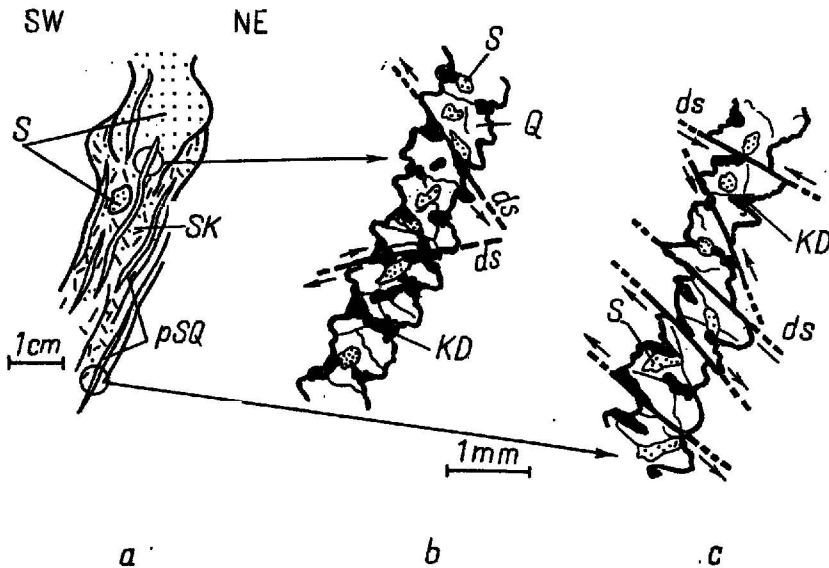


Fig. 8a. Fragment enklawy gnejsu soczewkowego w skałe kwarcowej

A fragment of the lenticular gneiss inclusion in quartz rock

S — skałen; SK — skałen skaolinizowany (niekompletnie); pSQ — agregat skaleniowo-kwarcowy
S — feldspar; SK — kaolinized feldspar (incompletely); pSQ — feldspar-quartz aggregate

Fig. 8b, c. Szczegóły z fig. 8a — agregaty skaleniowo-kwarcowe

Details from Fig. 8a — feldspar-quartz aggregates

Q — kwarc; KD — kaolinit, dickit; ds — przedsylikacyjne mikrodyslokacje
Q — quartz; KD — kaolinite, dickite; ds — pre-silification microdislocations

Agregaty kwarcowo-skaleniowo-kaolinitowe wykazują pod mikroskopem bardzo złożoną budowę. Skalenie w tych agregatach uległy, jak już wspomniałem, częściowemu lub niekiedy całkowitemu przeobrażeniu w kaolinit. Szczególnie intensywnej kaolinizacji podlegają te skaleni, które

występują w zewnętrznej części liniowego agregatu. Skalenie, które są „zamknięte” wewnątrz kwarcu (analizowanych struktur uważanych za B-lineacje), nie wykazują natomiast tych zmian w takim stopniu jak skalenie występujące na peryferiach liniowego agregatu. Agregaty skalenio-wo-kaolinitowo-kwarcowe wykazują szereg mikrodyslokacji (fig. 8b, 8c), które — jak wynika z orientacji przestrzennej okazu i preparatów zorientowanych — nawiązują lub są zbliżone do ścinających płaszczyzn generalnego młodooasyntyjskiego planu deformacji w metamorfiku izerskim. W omawianym przypadku główne (maksymalne) naprężenie tangencjalne jest zorientowane przestrzennie jako dwusieczna kąta ostrego w stosunku do głównego największego ściskającego naprężenia (σ_1). Wspomniany kąt, liczony między głównym największym naprężeniem (σ_1) a płaszczyznami ścinającymi, waha się od kilku do kilkunastu stopni.

Przyjmując znane w literaturze radzieckiej wyznaczenie głównych pośrednich naprężeń w kinetycznym układzie współrzędnych strukturalnych i głównego pośredniego naprężenia (σ_2) w przypadku fig. 8b i 8c wynika, że główne pośrednie naprężenie w kinetycznym układzie współrzędnych strukturalnych posiada kierunek zgodny z b-koordynatą (niemal pokrywa się). Mikrodyslokacje nie mogą być więc inaczej interpretowane jak powierzchnie ścinające, rozwinięte wzdłuż τ_{max} (generalnie), pod warunkiem jednak, iż wspomniane powierzchnie odnosimy do określonego wyżej pola naprężeń. Kąty zawarte między mikrodyslokacjami a zrekonstruowaną powierzchnią *ab* struktury są zmienne, lecz zawsze ostre. Powstałe ślady z przecięcia mikrodyslokacji i zrekonstruowanej powierzchni foliacji są (generalnie) równoległe do siebie i do B-lineacji mierzonych (w skali mezoskopowej) w enklawach.

Z obserwacji wynika, że mikrodyslokacje są starsze od głównej sylifikacji. Sylifikacja zabliznia je, w związku z czym są one widoczne w agregatach, podczas gdy oddalając się od nich stopniowo zanikają. W sąsiedztwie mikrodyslokacji skalenie uległy szybszej kaolinizacji niż w partiach oddalonych od nich.

UWAGI I WNIOSKI

Na Pogórze Izerskim w miejscu obecnie zajmowanym przez skały kwarcowe istniały fility, łupki łyszczkowe, gnejsy, amfibolity łącznie z ich diaforytami, łupki szarogłazowe, zlepieńce i rzadko spotykane kwaśne wulkanity z ich tufami i produktami ich przeobrażeń, o czym donosiłem (J. Kotowski, 1972). Wymienione wyżej skały stanowią w większości przypadków enklawy autochtoniczne w skale kwarcowej. Najczęściej spotyka się enklawy reprezentowane przez gnejsy o różnej strukturalno-teksturalnej budowie. Wielkość enklaw jest różna — od mikro-enklaw do enklaw rozmiarów mezoskopowych.

Skały kwarcowe występują w strefie tektonicznej interpretowanej jako nasunięcia. Skały te są złożone z kilku nałożonych generacji kwarcu. Generalizując zagadnienie, można wyróżnić w skale kwarcowej dwa zespoły generacyjne kwarcu: a) zespół metasomatyczno-rekrytalizacyjny, b) zespół hydrotermalny.

Dokładne ustalenie liczby generacji kwarcu w wymienionych zespołach jest trudne, ponieważ północne nasunięcie Barcinka, podobnie jak

inne na Pogórzu Izerskim, było w swej historii geologicznej kilkakrotnie odnawiane i zablizniane kwarcem. Na obecnym etapie znajomości tektoniki i genezy skał kwarcowych można jedynie udokumentować trzy generacje kwarcu w zespole metasomatyczno-rekrystalizacyjnym oraz co najmniej trzy generacje w zespole hydrotermalnym.

Stwierdzono ponadto kwarc pochodzenia detrytycznego w enklawach zlepieńcopodobnych (tektonity zlepieńcopodobne). W niektórych enklawach spotyka się fragmenty kwarcu sekrecyjnego, przypomina on nieregularne, wygniecione, pofałdowane, często „zbudinażowane” warstwy kwarcu sekrecyjnego w łupkach łuszczkowych pasma Złotnik Lubańskich lub Starej Kamienicy. Enklawy te pod względem strukturalno-teksturalnym i mineralogicznym nawiązują do łupków łuszczkowych, w innych miejscach do filitów. Kwarc ten przypuszczalnie pochodzi z osadów ilastych proterozoicznej geosynkliny, której fragment rozciągał się w miejscu obecnie zajmowanym przez Góry Izerskie.

Istnienie w skałach kwarcowych lokalnie wykształconych struktur mylonitycznych, kataklastycznych i brekcjowatych, niecałkowicie zabliznionych kwarcem, wskazuje na to, że strefa tektoniczna była przez długi okres czynna tektonicznie. Formowanie się strefy i odkładanie kwarcu trwało od ruchów młodoassyntyjskich do paleozoiku włącznie. W trzeciorzędzie w nielicznych miejscach strefę tektoniczną wykorzystywał zasadowy wulkanizm bazaltowy (J. Kotowski, 1972; J. Oberc, 1972). Nasunięcia przecinające Pogórze Izerskie na oddzielne fragmenty powstały w dobie ruchów młodoassyntyjskich. Orientacja elementów tektoniki w enklawach i w strukturach szkieletowych enklaw przemawia za orientacją kinetycznych osi naprężeń młodoassyntyjskiego planu deformacji. Parakinematyczny charakter struktur liniowych reprezentowany przez agregaty skaleniowo-kwarcowe wskazuje, że są one starsze od B-lineacji skaleniowej (również parakinematycznej) w enklawach gnejsu. W szkieletowych strukturach enklaw zarejestrowane są nasunięcia wielkości mezoskopowej i deformacje (typu reorientacji) struktur liniowych, które następnie podlegały młodoassyntyjskiej regionalnej reorientacji w metamorfiku izerskim, zgodnie z modelem podanym przez J. Oberca (1967). Przedmłodoassyntyjska (lokalna) reorientacja struktur liniowych, nasunięcia mezoskopowej wielkości i mikrodyslokacje w enklawach powstały przed główną sylifykacją.

W czasie tworzenia się nasunięć w metamorfiku izerskim w końcowej fazie młodoassyntyjskich ruchów następowała redukcja (wyslizganie) skrzydeł fałdów assyntyjskich. W terenie można dokładnie prześledzić — idąc w kierunku od kontaktu skały kwarcowej do osłony — jak wzrasta ilość i wielkość enklaw przy równoczesnym zmniejszaniu się ilości kwarcu (maleje nasilenie sylifykacji). Wspomniany wyżej kontakt należy rozumieć jako strzępiaste przenikanie się skały kwarcowej z fragmentami enklawy i skał osłony, a nie ostre (tektoniczne) odcięcie skał kwarcowych od osłony.

Z charakteru młodszych zjawisk, które obserwowano w rowach badawczych zlokalizowanych na kontakcie skały kwarcowej i osłony wynika, że hydrotermalne żyły kwarcowe o grubości do kilkunastu centymetrów przecinają zarówno skałę kwarcową, jak i ich osłonę, nie zmieniając przy tym grubości i orientacji przestrzennej. Żyły hydrotermalne

występujące w skale kwarcowej oraz osłonie wiąże z waryscyjskim granitem Karkonoszy, którego kopuła występuje pod gnejsami izerskimi okolic Barcinka.

Uniwersytet Przyjaźni Narodów w Moskwie
Nadesłano dnia 28 lutego 1973 r.

PIŚMIENNICTWO

- KORNAS J. (1958) — Uwagi o złożu kwarcu w Barcinku. *Prz. geol.*, 6, p. 392—394, nr 8/9. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1963) — Zdjęcie geologiczne okolic Barcinka. *Arch. Bibl. Kat. Geol. Fiz. U. Wrocław. (praca magisterska-maszynopis)*. Wrocław.
- KOTOWSKI J. (1965) — Żyły kwarcowe w okolicy Barcinka na Pogórzu Izerskim. *Kwart. geol.*, 9, p. 565—574, nr 3. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1968) — Stanowisko tektoniczne żył kwarcowych o przebiegu (NW-SE) w okolicy Barcinka na Pogórzu Izerskim. *Kwart. geol.*, 12, p. 65—77, nr 1. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1969) — Assyntyjskie założenia tektoniczne żył kwarcowych o kierunku NW-SE w okolicy Barcinka. *Kwart. geol.*, 13, p. 731—741, nr 4. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1970) — Palimpsestowa lineacja skupień kaolinitowych na styku żył kwarcowych z gnejsami w okolicy Nowej Kamienicy na Pogórzu Izerskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, z. 2, p. 311—324. Kraków.
- KOTOWSKI J. (1971) — Geologia krystaliniku izerskiego okolicy Gryfowa Śląskie-go. *Biul. Inst. Geol.*, 253. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1972) — Stanowisko tektoniczne i geneza skał kwarcowych południowej części Pogórza Izerskiego. *Prace Nauk. Inst. Geol. Pol. Wrocław.*, 8, Monografie, nr 2. Wrocław.
- OBERC J. (1967) — Rozrzut B-lineacji w krystaliniku izerskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, p. 373—386, z. 3. Kraków.
- OBERC J. (1972) — Budowa geologiczna Polski. *Tektonika*, cz. 2, 4, *Inst. Geol. Warszawa*.
- OBERC J., KOTOWSKI J. (1969) — Orientacja mezoskopowych enklaw autochtonicznych i struktury szkieletowe w granicie rumburskim. *Biul. Inst. Geol.*, 230, p. 5—166. Warszawa.
- OBERC J., KOTOWSKI J. (1971) — Podział B-lineacji tektonicznej na podstawie badań w Sudetach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, p. 533—552, z. 4. Kraków.
- SMULIKOWSKI W. (1969) — Złoże kwarcu żyłowego w Olesznej Podgórskiej na tle innych złóż kwarcu w północnej okrywie granitu Karkonoszy. *Prz. geol.*, 17, p. 566—572, nr III. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M. (1966) — O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich. *Kwart. geol.*, 10, p. 666—688, nr 3. Warszawa.
- АЖИПЕИ Г. Д. (1966) — Структурная геология. Изд. МГУ. Москва.

Ежи КОТОВСКИ

**ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕВЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРНОГО НАДВИГА БАРЦИНКА
(ИЗЕРСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ)**

Резюме

Анализируемые в статье кварцевые породы залегают на Изерской возвышенности — Нижняя Силезия (фиг. 1).

В кварцевых породах имеются: филлиты, слюдистые сланцы, гнейсы, амфиболиты и диафориты, граувакковые сланцы, конгломераты и реже кислые вулканические породы и их туфы. Выше названные породы в большинстве случаев, по моему мнению, являются автохтонными энклавами (фиг. 2, 3, 4, 5, 8). Кварцевые породы образовались в результате силификации пород автохтона. На силифицированные породы наложился гидротермальные генерации кварцевых жил. Кварцевые породы состоят из двух генерационных групп кварца: а) метасоматически-рекристаллизационная группа, б) гидротермальная группа. Кварцевые породы образуют ядра чешуй (Е. Котовски, 1972).

Надвиг возникли в период раннеассинтийской складчатости. Кварцевые породы образовались от раннеассинтийского до варисийского времени. В кварцевых породах имеются скиалитовые структуры плоско-линейного строения. Паракинематическая *B*-линейность кварцево-полевошпатовых агрегатов является более древней, чем паракинематическая *B*-линейность, выраженная полевым шпатом в гнейсовых энклавах. Паракинематическая *B*-линейность в микродислокации является древнее силификации. Перед раннеассинтийской складчатостью *B*-линейность была местами переориентирована. Во время раннеассинтийской складчатости *B*-линейность изерской метаморфической формации подвергалась региональной переориентировке.

Jerzy KOTOWSKI

**INCLUSIONS IN QUARTZ ROCKS IN THE NORTHERN
BARCINEK OVERTHRUST (IZERA UPLAND)**

Summary

Quartz rocks discussed in this paper occur within the Izera Upland, Lower Silesia (Fig. 1). The quartz rocks contain: phyllites, mica schists, gneisses, amphibolites along with diaphthorites, greywacke schists, conglomerates and at places acid volcanites and their tuffs. The above rocks are for the most part interpreted as autochthonous inclusions (Figs 2, 3, 4, 5 and 8). The quartz rocks have been formed due to silification of inclusion rocks. The silification processes have been followed by hydrothermal generations of quartz veins. The quartz rocks consist of two generation series of quartz: a) metasomatic-recrystallization series, and b) hydrothermal series. The quartz rocks are located within the overthrusts I have interpreted before (J. Kotowski, 1972).

The overthrusts had been formed during the Young Assyntic folding process. The quartz rocks were formed beginning with the Young Assyntic movements up to

the Variscan movements inclusive. In the quartz rocks are found schistose structures characterized by the flat-parallel structure. The parakinematic B-lineation of the feldspar-quartz aggregates is older than the feldspar parakinematic B-lineation in the gneissic inclusions. The parakinematic B-lineation and the microdislocations are older than the silification. Before the Young Assynitic movements the B-lineation had been locally reoriented. During the Young Assynitic movements the B-lineation underwent regional reorientation within the Iżera metamorphicum.