

Jerzy ŻABA*

PÓLNOCNY KONTAKT GRANITU KARKONOSZY W REJONIE ZAKRĘTU ŚMIERCI I MNISZEGO LASU (SUDETY ZACHODNIE)

SPIS TREŚCI

| | |
|---|----|
| Streszczenie | 47 |
| Wstęp | 47 |
| Położenie oraz zarys budowy geologicznej terenu badań | 48 |
| Przegląd dotychczasowych badań | 51 |
| Strefa kontaktowa rejonu Zakrętu Śmierci | 53 |
| Strefa kontaktowa rejonu Mniszego Lasu | 59 |
| Utwory żyłowe związane z granitem Karkonoszy | 63 |
| Enklawy w granicie Karkonoszy | 65 |
| Generacje struktur | 66 |
| Struktury preintruzywne | 66 |
| Struktury synintruzywne | 66 |
| Struktury postintruzywne | 67 |
| Przestrzenna pozycja powierzchni stropowej granitu Karkonoszy i jej stosunek do skał osłony | 68 |
| Charakter kontaktu | 68 |
| Literatura | 69 |
| The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes) — Summary | 72 |

Streszczenie

Praca przedstawia wyniki badań mezostrukturalnych prowadzonych w bezpośredniej strefie kontaktowej granitu Karkonoszy z północną okrywą w okolicach Szklarskiej Poręby (rejon Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu). Badaniami, poza naturalnymi terenowymi odsłonięciami, objęto pięć starych sztolni poszukiwawczych wchodzących pod wschodnią część izerskiego Grzbietu Wysokiego. W pracy określono przestrzenną

pozycję stropu masywu Karkonoszy oraz charakter jego kontaktu z osłoną. Granit Karkonoszy na całym badanym obszarze podściela skały osłony. Jego strop na ogół zalega horyzontalnie lub nieznacznie zapada na północ. Kontakt granitu z osłoną jest niezgodny, typowo intruzywny, rzadziej lokalnie tektoniczny. Często ma on charakter brekcji intruzywnej (agmatytu). W obrębie strefy egzokontaktowej stwierdzono flebity.

WSTĘP

Badania pozycji przestrzennej stropu masywu Karkonoszy oraz charakteru jego kontaktu z osłoną mają duże praktyczne znaczenie dla określenia genezy mineralizacji polimetalicznych, w tym uranowych, występujących na terenie Gór Izerskich i ich Pogórza.

Praca przedstawia wyniki badań prowadzonych przez autora w północnej strefie kontaktowej granitu Karkonoszy, w okolicach Szklarskiej Poręby (rejon Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu). Prace badawcze miały na celu ustalenie pozycji przestrzennej stropo-

* Instytut Geologii Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego, 41—200 Sosnowiec.

wej powierzchni waryscyjskiej intruzji oraz wyjaśnienie charakteru kontaktu. Powyższe zagadnienia, jak wynika z przedstawionego dalej przeglądu dotychczasowych badań, ujmowane były często kontrowersyjnie, a przede wszystkim bardzo ogólnikowo i nie zostały w pełni wyjaśnione.

Pracę oparto głównie na szczegółowym zdjęciu geologicznym wykonanym przez autora w okolicach Szklarskiej Poręby w skali 1:10 000 oraz na badaniach prowadzonych w starych sztolniach poszukiwawczych wchodzących od strony południowej pod izerski Grzbiet Wysoki. Zasadnicze prace terenowe przeprowadzono w latach 1972—1974. Sztolnie zostały wykonane w okresie przedwojennym i w latach pięćdziesiątych w poszukiwaniu uranu i rud żelaza. Włoty do wielu z nich odkryto przypadkowo lub dzięki pomocy pracujących tu niegdyś skalników. Sztolnie zachowały się w bardzo złym stanie — brak jest w nich ostemplowania, widoczne są liczne ślady obrywów ze stropu, często są zatopione lub zasypane. W pracy wzięto pod uwagę 5 wybranych sztolni: 3 w rejonie Zakrętu Śmierci oraz 2 w rejonie Mniszego Lasu.

W celu pełniejszego odtworzenia budowy geologicznej badanego terenu przeprowadzono obserwacje drobnych struktur tektonicznych (mezostruktur), a wyniki analizy mezostrukturalnej (Turner, Weiss 1963;

Ramsay 1967) przedstawiono na diagramach konturowych i punktowych w projekcji równopowierzchniowej Schmidta na półkuli górnej.

Nazewnictwo skał magmowych, dla których wykonano analizy mikrometryczne, przyjęto według nowego systemu klasyfikacyjnego zalecanego przez Podkomisję Systematyki Skał Magmaowych Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (International Union of Geological Sciences) przedstawionego w 1972 r. na Międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Montrealu (K. Smulikowski 1975; *Instrukcja Inst. Geol.* 1975).

Opisy skał — ze względu na tektoniczny charakter pracy — zostały potraktowane skrótowo. Najczęściej ograniczono się do przedstawienia ich podstawowego składu mineralnego.

Składam serdeczne podziękowania prof. Józefowi Obercowi za opiekę naukową nad prowadzonymi badaniami, przejrzenie maszynopisu pracy oraz liczne dyskusje dotyczące opracowywanego tematu. Profesorowi Kazimierzowi Smulikowskiemu jestem wdzięczny za szczegółowe i krytyczne uwagi dotyczące tekstu pracy. Dziękuję również dr. Michałowi Mierzejewskiemu i dr. Januaremu Szałasasze za rady i wskazówki udzielane w czasie opracowywania wyników badań oraz dr. Teresie Oberc-Dziedzic za pomoc w pracach petrograficznych.

POŁOŻENIE ORAZ ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ TERENU BADAŃ

Teren badań położony jest w Sudetach Zachodnich we wschodniej części Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich. Leży on w okolicach Szklarskiej Poręby, w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (fig. 1). Rejon Zakrętu Śmierci (fig. 2) obejmuje E i SE stoki Czarnej Góry (965 m n.p.m.), aż po Zakręt Śmierci (780 m n.p.m.), czyli okolice Białej Doliny w Szklarskiej Porębie Górnej oraz teren położony na N od Szklarskiej Poręby Średniej. Rejon Mniszego Lasu (fig. 3) położony jest nieco niżej i bardziej na wschodzie, pomiędzy Zbójeckimi Skałami (646 m n.p.m.), Szklarską Porębą Dolną, Piechowicami i Górzycem (ok. 400 m n.p.m.).

SZKIC TEKTONICZNY

Badany teren leży w obrębie bloku karkonosko-izerskiego na pograniczu metamorfiku izerskiego i kontaktującego się z nim od południa granitoidowego masywu Karkonoszy (granitu Karkonoszy).

Metamorfik izerski zbudowany jest głównie z przedwaryscyjskich gnejsów, granitognejsów i granitów poprzedzielanych równoleżnikowo wąskimi pas-

mami proterozoicznych łupków łyszczykowych. Dzięki one ten obszar na jednostki tektoniczne, z których większość graniczy bezpośrednio z granitem Karkonoszy. Idąc od południa są to: pasmo Szklarskiej Poręby, jednostka Świeradowa Zdroju, pasmo Starej Kamienicy oraz jednostka Leśnej (Oberc 1967, 1970). Teren badań obejmuje jedynie SE część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (fig. 1).

Odnosnie ewolucji budowy tektonicznej metamorfiku izerskiego istnieją kontrowersyjne, często sprzeczne ze sobą poglądy, wynikające głównie z braku oznaczeń wieku bezwzględnego podstawowych skał występujących na tym terenie.

Według najstarszych poglądów omawiany obszar zbudowany jest z serii suprakrustalnej — proterozoicznych łupków łyszczykowych i serii intruzywnej reprezentowanej obecnie przez gnejsy izerskie (ortognejsy) powstałe w wyniku deformacji (najprawdopodobniej kaledońskiej) proterozoicznych lub staropaleozoicznych granitoidowych skał magmowych (Berg 1923b; Bederke 1924; Ahrens 1925; Ebert 1943; Kodym, Svoboda 1948; Maska

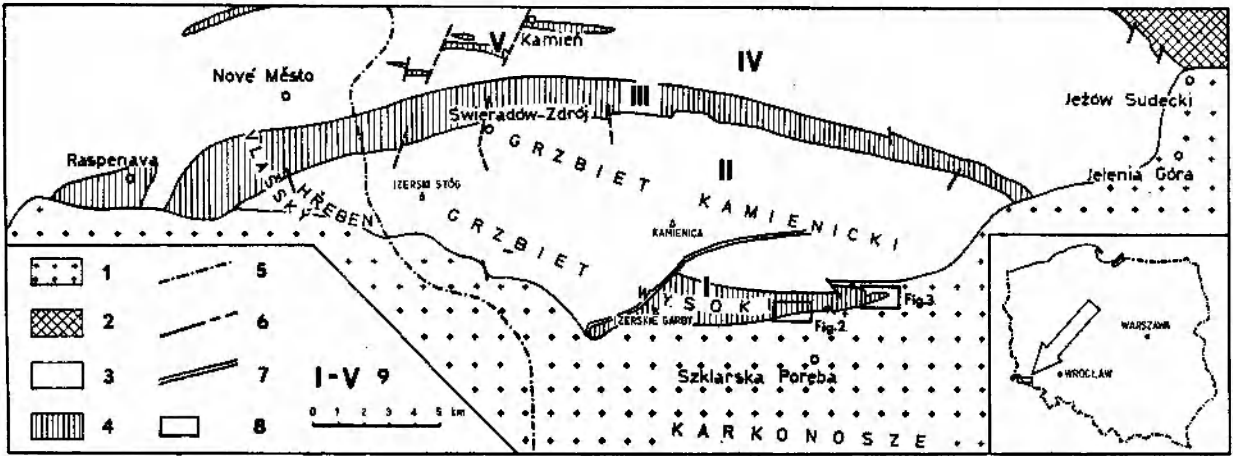


Fig. 1

Szkic geologiczny północnego kontaktu granitu Karkonoszy z zaznaczeniem terenów szczegółowych badań (na podstawie Smulikowskiego 1972, nieco zmieniony)

1 – granit Karkonoszy; 2 – metamorfik kaczawski; 3 – gnejsy, granitognejsy i granity izerskie; 4 – łupki tyczyszczykowe; 5 – granica państwa; 6 – dyslokacje; 7 – strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego wypełniona kwarcem; 8 – tereny szczegółowych badań; 9 – jednostki tektoniczne metamorfiku izerskiego (wg Oberca 1967, 1970): I – pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby, II – jednostka Świeradowa Zdroju, III – pasmo łupkowe Starej Kamienicy, IV – jednostka Leśnej, V – pasmo łupkowe Mirska

Geological sketch of the northern contact zone of the Karkonosze Massif indicating the study areas (according to Smulikowski 1972, slightly modified)

1 – Karkonosze Granite; 2 – Kaczawskie Góry metamorphic unit; 3 – Isera gneisses, granitogneisses, and granites; 4 – mica schists; 5 – state boundary; 6 – faults; 7 – fault zone of Rozdroża Izerskiego wypełniona kwarcem; 8 – study areas; 9 – subdivision of the Isera metamorphic unit (according to Oberca 1967, 1970): I – Szklarska Poręba schist belt, II – Świeradów Zdrój unit, III – Stara Kamienica schist belt, IV – Leśna unit, V – Mirsk schist belt

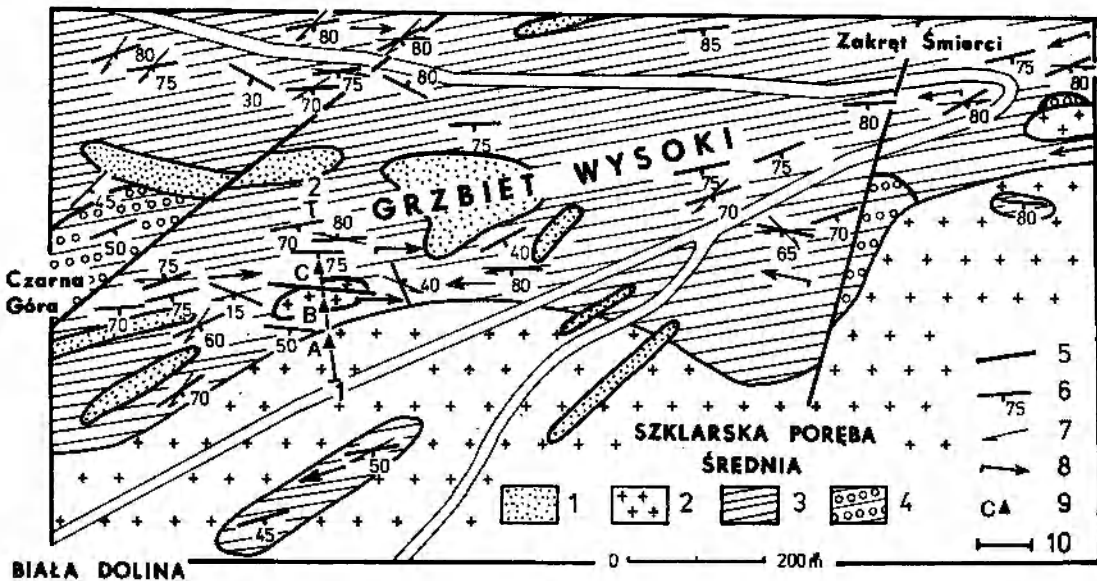


Fig. 2

Szkic geologiczny rejonu Zakrętu Śmierci (bez utworów czwartorzędowych)

1 – apłity; 2 – granit Karkonoszy; 3 – łupki tyczyszczykowe zmienione kontaktowo w hornfelsy; 4 – laminowane gnejsy drobnoczkowe; 5 – dyslokacje; 6 – bieg i upad foliacji S_1 ; 7 – lineacja ziarna i zmarszczkowanie; 8 – osie mezofałdów z zaznaczoną wergencją; 9 – wlot do sztolni poszukiwawczej; 10 – linia przekroju geologicznego (por. fig. 6)

Geological sketch of the Zakręt Śmierci region (Quaternary deposits omitted)

1 – aplites; 2 – Karkonosze Granite; 3 – mica schists transformed into hornfelses; 4 – laminated fine-augen gneisses; 5 – faults; 6 – strike and dip of foliation S_1 ; 7 – mineral lineation and wrinkling; 8 – axes of mesofolds with marked asymmetry; 9 – mouth of prospecting adit; 10 – line of geological cross-section (cf. fig. 6)

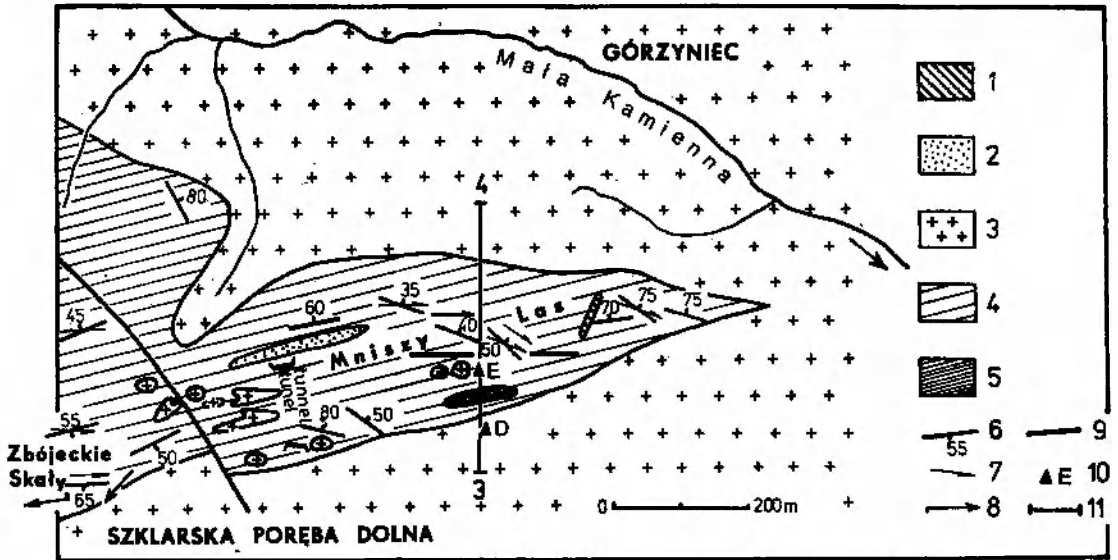


Fig. 3

Szkic geologiczny rejonu Mniszego Lasu (bez utworów czwartorzędowych)

1 – lamprofiry; 2 – aplity; 3 – granit Karkonoszy; 4 – łupki łyszczykowe kontaktowo zmienione w hornfelsy; 5 – amfibolity; 6 – bieg i upad foliacji S_1 ; 7 – lineacja ziarna i zmarszczkowanie; 8 – osie mezofaldów z zaznaczoną wergencją; 9 – dyslokacje; 10 – wlot do sztolni poszukiwawczej; 11 – linia przekroju geologicznego (por. fig. 13)

Geological sketch of the Mniszy Las region (Quaternary deposits omitted)

1 – lamprophyres; 2 – aplites; 3 – Karkonosze Granite; 4 – mica schists transformed at contact zones into hornfels; 5 – amphibolites; 6 – strike and dip of foliation S_1 ; 7 – lineation and wrinkling; 8 – asymmetric mesofolds; 9 – faults; 10 – mouth of prospecting adit; 11 – line of geological cross-section (cf. fig. 13)

1954; Teisseyre *et al.* 1957; K. Smulikowski 1958; Svoboda, Chaloupský 1962, 1963 i in.).

Z całkiem odmienną koncepcją wystąpił Oberc (1958), zaliczając skały metamorfiku izerskiego do serii suprakrustalnej. Początkowo uległa ona skierowanym z NE fałdowaniom staroassyntyjskim powodującym powstanie struktur liniowych o kierunku NW–SE (Oberc 1961). Fałdowaniom towarzyszyła parakinematyczna granityzacja serii łupkowej. W następnym, młodoassyntyjskim etapie deformacji na uprzednio uformowaną strukturę nałożyły się młodsze generacje fałdów o przebiegu równoleżnikowym i południowej wergencji. Staroassyntyjska lineacja uległa w tym czasie silnej reorientacji. Opisywany obraz w dużej mierze został zatarty przez postdeformacyjną rekrytalizację i blastezę pozostawiającą w wielu miejscach autochtoniczne relikty dawnych struktur (Oberc, Kotowski 1969). Na tak uformowane struktury tektoniczne nałożyły się późniejsze deformacje kaledońskie, waryscyjskie i alpejskie.

Nowsze opracowania wykazują, że kompleks gnejsów izerskich jest najprawdopodobniej formacją poligeniczną powstałą częściowo z granityzacji starych skał serii suprakrustalnej, częściowo natomiast z metamorficznej deformacji intruzji magmowych (Kozłowska-Koch 1965; W. Smulikowski 1972; Kozłowski 1974).

Wielu badaczy, przede wszystkim Chaloupský (1965), H. Teisseyre (1968), W. Smulikowski (1972), główną i najstarszą lineację metamorfiku izerskiego przypisują tektogenezie młodoaledońskiej, a lineację młodsze – tektogenezie waryscyjskiej. Poglądy te nawiązują do ewolucji strukturalnej metamorfiku kaczawskiego (H. Teisseyre 1964, 1967, 1968, 1971; W. Smulikowski 1972), Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (J. Teisseyre 1968, 1973) oraz południowych Karkonoszy (Chaloupský 1965).

Intruzja granitu Karkonoszy miała miejsce w fazie asturyjskiej (Oberc 1961). Na badanym terenie występują przede wszystkim wyróżnione przez Borkowską (1966) granity centralne.

PRZEGLĄD WAŻNIEJSZYCH TYPÓW SKAŁ

SKAŁY METAMORFIKU IZERSKIEGO

Hornfelsy – występują na przeważającej części terenu badań. Powstały przez kontaktowe przeobrażenie proterozoicznych łupków łyszczykowych pod wpływem waryscyjskiej intruzji granitu Karkonoszy. Ich odsłonięcia na szczycie Czarnej Góry, na Zakręcie Śmierci, na W od Zakrętu Śmierci przy drodze do Świeradowa Zdroju oraz na Zbójeckich Skałach

zostały petrograficznie zbadane i opisane przez Borkowską (1966). We wszystkich wymienionych punktach występują hornfelsy kordierytowo-andaluzytowe lub andaluzytowo-kordierytowe, jedynie na Zakręcie Śmierci — laminowane hornfelsy kordierytowe z podzrędną zawartością andaluzytu.

Amfibolity — tworzą w obrębie hornfelsów zgodne wkładki. Największe ich wystąpienie stwierdzono w Mniszym Lesie (fig. 3), mniejsze — w przyszczytowych partiach Czarnej Góry. Należą do kompleksu suprakrustalnego, powstały w proterozoiku równocześnie z łupkami łuszczycowymi i pozostały niezmienione, gdy leżące obok łupki ulegały kontaktowemu przeobrażeniu w hornfelsy.

Laminowane gnejsy drobnooczkowe — występują w okolicach Zakrętu Śmierci i na stokach Czarnej Góry (fig. 2). Ich geneza oraz wiek nie są dokładnie poznane. Przypuszcza się, że powstały w wyniku lokalnej feldspatyzacji serii łupków łuszczycowych (K. Smulikowski 1958).

Kwarc żyłowy — występuje w obrębie skał osłony w formie pokładowych żyłek sekrecyjnych. Powstały one z nadmiaru krzemionki zawartej w osadzie, równocześnie z formowaniem się łupków łuszczycowych (Oberc 1966). Młodsze genetycznie skały

kwarcowe występują najczęściej w postaci żył, tworzących się w czasie regionalnej metamorfozy skał regionu izerskiego (Kotowski 1972).

SKAŁY MASYWU KARKONOSZY

Granit Karkonoszy występuje w południowej części terenu badań (fig. 2, 3). W świetle badań Borkowskiej (1959) należy głównie do granitów monzonitowych. Występujący na badanym obszarze granit centralny reprezentowany jest przez dwie odmiany strukturalne: granit porfirowaty o dużych kryształach najczęściej skalenia potasowego i granit równoziarnisty. W bezpośrednim sąsiedztwie skał osłony, w obrębie strefy endomorficznej występuje obok siebie wiele odmian granitu Karkonoszy. Są to leukokratyczne granity drobno-, średnio- lub gruboziarniste przechodzące w odmiany pegmatytoidalne, granity aplitoidalne oraz granity porfirowate obfitujące w szlify i gniazda biotyту. Wszystkie one przechodzą w siebie nawzajem. Kontakty pomiędzy nimi są najczęściej stopniowe i nieostre.

Z granitem Karkonoszy genetycznie związanych jest wiele skał żyłowych tnących zarówno sam masyw, jak i jego osłonę. Są to żyły aplitów, drobnoziarnistych granitów, pegmatytów i lamprofirów.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Problem przestrzennej pozycji stropu granitu Karkonoszy oraz charakteru jego kontaktu ze skałami północnej okrywy budził zainteresowanie już w okresie przedwojennym. Wielu ówczesnych badaczy podejmowało próby wyjaśnienia głównie kształtu granitowej intruzji i kierunku płynięcia magmy (Lepsius 1913; Cloos 1922, 1925; Berg 1923a; Schwinner 1928; Petrascheck 1938, 1943). Trzej pierwsi z wymienionych uważali masyw Karkonoszy za lakkolit, natomiast Schwinner (1928), na podstawie danych geofizycznych (grawimetrycznych) wykonanych przed pierwszą wojną światową, przyjął dla granitu kształt języka o grubości 4—5 km, zapadającego płasko pod skały północnej okrywy. Tam też dopatrywał się strefy korzeniowej intruzji. Do podobnych wniosków doszedł również Petrascheck (1938), który korzenie masywu widział na północy w strefie głównego uskoku śródsudeckiego, będącego dyslokacją przedgranitową. Dodatkowe miejsce wydobywania się magmy granitowej wyżej wymieniony autor przyjął, podobnie jak Cloos (1925), w strefie Rudaw Janowickich.

Przedstawione koncepcje nie określały w zadowalający sposób przestrzennej pozycji północnego kontaktu granitu Karkonoszy. Odbiciem tego były różne interpretacje zapadu stropu intruzji przedstawiane

przez badaczy w opisach i na przekrojach geologicznych obejmujących strefę kontaktową.

Współcześnie zdecydowanie przeważa pogląd, według którego strop granitu Karkonoszy zapada na północ pod skały metamorfiku izerskiego.

Gajda (1960a), badając mineralizację żył pegmatytów w okolicach Szklarskiej Poręby, przyjmuje za autorami niemieckimi, że granit tworzy płaską, wyciśniętą od północy intruzję, w której spągu występują starsze skały metamorficzne.

Oberc (1965) opierając się na zasadach intersekcji potraktował linię pomiędzy miejscowościami Jeżów Sudecki koło Jeleniej Góry i Raspenava w Czechosłowacji (fig. 1), jako ślad powierzchni stropowej masywu Karkonoszy, która bardzo płasko zapada ku północy. W myśl powyższego rozumowania granit podściela metamorfik izerski co najmniej po pasmo łupkowe Starej Kamienicy, gdzie jego strop powinien występować na wysokości około 300 m n.p.m. Za powyższym przemawia również w sposób pośredni obecność hydrotermalnych złóż rud metali w paśmie łupkowym Starej Kamienicy i w okolicach Radoniowa w pobliżu Gryfowa Śląskiego (Oberc 1965, 1972).

Podobny pogląd wyraża Jaskólski (1967a, b) uważając, że polimetaliczna mineralizacja tlenkowo-

-siarczkowa, występująca na południe od pasma łupkowego Starej Kamienicy oraz w sąsiedztwie pasma łupkowego Złotnik Lubańskich, genetycznie związana jest z granitem Karkonoszy. Jednakże autor ten nie widzi bezpośredniego związku okruszczenia z granitem, ze względu na dużą odległość od intruzji (Jaskólski 1967a, b) lub znaczną głębokość zalegania stropu granitu (Jaskólski 1967a).

Za podścielaniem przez masyw Karkonoszy metamorfiku izerskiego wypowiada się Karwowski (1977), który z waryscyjską intruzją łączy strefy grejzenizacji i albityzacji występujące w rejonie Pobiednej, Kamienia i Mładza koło Mirska.

Również Klominsky (1969), mimo dość odrębnego stanowiska w sprawie dróg, którymi intrudował granit, przyjmuje jego występowanie pod częścią metamorfiku izerskiego.

W sposób pośredni omawianego problemu dotyczą badania Mierzejewskiego (1973a, b), polegające na rekonstrukcji kierunku intrudowania magmy na podstawie przestrzennej orientacji dużych skaleni w granicie Karkonoszy. Według mapki Mierzejewskiego (1973c, str. 144) magma w okolicach Piechowic (na E od Mniejszego Lasu) intrudowała głównie z NE, rzadziej z NW, czyli generalnie płynęła z północy spod obszaru metamorfiku izerskiego.

W świetle terenowych prac kartograficznych przestrzenna pozycja stropu masywu Karkonoszy w strefie kontaktowej z metamorfikiem izerskim jest niejednolita. Widoczne jest to między innymi na przekrojach do szczegółowych map geologicznych Sudetów obejmujących omawiany obszar. W części wschodniej strefy kontaktu w okolicy Wojcieszyc, granit zapada na N pod gnejsy osłony pod kątem około 45° (Szałamacha M. 1965), w rejonie Zakrętu Śmierci zapada on nadal na N lecz bardziej stromo, pod kątem 70° (Szałamacha J. 1972), natomiast na E od Izerskich Garbów, budujące tu okrywę hornfelsy, zapadają na S pod granit Karkonoszy (Szałamachowie J., M. 1971). Podobnie pod granit zapadają granitognejsy izerskie położonego na zachodzie Izerskiego Stogu (J. Szałamacha, inf. ust.). Dalej na zachód na terytorium Czechosłowacji, w okolicy Lázně Libverda (na E od Raspenavy) strop granitu znowu zapada na N pod skały osłony (*Geologická mapa ČSSR*, 1963).

Jak wynika z powyższego zestawienia komplikacje przestrzennej pozycji stropu masywu Karkonoszy, niezgodne z przytoczonymi uprzednio poglądami, występują na odcinku obejmującym obszar pomiędzy masywem Izerskich Garbów a zachodnią granicą państwa. Dodać należy, że jest to teren dotychczas słabo poznany.

Interesujące wyniki dały prowadzone tu prace geofizyczne (Jeliński *et al.* 1965). Na podstawie badań

magnetycznych i elektrooporowych (profilowanie i sondowanie) wymienieni autorzy przedstawili hipotetyczny przekrój geologiczny przez strefę kontaktową. Wynika z niego, że na obszarze pomiędzy skałami kwarcowymi Rozdroża Izerskiego a zachodnią granicą państwa, skały metamorficznej osłony łagodnie zapadają na SW pod granit Karkonoszy. Do podobnych wniosków doszedł niegdyś Cloos (1925), uważając, że powierzchnia kontaktu na tym terenie zapada stopniami ku S. Również Koziar (1973) opowiada się za zgodnym z foliacją skał osłony południowym zapadem powierzchni kontaktowej. Dalsze niepublikowane badania geoelektryczne, prowadzone w okolicach Izerskich Garbów do 1966 r., nie dostarczyły informacji na temat poziomego zasięgu ani głębokości występowania stropu intruzji pod skałami metamorficznymi. Można natomiast stwierdzić, że granice stref opornościowych, przedstawiających kontakt granitu ze skałami osłony, zapadają pod stromymi kątami na N pod metamorfik izerski. Badania te, dotyczące kierunku zapadu powierzchni stropowej intruzji, dały w stosunku do poprzednich całkiem odwrotne rezultaty.

Charakter północnego kontaktu granitu Karkonoszy z osłoną jest stosunkowo słabo poznany. W okresie przedwojennym kilka uwag temu zagadnieniu poświęcił Cloos (1925) uważając, że foliacja w shornfelsowanych łupkach w okolicach Szklarskiej Poręby biegnie zgodnie z przebiegiem kontaktu i zapada pionowo lub bardzo stromo na S pod masyw Karkonoszy, oraz że granit pojawia się nieraz w obrębie skał osłony. Za zgodnością kontaktu w tym rejonie wypowiedzieli się też Teisseyre *et. al.* (1957).

Borkowska (1959) uważa, że na N i NW od Szklarskiej Poręby kontakt granitu z przeobrażonymi w hornfelsy łupkami łuszczycowymi jest zgodny, natomiast na E i W od tego odcinka występuje niezgodny kontakt z granitognejsami izerskimi.

Oberc (1965), omawiając ogólnie północną granicę masywu Karkonoszy w okolicach Szklarskiej Poręby, stwierdza kontakt intruzywny, lokalnie zorientowany zgodnie z powierzchniami foliacji i w przybliżeniu prostopadły do orientacji struktur liniowych w hornfelsach.

Borkowska i Mierzejewski (1973) uważają, że powierzchnia kontaktu pomiędzy granitem i hornfelsami na S stokach Grzbietu Wysokiego jest generalnie zgodna, z wyjątkiem lokalnej niezgodności występującej w pobliżu Zakrętu Śmierci.

Podstawowe badania petrograficzne północnej strefy kontaktowej masywu Karkonoszy zostały wykonane przez Borkowską (1966), która potwierdza magmowy charakter intruzji i opowiada się za palinogenetycznym pochodzeniem magmy.

STREFA KONTAKTOWA REJONU ZAKRĘTU ŚMIERCY

PRZEBIEG KONTAKTU

Granit Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci graniczy od N z hornfelsami. Linia intersekcyjna kontaktu granitu z osłoną ma orientację zbliżoną do WWS—EEN (fig. 1, 2). Jedynie około 500 m na W od Zakrętu Śmierci jej przebieg na odcinku 350 m ulega odchyleniu w kierunku EES, a nawet SE. W zachodniej części terenu linia kontaktu przebiega w przyszczytowych partiach S stoku Czarnej Góry. Ku wschodowi stopniowo opada ona w dół przechodząc kilkanaście metrów poniżej Zakrętu Śmierci.

Przebieg linii kontaktu na badanym obszarze jest w przybliżeniu zgodny z kierunkiem biegu foliacji w hornfelsach. Jest to wtórna foliacja naśladowcza S_1 (secondary mimetic foliation) odziedziczona po łupkach łyszczykowych, wyznaczająca powierzchnie pier-

wotnej stratyfikacji (warstwowania) byłego osadu S_0 . Odpowiada ona przeważnie proponowanemu przez J. Teisseyre'a (1968) terminowi „złupkowanie krystalizacyjne”. Najbardziej typowy azymut biegu foliacji wynosi 60–80°. Zapada ona najczęściej stromo na S lub SSE, rzadziej na N (fig. 4).

Struktury liniowe wykazują w stosunku do biegu kontaktu bardzo różną orientację (fig. 4). Część z nich, głównie osie drobnych fałdów ciągnionych F_2 i towarzyszące im inne struktury liniowe L_2 , zapadają pod niewielkimi kątami na WWS lub EEN, czyli generalnie zgodnie z przebiegiem linii intersekcyjnej kontaktu. Zreorientowane struktury starsze, reprezentowane głównie przez lineację ziarna i zmarszczkowanie L_1 , rzadziej przez osie fałdów ciągnionych F_1 (drag folds), mają w stosunku do kontaktu różną, najczęściej niezgodną orientację i zapadają pod małymi, względnie średnimi kątami.

ODSŁONIĘCIA KONTAKTU

ODSŁONIĘCIA NATURALNE

Opisem objęto wybrane odsłonięcia leżące najbliżej kontaktu w bezpośredniej strefie kontaktowej. W obrębie masywu strefa ta obejmuje obszar o wyraźnych zmianach endomorficznych o szerokości najczęściej kilku lub kilkunastu metrów, natomiast w skałach osłony, gdzie szerokość wyraźnych zmian egzomorficznych wynosi 1–3 km, bezpośrednia strefa przykontaktowa obejmuje pas o zmiennej szerokości, w którym uwidacznia się intensywne zażębienie granitu z osłoną oraz najdalej posunięte zmiany termiczne.

Na S stoku Czarnej Góry, 1,5 km na W od Zakrętu Śmierci, występuje kilkanaście skałek zbudowanych z ciemnoszarych hornfelsów kordierytowo-andaluzytowo-muskowitowych o wysokości 1–3 m. W kilku z nich można obserwować intensywne zażębienie się z granitem Karkonoszy.

Hornfelsy są tu skałą drobnoziarnistą o teksturze słabo kierunkowej lub bezładnej, tylko lokalnie laminowanej (pl. II). Zbudowane są głównie z kordierytu zajmującego do 43% objętości skały, andaluzytu (22%) i muskowitu (ok. 20%). W mniejszej ilości występuje w nich biotyt, kwarc, magnetyt i plagioklaz (35% An). Ziarna kordierytu są w dużej mierze przeobrażone w agregaty pinitowe (pl. I, 1). Na uwagę zasługuje stosunkowo duża ilość magnetytu, dochodząca do 4% objętości skały. Obok opisanych hornfelsów podrzędnie występują ciemnoszare hornfelsy biotytowo-kordierytowe, podobne do opisanych przez Borkowską (1966), zbudowane z kordierytu, biotyty

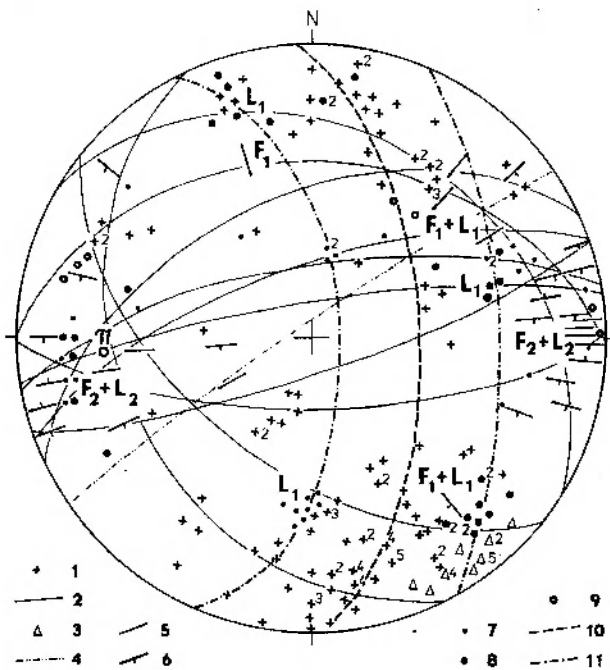


Fig. 4

Orientacja foliacji S_1 , wtórnego złupkowania S_2 i struktur liniowych w hornfelsach rejonu Zakrętu Śmierci

1 — bieguny foliacji S_1/S_0 ; 2 — wybrane powierzchnie foliacji S_1 ; 3 — bieguny powierzchni wtórnego złupkowania S_2 ; 4 — wybrana powierzchnia wtórnego złupkowania S_2 ; 5 — osie drobnych, symetrycznych fałdów; 6 — osie drobnych fałdów asymetrycznych z zaznaczoną wergencją; 7 — lineacja ziarna; 8 — zmarszczkowanie o amplitudzie powyżej 1 mm; 9 — zmarszczkowanie o amplitudzie poniżej 1 mm; 10 — pas foliacji S_1 z odpowiadającym mu biegunem π ; 11 — pasy grupujące zreorientowane struktury liniowe F_1+L_1

Orientation of foliation S_1 , secondary cleavage S_2 and linear structures in hornfelses of the Zakręt Śmierci region

1 — poles of normals to foliation S_1 ; 2 — foliation S_1 ; 3 — poles of normals to S_2 planes; 4 — S_2 secondary cleavage; 5 — axes of small symmetric folds; 6 — axes of small asymmetric folds; 7 — mineral lineation; 8 — wrinkling of amplitude over 1 mm; 9 — wrinkling of amplitude below 1 mm; 10 — girdle of S_1 foliation with corresponding π pole; 11 — scatter of F_1+L_1 structures
Note: all diagrams presented in this paper are constructed using upper hemisphere of Schmidt net

i plagioklazu o składzie andezynu. Charakteryzują się one brakiem lub minimalną ilością andalazytu i wyższą niż poprzednio zawartością magnetytu.

W hornfelsach dają się zauważyć słabo zaznaczone powierzchnie foliacji S_1 , zgodnej z pierwotną stratyfikacją skały. Podkreślone są one przez pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu. Powierzchnie foliacji zapadają na S lub SE pod kątem 70–90°. W skale widoczne są liczne drobne fałdki ciągnięte F_2 o geometrii średniopromiennych fałdów koncentrycznych (concentric folds), mające amplitudę 1–20 cm. Ich osie pod niewielkimi kątami zapadają na NE, E, W lub SW. Lokalnie przechodzą one w fałdy załamowe (kink folds) o podobnej do poprzednich orientacji osi (fig. 5). Zgodnie z powierzchniami osiowymi tych fałdów rozwijają się powierzchnie nieciągłości S_2 . Obserwowane fałdy koncentryczne są najczęściej asymetryczne, o regularnej wergencji wskazującej na występowanie ich w obrębie południowego skrzydła części antyklinalnej jakiejś większej struktury fałdowej. Na powierzchniach foliacji S_1 występuje wyraźna lineacja ziarna powstała z linijnego wydłużenia zespołów mineralnych (biotyt, chloryt, skalenie) oraz zmarszczkowanie o amplitudzie około 2 mm. Orientacja wymienionych struktur jest zgodna z osiami fałdów ciągniętych F_2 . Rzadziej występująca i słabiej zaznaczona lineacja L_1 reprezentowana jest przez linijne wyciągnięcie zespołów mineralnych oraz bardzo drobne zmarszczkowanie (gufraż) o amplitudzie nie przekraczającej 1 mm. Zapada ona pod róż-

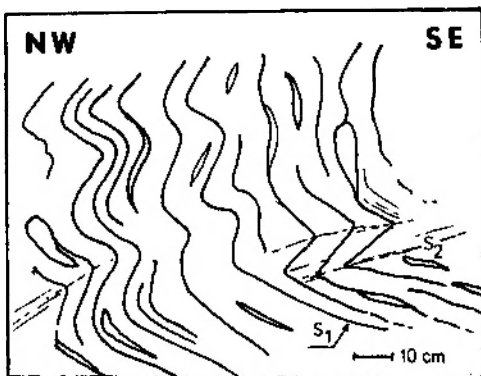


Fig. 5

Drobne fałdy ciągnięte F_2 (70/10) w hornfelsach na SE stoku Czarnej Góry

Small drag folds of F_2 set in hornfelses on SE slope of Mt. Czarna Góra

nymi kątami na SE, NW lub podrzędnie SW (fig. 4). Nie obserwowano krzyżowania się obu generacji struktur linijnych.

Hornfelsy poprzecinane są niezgodnie nielicznymi żyłami afanitowego lub drobnoziarnistego aplitu

o grubości 1,5–4 cm. Zapadają one na SE pod kątem około 60° lub rzadziej na S pod kątem 20°. Żyły te ostro odgraniczają się od skał osłony.

Granica bezpośredniego kontaktu granitu z hornfelsami ma charakter intruzywny. Leukokratyczny, średnioziarnisty i aplitoidalny granit zazębia się z hornfelsami mocno rozczłonowanymi zatokami (pl. II), wnikającymi w głąb osłony do kilku metrów. Nie obserwuje się tu zazębień typu „lit par lit” ani stref migmatyczno-anatektycznych. Pomimo intensywnego zatokowego przenikania hornfelsów przez granit, przejścia pomiędzy tymi skałami są ostre i łatwe do przesłedzenia na odcinku około 1 cm. Granit zubożony jest wyraźnie w składniki ciemne. Jedyнным ciemnym minerałem, jaki pojawia się w skale, jest sporadycznie rozmieszczony biotyt.

Kilkadziesiąt metrów na S od opisywanych skałek występują liczne bloki jasnego granitu centralnego o strukturze równoziarnistej. Jego skład mineralny niewiele różni się od opisanego przez Borkowską (1966).

Na SW od Zakrętu Śmierci granit Karkonoszy kontaktuje się lokalnie z laminowanymi gnejsami drobnooczkowymi. Są to skały szare o strukturze drobnooczkowej i teksturze drobno laminowanej. Zbudowane są z naprzemianległych, niezbyt regularnych jasnych i ciemnych lamin o grubości od 2 do 5 mm. Laminy jasne buduje skałki i kwarc, ciemne — biotyt, muskowit i chloryt (pl. I, 2). Wielkość oczek zbudowanych z agregatów skaleniowo-kwarcowych wynosi około 3–5 mm. W obrazie mikroskopowym kwarc zajmuje do 45% objętości skały, skałki potasowy wyraźnie przeważa nad plagioklazem (5–8% An), często schlorytyzowany biotyt zawiera wrostki magnetytu i apatyty. Kwarc lokalnie tworzy przerosty pismowe w skaleniu potasowym. Skała odpowiada składem granitom alkaliczno-skaleniowym. Kontakt granitu Karkonoszy z opisywanymi gnejsami jest ostry. Nie dochodzi do zazębienia się obu skał. Gnejsy nie wykazują zmian termicznych związanych z bliskością intruzji, a ich przestrzenna pozycja jest analogiczna jak otaczających je hornfelsów.

W okolicach Zakrętu Śmierci występuje szereg dużych naturalnych odsłoneń laminowanych hornfelsów kordierytowych opisanych petrograficznie przez Borkowską (1966). Jasne laminy składają się z kwarcu lub agregatów kwarcowo-skaleniowych, ciemne głównie z kordierytu i podrzędnie biotyty. Niektóre partie skały są silnie wzbogacone w tyszczki. W obrazie mikroskopowym ciemne laminy buduje głównie kordieryt, często przeobrażony w pinit oraz biotyt, muskowit, minimalne ilości andalazytu, czasem korundu. W warstewkach skaleniowo-kwarcowych

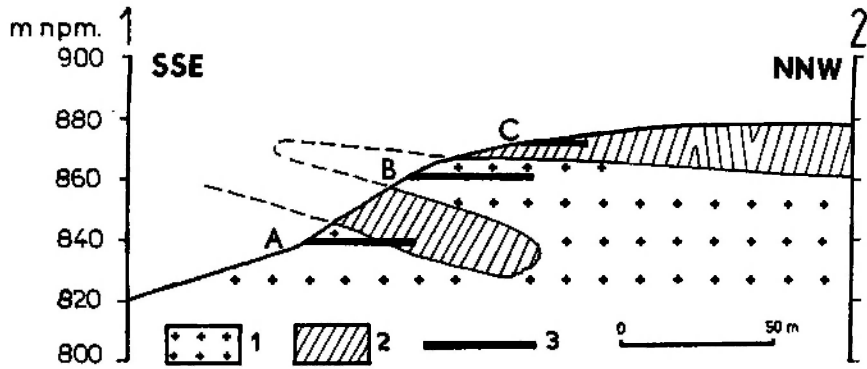


Fig. 6

Przekrój geologiczny przez okolice Zakrętu Śmierci, SE stok Czarnej Góry (por. fig. 2)

1 — granit Karkonoszy; 2 — łupki łyszczykowe zmienione kontaktowo w hornfelsy (szrafura przedstawia upady foliacji S_1); 3 — sztolnie A, B i C

Geological cross-section through the Zakręt Śmierci region, SE slope of Mt. Czarna Góra (cf. fig. 2)

1 — Karkonosze Granite; 2 — mica schists transformed into hornfelses (hatchure shows dips of S_1 foliation planes); 3 — Adits A, B i C

główne miejsce zajmuje kwarc, towarzyszą mu skałki potasowy, plagioklaz (32–35% An) poprzerastany sercytem lub epidotem oraz biotyt, chloryt i magnetyt.

Powierzchnie foliacji S_1 w hornfelsach zapadają stromo na SE lub SSE (fig. 2). Osie fałdów ciągniętych F_2 (pl. III, 1) o generalnej orientacji W–E zapadają płasko na W. Towarzyszy im podobnie zorientowana lineacja ziarna i zmarszczkowanie. Lokalnie poniżej Zakrętu Śmierci występują zaciśnięte, mocno zdeformowane fałdy ciągnięte F_1 , których osie zapadają na E pod kątem 30–70°. Tam też stwierdzono przecinanie się dwu generacji struktur liniowych — L_1 i L_2 . Lineacja młodsza L_2 wykształcona jako drobne zmarszczkowanie o amplitudzie nie przekraczającej 1 mm, zapadając na W pod kątem 5° zacięca dużo słabiej wykształconą lineację ziarna L_1 , zapadającą na SE pod kątem 55°. Lineację ziarna L_1 obserwowano na skrzydłach mezofałdów F_2 . Zapada ona pod średnimi i stromymi kątami na NW i SE, rzadziej SW, niezgodnie do osi fałdów F_2 .

Około 200 m powyżej Zakrętu Śmierci na grzbiecie Wysokiego występują na przestrzeni kilkunastu metrów różnej wielkości (od 1 cm do 1 m) fałdy z płynięcia (flow folds) typu dysharmonijnego. Fałdów tych nie udało się zaszeregować do odpowiedniej generacji struktur.

Na E od Zakrętu Śmierci obserwowano powierzchnie nieciągłości o charakterze wtórnego złupkowania typu złupkowania spekaniaowego S_2 (sensu Teisseyre 1964; fracture cleavage — Shrock 1948, Billings 1954) podkreślone słabą rekrytalizacją metamorficzną (fig. 4; pl. III, 2). W pewnych partiach rekrytalizacja w ogóle nie występuje, co upodabnia wspomniane struktury do kliważu (cleavage). Złupkowanie spekaniaowe i kliważ ścinają bardziej łagodnie zorientowane powierzchnie foliacji S_1 (pl. III, 2). Na podstawie ich kongruencji względem większej

struktury fałdowej (Książkiewicz 1968; Hills 1972) można przypuszczać, że występują w obrębie południowego, normalnego skrzydła części antyklinalnej hipotetycznego megafałdu.

Bezpośrednie, słabo odsonięte kontakty granitu z wyżej leżącymi hornfelsami, widoczne poniżej Zakrętu Śmierci, mają dwojaki charakter. Częściowo są to kontakty pierwotne (intruzywne) charakteryzujące się ostrą granicą pomiędzy obu skałami, rzadziej obserwować można stopniowe „rozplawianie” hornfelsów przez granit (pl. III, 1). Szerokość strefy przechodzenia jednej skały w drugą dochodzi do 0,5 m. Zjawisko to świadczy o wymianie składników mineralnych pomiędzy obu skałami w wyniku chemicznego, wzajemnego ich oddziaływania.

Różne strukturalne odmiany leukokratycznego granitu przechodzą w siebie stopniowo, a kontakty pomiędzy nimi są trudne do prześledzenia. Tylko w jednym wypadku, w luźnym bloku, stwierdzono ostry kontakt między drobno- i gruboziarnistym granitem równoziarnistym (pl. IV, 1).

ODSLONIĘCIA W SZTOLNIACH POSZUKIWAWCZYCH

Ciekawych obserwacji dostarczyły badania przeprowadzone w trzech sztolniach poszukiwawczych usytuowanych na SE stoku Czarnej Góry, 1 km na W od Zakrętu Śmierci (fig. 2). Sztolnie te, oznaczone literami A, B i C, leżą w jednym ciągu jedna nad drugą. Wszystkie prowadzą z SSE na NNW (fig. 6).

Sztolnia A

Wlot do najniższej położonej sztolni A znajduje się w granicy Karkonoszy na wysokości 835 m n.p.m., 7,5 m poniżej kontaktu granitu z hornfelsami. Jej długość wynosi 37 m. Początkowy 28-metrowy odcinek sztolni biegnie w granicy Karkonoszy, nastę-

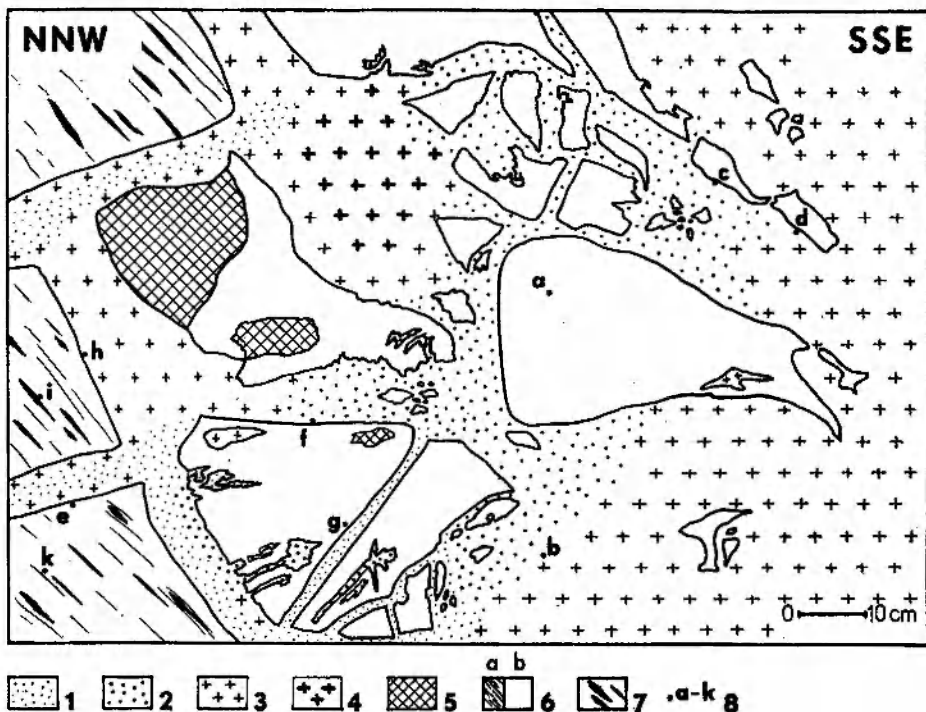


Fig. 7

Kontakt granitu Karkonoszy z osłoną w sztolni A (ocios prawy)

1 – apłit; 2 – leukokratyczny granit drobnoziarnisty; 3 – leukokratyczny granit średnioziarnisty; 4 – pegmatyt skaleniowo-kwarcowy; 5 – gniazda żyłowego kwarcu; 6 – hornfelsy: a – „in situ” z widoczną foliacją S_1 , b – fragmenty hornfelsów z zatartą teksturą kierunkową, często o charakterze ksenolitów, tworzące agmatyt (brekcję intruzywną); 7 – pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 8 – punkty, w których wykonano pomiary – spekania: a – 60/85, b – 225/50; powierzchnia kontaktu intruzji z hornfelsami: c – 80/50, d – 90/50, e – 255/5, f – 45/5, g – 20/80, h – 100/60; foliacja S_1 : i – 225/55, k – 240/50

Contact of the Karkonosze Granite with envelope in adit A (right wall)

1 – aplite; 2 – leucocratic fine-grained granite; 3 – leucocratic medium-grained granite; 4 – feldspar-quartz pegmatite; 5 – nests of vein quartz; 6 – hornfels a – „in situ” with discernible foliation S_1 , b – fragments of hornfels with obliterated directional fabric, xenolithes and agmatites; 7 – horizontal veins of secretional quartz in hornfels; 8 – sites in which readings were taken – joints: a – 60/85, b – 225/50; contact surface: c – 80/50, d – 90/50, e – 255/5, f – 45/5, g – 20/80, h – 100/60; S_1 foliation in hornfels: i – 225/55, k – 240/50

nie przechodzi ona przez kontakt tej skały z hornfelsami, które występują w niej już do końca.

W początkowym odcinku sztolni znajduje się lity, słabo zwiertzały, zleukokratyzowany granit drobno- i średnioziarnisty o bezładnej teksturze z widocznymi ziarnami kwarcu, skalenia i nielicznego, często schlorytowanego biotyту. Kwarc występuje w postaci ziarn dwójakiego rodzaju: drobniejszych, jasnych oraz większych do 4 mm długości, koloru szarego lub ciemnoszarego. Skaleń tworzy stosunkowo rzadko nieforemne kryształy o długości do 1,5 cm. W obrazie mikroskopowym skaleń potasowy o często wyraźnej kracie mikroklinowej ustępuje ilościowo plagioklawowi (4–12% An), kwarc tworzy ziarna okrągławe, pozazębiane ze sobą, natomiast sporadycznie występujący biotyt ma kształt izolowanych płytek o średnicy około 1,5 mm. Zwraca uwagę wyraźne zubożenie składu mineralnego skały w składniki ciemne.

W granicie około 20 m od wlotu do sztolni występuje uskok, którego prawie pionowo zorientowana powierzchnia biegnie w kierunku SW–NE. Towarzyszy mu brekcja uskokowa o grubości do 5 cm (wyjątkowo 15 cm) i bogate nacieki żelaziste.

Kontakt granitu z hornfelsami ma charakter brekcji intruzywnej (fig. 7). Strefa brekcji ma długość około 5 m. Brekcję tworzą różnej wielkości ostrokrawędziste fragmenty hornfelsów o zatartej teksturze kierunkowej. W granicie, dalej od kontaktu, występują pojedyncze, małe fragmenty hornfelsów o wyraźnym charakterze ksenolitów. Wykazują one znaczną reorientację względem swego pierwotnego położenia. Bliżej hornfelsów „in situ” ilość oraz wielkość składników brekcji wyraźnie się zwiększa i obok zreorientowanych pojawiają się fragmenty hornfelsów o nienaruszonym położeniu. Hornfelsy „in situ” pocięte są wyjątkowo licznymi, nieregularnymi „żyłkami” intruzji krzyżującymi się i rozgałęziającymi tak często, że rozczłonowują skałę na większe i mniejsze kanciaste fragmenty. Przypominają one wyglądem gniazda i żyły granitu występujące w metamorficznej osłonie masywu granitoidowego Kobdo (Dumicz 1977). Opiswane „żyły” o grubości około 10–20 cm zbudowane są najczęściej z jasnego, bezbiotytowego i afanitowego apłitu, na samym kontakcie z hornfelsami przechodzącego w leukokratyczny granit średnioziarnisty lub rzadziej drobnoziarnisty. Cienkie „żyłki”

o miąższości od kilku milimetrów do kilku centymetrów wypełnione są w całości apłitem. Przestrzenie pomiędzy fragmentami brekcji buduje najczęściej leukokratyczny granit drobnoziarnisty (rzadziej apłit, granit średnioziarnisty lub granit o wyglądzie pegmatytu), składający się głównie ze skaleni potasowych, plagioklazów (ok. 25% An, rzadziej 3–5% An) oraz kwarcu występującego samodzielnie lub tworzącego wrostki w skaleniach. Wszystkie strukturalne odmiany granitu są równowiekowe, a krzyżujące się i rozgałęziające „żyłki” apłitu nie przecinają się nawzajem. W obrębie brekcji występują nieregularne ciała zbudowane z żyłowego kwarcu.

Kontakty granitu z hornfelsami „in situ” oraz z ich fragmentami występującymi w brekcji są ostre i łatwe do prześledzenia. Granit wnika w hornfelsy cienkimi, wydłużonymi i rozgałęziającymi się zatokami, niezgodnymi w stosunku do powierzchni foliacji S_1 . Obserwowane zjawiska mają charakter zarówno termiczny, jak i mechaniczny. Kontakt granitu z hornfelsami jest pierwotny (intruzywny), niezgodnie ścina on powierzchnie foliacji S_1 w hornfelsach zapadające na SW pod kątem około 50° .

Sztolnia B

Wlot do sztolni B znajduje się 25 m powyżej sztolni A na wysokości 860 m n.p.m. (fig. 2). Sztolnia ta, podobnie jak poprzednie, wchodzi w stok Czarnej Góry, w granicę Karkonoszy. Jest to izolowana wychodnia granitu w obrębie hornfelsów. Długość sztolni wynosi około 30 m, dalej w miejscu starego zawału wyraźnie się zwęża oraz obniża do wysokości 0,5 m i skręca na NW. Jest ona częściowo zalana wodą. Sztolnia była badana jedynie na pierwszym, 30-metrowym odcinku. W całości biegnie ona w granicę Karkonoszy. Jest to, podobnie jak w sztolni A jasny granit średnioziarnisty przechodzący w granit drobnoziarnisty, apłit lub pegmatyt. Wszystkie odmiany łączą się ze sobą w sposób nieostry. Zwraca uwagę wielkość kryształów występujących w granicę pegmatytoidalnym, gdzie długość skaleni dochodzi do 20 cm, natomiast średnica płytek muskowitu do 5 cm.

W granicę, około 10 m od wlotu do sztolni, występuje uskok przesuwczy o biegu NW–SE i prawie pionowo ustawionej powierzchni uskokowej zapadającej nieznacznie na NE. Na powierzchni tej widoczne są wyraźne rysy ślizgowe i zadziory (fig. 8). Strefa uskokowa o szerokości do 10 cm częściowo zabliźniona jest kwarcem.

W granicę występuje kilka zespołów spękań ciosowych. Spękania o kierunku NNE–SSW oraz WNW–EES (fig. 8, max. II, I) tworzą 2 zespoły pionowych, wzajemnie do siebie prostopadłych spę-

kań, z których pierwszy ma charakter wyraźnie regionalny (Mierzejewski 1973b), natomiast drugi powoduje lokalne złupkowacenia skały (sensu Jaroszewski 1963). Maksima IV i V (fig. 8) reprezentują dwa prostopadłe do siebie zespoły spękań ścinających tworzących drugi system ciosu o kierunku SW–NE i NW–SE.

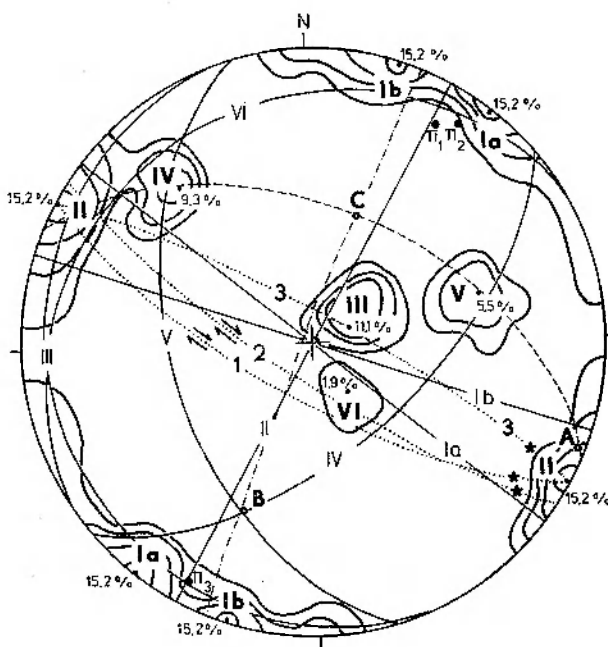


Fig. 8

Orientacja spękań w granicę Karkonoszy w sztolni B

54 pomiary; kontury: 1, 3, 6, 12%; Ia–VI – maksima koncentracji biegunów spękań i odpowiadające im duże koła; A, B, C – osie trójosiowej elipsoidy odkształceń ($A > B > C$ oraz $A \perp B \perp C$); linia z kresek – łuk odpowiadający osi B, łączący maksimum IV i V; linia kreska-kropka – łuk odpowiadający osi A, łączący os B i C; 1–3 (łuki z kropek) – powierzchnie drobnych uskoków i ich bieguny π_1 –3; gwiazdki – rysy ślizgowe; strzałki – względny ruch mas przyuskokowych

Orientation of joints in the Karkonosze Granite, adit B

54 measurements; contours: 1, 3, 6, 12%; Ia–VI – concentration maxima of poles of normals to joint surfaces and corresponding great circles (upper hemisphere); A, B, C – axes of strain ellipsoid ($A > B > C$ and $A \perp B \perp C$); dashed line – circle corresponding to axis B and linking maxima IV and V; dash-dot line – circle corresponding to axis A and linking axes B and C; 1–3 (dotted circles) – small faults and their poles π_1 –3; Stars – striae; arrows – relative displacements

Sztolnia C

Wlot do sztolni C znajduje się około 10 m ponad sztolnią B na wysokości 870 m n.p.m. (fig. 2). Ma ona długość 15 m i biegnie tylko w hornfelsach. Są to mocno spękanę, podobne do opisywanych z zachodniej części rejonu Zakrętu Śmierci, hornfelsy kordierytowo-andaluzytowo-muskowitowe z zatartymi teksturami kierunkowymi. Występują w nich nieregularne ciała zbudowane z żyłowego kwarcu, nacieki hematytowe, gdzieś tworzące skorupy lub buły, liczne skupienia drobnoziarnistego pirytu oraz strefy wzbogacone w biotyt. Średnica blaszek biotytu do-

chodzi w nich do 4 cm. Słabo widoczne powierzchnie foliacji S_1 zapadają tu stromo na SSW.

Orientację licznie występujących spękań w hornfelsach, zmierzonych w sztolni A i C oraz w ich najbliższej okolicy, przedstawiono na załączonym diagramie (fig. 9). Zaznacza się dość duża dyspersja spękań, jednakże spękania pionowe (max. VI) i strome

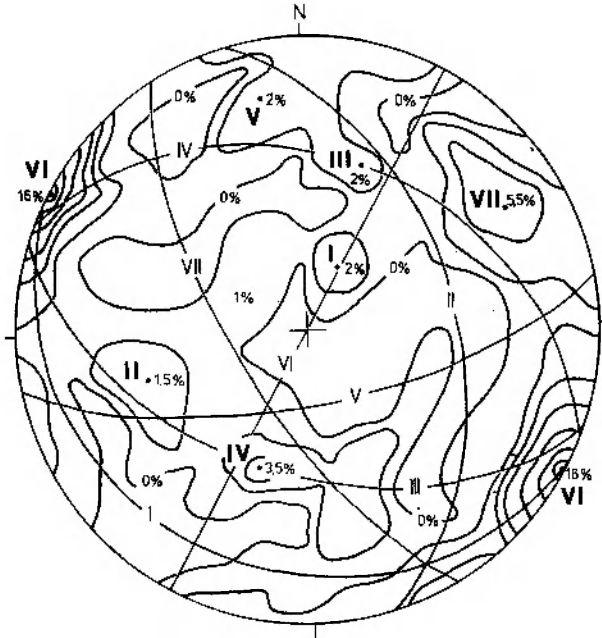


Fig. 9

Orientacja spękań w hornfelsach w sztolni A i C oraz w ich okolicach

200 pomiarów; kontury: 0, 1, 3, 6, 9, 12, 15%; I–VII – maksymalna koncentracja biegunów spękań (normalnych do powierzchni spękań) oraz przynależne do nich duże koła (śladzi przecięcia się spękań z górną półkulą)

Orientation of joints in hornfelses in adits A and C and their neighbourhood

200 readings; contours: 0, 1, 3, 6, 9, 12, 15%; I–VII – maximal concentrations of poles of normals to joint planes and corresponding great circles (upper hemisphere)

(max. VII) o przebiegu NE–SW i NW–SE stanowią zdecydowaną większość. Tworzą one jeden system ciosowych spękań ścinających. System spękań o podobnej orientacji wyróżniono w hornfelsach Zakrętu Śmierci (Borkowska, Mierzejewski 1973). W stosunku do położenia powierzchni foliacji S_1 spękania o biegu NE–SW reprezentują zespół spękań poprzecznych, natomiast o biegu NW–SE – zespół spękań podłużnych. Tworzą wspólnie jeden system ciosu ortogonalnego. Pozostałe, bardziej podrzędne maksima należą do spękań systemu diagonalnego.

IZOLOWANE WYSTĄPIENIA GRANITU KARKONOSZY W OBRĘBIE SKAŁ OSŁONY

Granit Karkonoszy pojawia się często w obrębie skał osłony w postaci różnej wielkości wydłużonych lub nieregularnych ciał. Są to wychodnie apofiz lub żył związanych z granitową intruzją. Obserwuje się

je w obrębie hornfelsów w strefie położonej najbliższej kontaktu, której szerokość rzadko przekracza 100–150 m. Najczęściej są to wystąpienia małe, długości do 2 m. Ich nieregularne kontury są niezgodne w stosunku do skał osłony. Budujący je leukokratyczny, drobno- lub średnioziarnisty granit intensywnie zażębia się z hornfelsami licznymi zatokami. Bezpośredni kontakt pomiędzy obu skałami jest ostry i łatwy do prześledzenia.

Poniżej Zakrętu Śmierci w ścianie zbudowanej z laminowanych hornfelsów kordierytowych występują gruboziarniste wkładki skaleniowe oraz jasne partie drobnoziarnistego granitu o rozmytych konturach. Ich grubość dochodzi do 1 m. Wkładki te, zalegając w hornfelsach generalnie zgodnie z biegiem foliacji, ścinają i „rozplawiają” występujące w nich fałdy ciągnięte (pl. III, 1). Petrograficzny opis powyższych wkładek dała Borkowska (1966). Według tej autorki skała zawiera silnie pertytowy skałen potasowy, często na brzegach poprzerastany granofirowo kwarcem. Występuje on w przewadze nad plagioklázem o zmiennej ilości anortytu (25 lub 6% An). Oprócz skałeni głównymi składnikami skały są kwarc i muskowit. W mniejszej ilości spotyka się soczewkowate lub okrągławe osobniki kordierytu przeobrażone na brzegach w pinit lub chloryt. Podrzędnie występują andaluzyt, magnetyt i cyrkon.

Opisywane wkładki są najprawdopodobniej strefami iniekcijnymi granitu Karkonoszy. Ich nieostre i rozmyte kontury wskazują na rozwój zjawisk kontaminacyjnych o charakterze chemicznym.

W rejonie Zakrętu Śmierci, w obrębie hornfelsów stwierdzono dwa większe, wydłużone ciała granitowe (fig. 2) o długości 100 i 200 m. Są to wychodnie dużych apofiz granitu Karkonoszy. Jedna z nich, opisana w sztolni B, znajduje się na SE stoku Czarnej Góry, druga na SE od Zakrętu Śmierci. Jej kontakty z otaczającymi hornfelsami są niezgodne i ostre (pl. IV, 2; V, 1). Kontakt ma charakter intruzyjny. Równoleżnikowe wydłużenie wychodni apofizy nawiązuje w ogólnych zarysach do biegu powierzchni foliacji S_1 oraz struktur liniowych $L_2 + F_2$ w hornfelsach. Buduje ją średnioziarnisty, miejscami gruboziarnisty, pegmatyoidalny granit. Jedynym ciemnym minerałem są wybitnie wydłużone, bezładnie rozmieszczone blaszki biotyту o długości dochodzącej do 3 cm i szerokości nie przekraczającej 2–4 mm. W obrazie mikroskopowym skała zbudowana jest głównie z pertytowego skałenia potasowego, w którego brzeżnych partiach występują silnie rozwinięte granofirowe przerosty kwarcu (pl. I, 3). Ponadto występuje w niej plagiokláz (13–15% An), często przetkany sercytem, ksenomorficzny kwarc i biotyт. Skład mineralny skały odpowiada granitowi.

OSTAŃCE OSŁONY STROPOWEJ
W OBRĘBIE MASYWU KARKONOSZY

Na badanym terenie w okolicach Białej Doliny oraz poniżej Zakrętu Śmierci stwierdzono w obrębie granitu Karkonoszy izolowane wystąpienia skał osłony o długości od kilkudziesięciu do około 300 m. Są one wydłużone zgodnie z lokalnym przebiegiem kontaktu (fig. 2). Budują je hornfelsy przypominające swym składem mineralnym oraz orientacją mezostruktur skały pobliskiej osłony. W hornfelsach występujących w obrębie granitu w okolicach Białej Doliny powierzchnie foliacji S_1 zapadają pod stromymi kątami na SSE, natomiast lineacja ziarna zapada

łagodnie na SW. Podobnym biegiem foliacji charakteryzują się hornfelsy w izolowanym wystąpieniu poniżej Zakrętu Śmierci.

Geneza opisywanych skał może być dwójaka. Albo są to izolowane płyty hornfelsów o charakterze ostańców denudacyjnych, albo też erozyjnie ścięte deniwelacje spągu okrywy oddzielone od właściwych wystąpień hornfelsów zerodowanymi apofizami granitu. Druga możliwość jest bardziej prawdopodobna, ze względu na styl budowy geologicznej tej części kontaktu oraz niewielkie pozytywne formy (lub ich brak), jakie tworzą opisywane hornfelsy w morfologii terenu.

STREFA KONTAKTOWA REJONU MNISZEGO LASU

PRZEBIEG KONTAKTU

Granit Karkonoszy występujący w rejonie Mniszego Lasu graniczy od północy i od południa z hornfelsami budującymi pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby. Jest to najdalej na E wysunięta część tego pasma, wyklinowująca się wśród granitów w okolicach wsi Górzyniec (fig. 3). Hornfelsy lokalnie przeławicają się z amfibolitami, których największe wystąpienie, ujęte kartograficznie w S części pasma łupkowego, ma długość około 100 m i miąższość dochodzącą do 10 m. Na południu linia intersekcyjna kontaktu masywu z osłoną ma kierunek WWS—EEN (fig. 1, 3). Biegnie wzdłuż S stoku izerskiego Grzbietu Wysokiego. Północna linia kontaktu ma przebieg WWN—EES, lokalnie NW—SE. Pomiedzy Zbójcekkimi Skałami i Mniszym Lasem granit wcina się od północy w obręb hornfelsów zatoką o długości około 200 m (fig. 3).

Południowy i północny kontakt masywu Karkonoszy jest niezgodny z biegiem powierzchni foliacji S_1 oraz z orientacją struktur liniowych w hornfelsach. Powierzchnie foliacji S_1 , odziedziczone przez hornfelsy po występujących tu przed intruzją granitu łupkach łuszczkowych, biegną NW—SE lub WWN—EES i zapadają pod stromymi, rzadziej średnimi kątami na NE, NNE, N lub nieraz SW (fig. 3, 10). Struktury liniowe reprezentowane przez osie drobnych fałdów ciągniętych F_2 , wyraźną lineację ziarna L_2 i rzadziej drobne zmarszczkowanie L_2 , zapadają najczęściej łagodnie na EES lub E. Starsze struktury liniowe, reprezentowane zwykle przez słabo zaznaczającą się lineację ziarna L_1 , zapadają pod małymi i średnimi kątami na SE lub dużo rzadziej na NW.

Zgodna orientacja linii intersekcyjnej kontaktu z biegiem foliacji S_1 oraz z orientacją struktur liniowych F_2+L_2 występuje w NE części pasa hornfelsów.

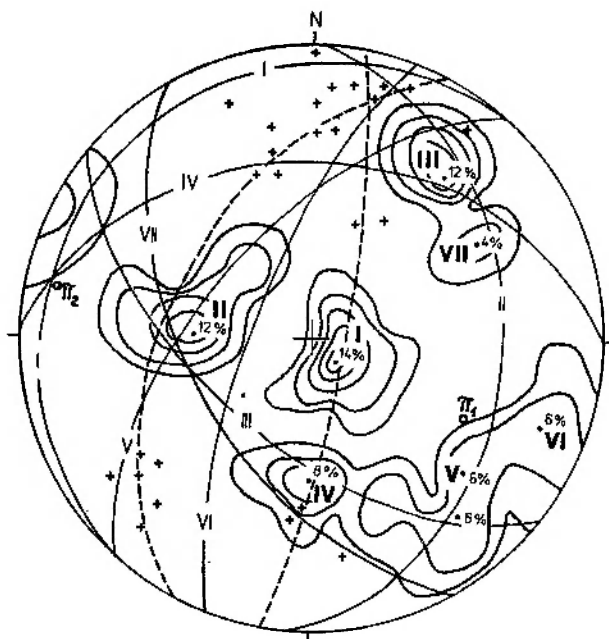


Fig. 10

Orientacja spękań w hornfelsach w sztolni D i E oraz w ich okolicach

150 pomiarów; kontury: 0, 3, 6, 9, 12%; I—VII — maksima koncentracji normalnych do powierzchni spękań oraz przynależne do nich duże koła; krzyżyki — bieguny powierzchni foliacji S_1 ; łuki z kresiek — pasy foliacji S_1 z odpowiadającymi im biegunami π_1 i π_2

Orientation of joints in hornfelses in adits D and E and their neighbourhood

150 readings; contours at 0, 3, 6, 9, 12%; I—VII — concentrational maxima of poles of normals to joint planes and corresponding great circles (upper hemisphere); crosses — foliation S_1 ; dashed great circles — foliation S_1 with corresponding π_1 and π_2 poles

ODŚLONIĘCIA KONTAKTU

ODŚLONIĘCIA NATURALNE

W rejonie Mniszego Lasu występuje kilka różnej wielkości naturalnych odsłoneń kontaktu granitu z wyżej leżącymi hornfelsami. Największe i najcie-

kawsze z nich znajduje się na S stoku Grzbietu Wysokiego, w środkowej części badanego obszaru (fig. 11; pl. V, 2). Jest to skałka o wysokości kilkunastu metrów, zbudowana w dolnej części z różnych odmian granitu Karkonoszy, w górnej — z hornfelsów kordierytowo-andaluzytowych. U dołu odsłonięcia występuje gruboziarnisty, skaleniowo-kwarcowy

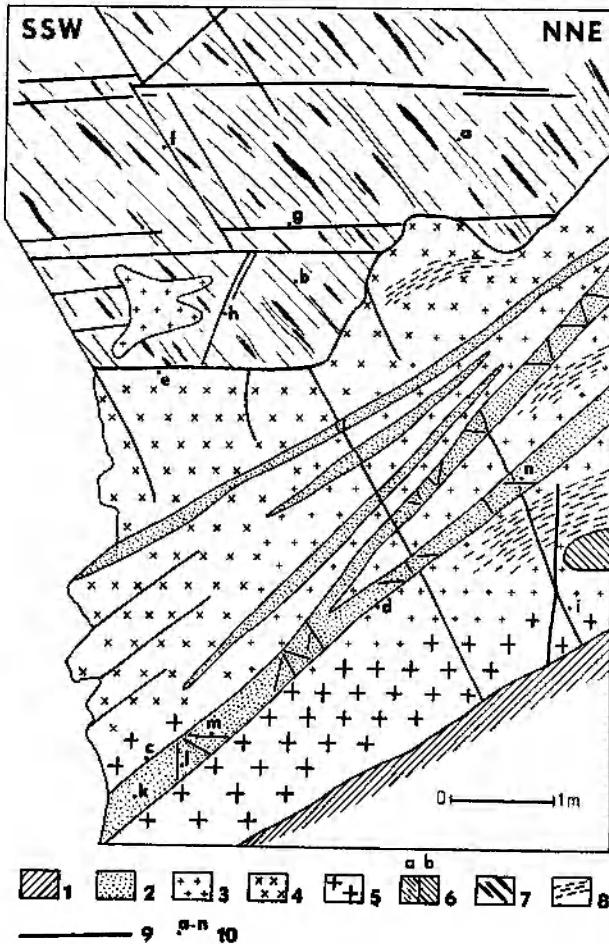


Fig. 11

Kontakt intruzji granitu Karkonoszy z hornfelsami w Mniszym Lesie (Szklarska Poręba Dolna)

1 — gruz skalny; 2 — apłity; 3 — leukokratyczny granit średnioziarnisty; 4 — leukokratyczny granit gruboziarnisty; 5 — pegmatyt skaleniowo-kwarcowy; 6 — hornfelsy: a — „in situ” z widoczną foliacją S_1 , b — ksenolit zbiotytowywanego hornfelsu z zatartą teksturą kierunkową; 7 — pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 8 — biotytowe szziury w granicie Karkonoszy; 9 — ważniejsze spekania; 10 — punkty, w których wykonano pomiary — foliacja S_1 w hornfelsach: a — 55/50, b — 60/50; orientacja żył aplitów: c — 170/40, d — 170/45; orientacja powierzchni kontaktu intruzji z osłoną: e — 120/10; spekania: f — 10/55, g — 120/15, h — 160/75, i — 20/70, k — 245/70, l — 140/80, m — 330/15, n — 330/10

Hornfelses of the Mniszy Las at contact with the Karkonosze Granite (Szklarska Poręba Dolna)

1 — weatherings; 2 — aprites; 3 — medium-grained leucocratic granite; 4 — coarse-grained leucocratic granite; 5 — feldspar-quartz pegmatite; 6 — hornfelses: a — „in situ” with conspicuous foliation S_1 , b — xenolithe of biotitized hornfelses having obliterated directional fabric; 7 — horizontal veinlets of secretional quartz in hornfelses; 8 — biotitic schlieren in Karkonosze Granite; 9 — major joints; 10 — sites of measuring — foliation S_1 in hornfelses: a — 55/50, b — 60/50; aplitic dikes: c — 170/40, d — 170/45; orientation of contact surface: e — 120/10; joints: f — 10/55, g — 120/15, h — 160/75, i — 20/70, k — 245/70, l — 140/80, m — 330/15, n — 330/10

granit pegmatytoidalny z małą ilością biotyty, wyżej — leukokratyczny granit średnioziarnisty, a na samym kontakcie z hornfelsami — leukokratyczny granit gruboziarnisty. W granicie średnio- i gruboziarnistym występują strefy ciemnych szlirów biotytowych, układające się równoległe do powierzchni kontaktu (pl. VI, 1). Granit przecinają żyły aplitów o grubości od kilku do 30 cm, zapadające pod średnimi kątami na SE (fig. 11). W granicie występuje szereg ksenolitów zbudowanych z hornfelsów, z których największy ma długość około 2 m. Skład mineralny granitu jest podobny do opisanego z rejonu Zakrętu Śmierci.

Budujące górną część odsłonięcia hornfelsy kordierytowo-andaluzytowe o strukturze heteroblastycznej i teksturze kierunkowej, podobne są swym składem mineralnym do hornfelsów na Zbójceckich Skałach, badanych przez Borkowską (1966). Zbudowane są przede wszystkim z przerastającego się nawzajem kordierytu, andaluzytu i często biotyty oraz podrzędnie z kwarcu, muskowitu i magnetytu. Skała obfituje w liczne sekrecyjne żyłki kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe, podkreślające kierunkową teksturę skały.

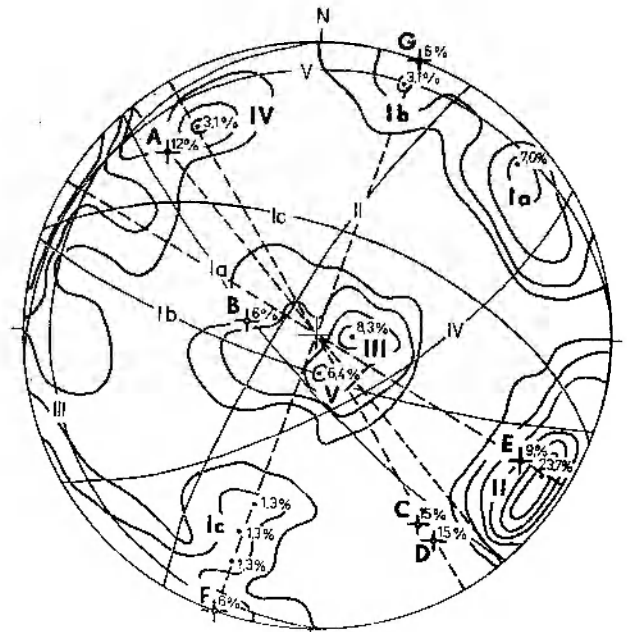


Fig. 12

Orientacja spekania oraz najdłuższych osi megakryształów skaleni potasowych w granicie Karkonoszy, w rejonie Mniszego Lasu (Szklarska Poręba Dolna)

Spekania: 156 pomiarów; kontury: 0, 1, 3, 6, 12, 18%; Ia—V — maksima koncentracji biegunów spekań i odpowiadające im duże koła; krzyżyki A—E — maksima koncentracji najdłuższych osi megakryształów skaleni potasowych (250 pomiarów) oraz odpowiadające im kierunki lineacji (linie przerywane)

Orientation of joints and longest axes of K-feldspar crystals in the Karkonosze Granite of the Mniszy Las region (Szklarska Poręba Dolna)

Joints: 156 measurements; contours at 0, 1, 3, 6, 12, 18%; Ia—V — concentration maxima of poles of normals to joint planes and corresponding great circles (upper hemisphere); crosses A—E — concentration maxima of the longest axes of K-feldspar phenocrysts (250 readings) and corresponding directions of lineations (dashed lines)

Powierzchnie foliacji S_1 w hornfelsach zapadają pod średnimi kątami na NE i są niezgodnie ścinane przez stropową powierzchnię leżącego niżej granitu. Powierzchnia kontaktu między obu skałami jest ostra, wyraźna i przebiega często zgodnie z płaszczyznami nawiązującymi do dominujących zespołów spękań w hornfelsach. Są to spękania horyzontalne (diagonalne w stosunku do orientacji foliacji S_1 w hornfelsach) i podłużne — bc (fig. 11, pkt. 10 e, g, h). Zespół spękań diagonalnych (fig. 11, pkt. 10 f) występuje zarówno w hornfelsach, jak i w granicie (fig. 11, pkt. 10 i).

Zespoły spękań występujące w granicie Karkonoszy w rejonie Mniszego Lasu tworzą jeden, dobrze zaznaczony system ciosu o kierunkach: NW—SE i NNE—SSW (fig. 12, max. I, II). Zwracają uwagę silnie rozwinięte spękania ławicowe — L (fig. 12, max. III, V; pl. VI, 2).

ODSŁONIĘCIA W SZTOLNIACH POSZUKIWAWCZYCH

Interesujących obserwacji dostarczyły badania prowadzone w dwu starych sztolniach poszukiwawczych wchodzących w południowy stok Grzbietu Wyso-

kiego w Mniszym Lesie (fig. 3). Sztolnie te oznaczone literami D i E leżą nad sobą i prowadzą z S na N (fig. 13).

Sztolnia D

Wlot do sztolni D znajduje się na wysokości 520 m n.p.m. w obrębie granitu Karkonoszy, około 13 m poniżej jego kontaktu z hornfelsami. Jej długość wynosi około 140 m (fig. 13, 14). Początkowy, 20-metrowy odcinek sztolni przebiega w drobno- i średnioziarnistym granicie pociętym kilkoma żyłami afanitowego, jasnego aplitu o grubości około 10 cm, zapadającymi na SE pod kątem 45°. Dalej granit stopniowo przechodzi w skaleniowo-kwarcową odmianę pegmatytoidalną występującą na przestrzeni około 6 m, a następnie na odcinku około 10 m zmienia się w leukokratyczny granit średnioziarnisty z ksenolitami wzbogaconych w biotyt hornfelsów. Dalej na północ granit ten kontaktuje bezpośrednio z czarnozielonymi hornfelsami kordierytowo-andaluzytowymi ze słabo widoczną kierunkową teksturą. Zapadają one stromo na NNE, lokalnie na S. Powierzchnia stropowa granitu zapada tu generalnie pod kątem 45° na N,

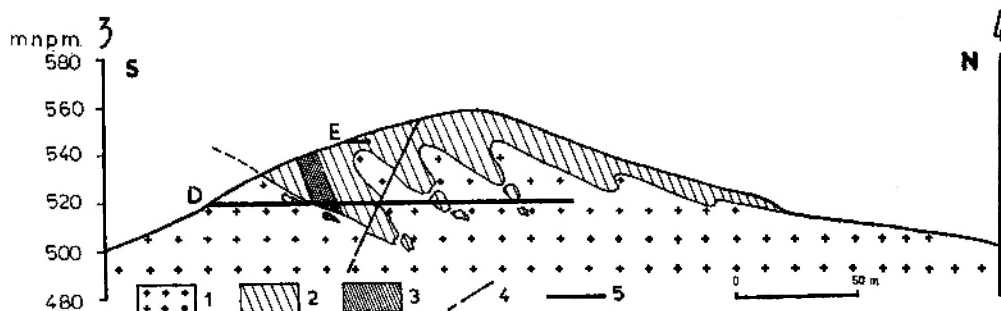


Fig. 13

Przekrój geologiczny przez wschodnią część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby w Mniszym Lesie (por. fig. 3)

- 1 — granit Karkonoszy; 2 — łupki łyszczykowe kontaktowo zmienione w hornfelsy (szraflura przedstawia zgeneralizowane upady foliacji S_1); 3 — amfibolit;
- 4 — dyslokacje; 5 — sztolnie D i E

Geological cross-section through eastern part of the Szklarska Poręba schist belt at the Mnizy Las (cf. fig. 3)

- 1 — Karkonosze Granite; 2 — mica schists transformed at the contact into hornfelses (hatchure shows generalised dips of planes of foliation S_1); 3 — amphibolite;
- 4 — faults; 5 — adits D and E

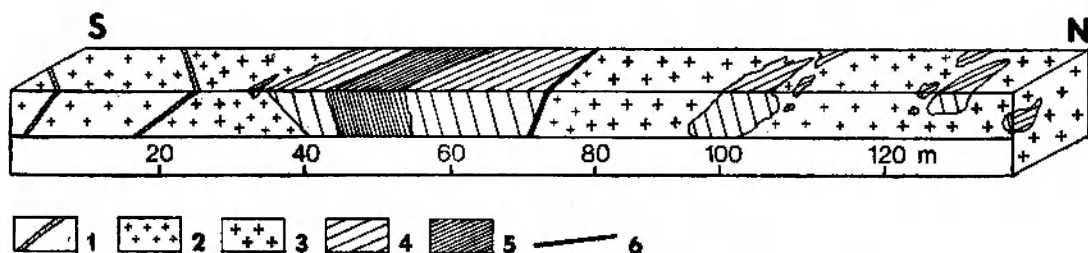


Fig. 14

Kontakt granitu Karkonoszy ze skałami osłony w sztolni D, w Mniszym Lesie (profil podłużny)

- 1 — żyły aplitów; 2 — średnioziarnisty granit Karkonoszy; 3 — pegmatytoidalny granit Karkonoszy; 4 — hornfelsy; 5 — amfibolit; 6 — dyslokacja

Contact of Karkonosze Granite with country rocks at the Mnizy Las, longitudinal profile of adit D

- 1 — aplite dikes; 2 — medium-grained Karkonosze Granite; 3 — pegmatitoidal Karkonosze Granite; 4 — hornfelses; 5 — amphibolite; 6 — fault

ścinając niezgodnie bardziej stromo zorientowane powierzchnie foliacji S_1 w hornfelsach. Kontakt ma charakter intruzywny, granit przechodzi w hornfels ostro, gdzieś ząb się z nim zatokowo.

W obrębie hornfelsów występuje zgodna wkładka ciemnozielonego, masywnego amfibolitu o miąższości około 10 m. Skała składa się głównie z ksenoblastycznej hornblendy, plagioklazu (65% An) i kwarcu. Hornblenda przerastana jest intensywnie dwoma pozostałymi minerałami. Kwarc i plagioklaz tworzą również większe kryształy. Na uwagę zasługuje obficie występujący, często automorficzny magnetyt.

Hornfelsy, około 70 m od wlotu do sztolni, ponownie kontaktują się z leukokratycznym, średnio- i drobnoziarnistym granitem Karkonoszy. Kontakt ten ma charakter tektoniczny. Skały dzieli uskoki o biegu WWS—EEN, którego stromo ustawiona powierzchnia uskoku zapada na SSE. Ku północy wspomniany granit stopniowo przechodzi w odmianę pegmatytoidalną, która ponownie, niezgodnie kontaktuje się z hornfelsami. Granit przenika hornfelsy licznymi, rozgałęziającymi się zatokami o długości przekraczającej 1,5 m. Bezpośredni kontakt pomiędzy obu skałami jest ostry. Wystąpienie hornfelsów ma grubość około 10 m. Dalej ku północy sztolnia ponownie prowadzi przez granit początkowo leukokratyczny, średnio- i drobnoziarnisty, następnie pegmatytoidalny i ponownie natrafia na kilkumetrowej grubości wystąpienie hornfelsów, mające prawdopodobnie charakter ksenolitu. Sztolnia kończy się w granicie pegmatytoidalnym.

Sztolnia E

Wlot do sztolni E znajduje się w hornfelsach na wysokości 547 m n.p.m., 27 m powyżej sztolni D. Jest to sztolnia krótka o długości 8 m, prowadząca w całości w obrębie hornfelsów kordierytowo-andaluzytowych. Powierzchnie foliacji S_1 zapadają stromo na NNE. W obrębie hornfelsów występuje kilka soczew drobno laminowanych gnejsów, z których największa ma długość 75 cm. Wygląd oraz skład mineralny gnejsów jest podobny do opisanych z rejonu Zakrętu Śmierci. Ich pozycja w stosunku do hornfelsów nie jest zgodna.

Hornfelsy są silnie spękane. Orientacja spękań i foliacji S_1 w hornfelsach, w sztolni D, E i w ich okolicach została przedstawiona na figurze 10. Spękania o kierunku NNE—SSW (fig. 10, max. II) reprezentują zespół spękań poprzecznych, spękania o biegu NW—SE i W—E (fig. 10, max. III, IV) w zależności od lokalnej orientacji foliacji, reprezentują zespoły spękań podłużnych. Razem tworzą one jeden system ciosu ortogonalnego.

IZOLOWANE WYSTĄPIENIA GRANITU W OBRĘBIE SKAŁ OSŁONY

W rejonie Mniszego Lasu granit Karkonoszy często pojawia się w obrębie hornfelsów. O występowaniu granitu wśród skał osłony w okolicach tunelu, w Szklarskiej Porębie Dolnej wspomina Cloos (1925), nazywając go „Granitstock”. Również Oberc (1965) stwierdza w tej okolicy lokalne przeławianie się granitu z hornfelsami i łupkami łyszczkowymi.

Granit tworzy w obrębie hornfelsów liczne, najczęściej małe, wydłużone wystąpienie o długości od kilku centymetrów do 3 m (pl. VII, 1). Ścinają one niezgodnie powierzchnie foliacji S_1 obok leżących skał, lecz wydłużone są zwykle zgodnie z ich biegiem. Zbudowane są z granitu średnio- lub gruboziarnistego, leukokratycznego lub zasobnego w biotyt. W tym drugim przypadku w granicy na granicy z otaczającą skałą występują równoległe do niej ciemne szliry.

Wyjątkowo liczne wystąpienia granitu w obrębie hornfelsów stwierdzono również we wschodniej części Mniszego Lasu. Część z nich została odsłonięta rowami poszukiwawczymi. Kontury wychodni granitu są tu nieregularne, wyjątkowo rozczłonowane i niezgodne w stosunku do hornfelsów. Granitom towarzyszą liczne, również nieregularne ciała aplitowe oraz soczewy żyłowego kwarcu. Lokalnie granit tak intensywnie ząb się z hornfelsami, że stanowi około 50% objętości skały, upodabniając ją do flebitu (Huber 1943, s. 89; Niggli 1948, s. 109).

Większe wychodnie granitu w obrębie hornfelsów stwierdzono w okolicy tunelu w Szklarskiej Porębie Dolnej (fig. 3). Są one często wydłużone równoleżnikowo, zgodnie z biegiem foliacji S_1 w hornfelsach. Ich długość dochodzi do 100 m. Towarzyszą im liczne żyły aplitów i pegmatytów. Wychodnia granitu o długości 20 m występuje w Mniszym Lesie na W od sztolni E.

Granit Karkonoszy pojawia się w kilku miejscach wśród hornfelsów na Zbójeckich Skałach. Najciekawsze odsłonięcie kontaktu granitu z wyżej leżącym hornfelsem znajduje się w W części Zbójeckich Skał (pl. VII, 2). Szczegółowego opisu petrograficznego odsłonięcia dokonała Borkowska (1966). Według tej autorki w dolnej 150-centymetrowej partii występuje jasnoróżowa skała składająca się głównie ze skalenia potasowego, kwarcu i wrostków biotytu. Wyżej występuje drobnoziarnisty granit leukokratyczny zbudowany ze skalenia potasowego, plagioklazu (5—25% An) i kwarcu oraz podrzędnie muskowitu. Wyżej widoczna jest 30-centymetrowa wkładka granitu z licznymi fenokryształami skaleni, obfitująca w szliry i gniazda biotytu. Główny jasny składnik skały stanowią plagioklasy (26% An). Poza nimi występują: kwarc, biotyt, muskowit, chloryt, epidot

oraz wrostki magnetytu, apatyty i cyrkonu. Ponad opisaną skałą pojawia się aplit zbudowany głównie ze skalenia potasowego granofirowo poprzerastanego kwarcem, kwarcu i znacznie mniejszej ilości plagioklastu (25% An). Podrzędnie występują muskowitz i biotyt. Skaleń potasowy odznacza się wyraźną kratą mikroklinową (pl. I, 4). Według obserwacji autora w skale tej występują liczne, rozgałęziające się „żyłki” kwarcu o grubości dochodzącej do 1 cm, w których występują w dużej ilości automorficzne kryształy magnetytu o średnicy do 0,5 cm. Dużo mniejsze mikroskopowe ziarna tego minerału występują w całej skale. Wyżej widoczna jest 60-centymetrowa wkładka gruboziarnistego, pegmatytoidalnego granitu, szczególnie wzbogacona w biotyt. Minerale ten tworzy smugi układające się równolegle do kontaktu.

Szczytową partię odsłonięcia zajmuje hornfels kordierytowo-andaluzytowy zbudowany głównie z kordierytu, andaluzytu, biotytu i podrzędnie magnetytu. Jasne żyłki występujące w tej skale buduje kwarc oraz skalenie. Powierzchnie foliacji S_f w hornfelsach generalnie zapadają na S pod kątami od 25 do 70°. Struktury liniowe reprezentowane są przez osie kon-

centrycznych (rzadziej symilarnych) fałdów ciągniętych F_2 o amplitudzie od 3 do 30 cm, zapadające generalnie na W pod kątem 30–35°. Wykazują one północną wergencję. Towarzyszy im wyraźne zmarszczkowanie L_2 łagodnie zapadające na E, rzadziej EES. Stwierdzono nieliczne, zaciśnięte, zdeformowane fałdki zapadające pod średnimi kątami na SW. Ich osie reprezentują prawdopodobnie struktury liniowe F_1 .

ORIENTACJA MEGAKRYSTAŁÓW SKALENI W GRANICIE KARKONOSZY

W granicie Karkonoszy kilkadziesiąt metrów od kontaktu z hornfelsami w Mniszym Lesie wykonano 250 pomiarów orientacji najdłuższych osi megakryształów skalenia potasowych. Długość skalenia tkwiących w średnioziarnistym granicie dochodzi w tej strefie do kilkunastu centymetrów (pl. VIII, 1).

Dominujący kierunek orientacji najdłuższych osi skalenia w tym rejonie wynosi NW–SE, podrzędny NNE–SSW (fig. 12). Kierunki te w ogólnych zarysach zgadzają się z badaniami Mierzejewskiego (1973c, str. 144), przeprowadzonymi w pobliskich Piechowicach.

UTWORY ŻYŁOWE ZWIĄZANE Z GRANITEM KARKONOSZY

Utwory żyłowe związane z masywem Karkonoszy występują w obrębie granitu oraz skał osłony. W dotychczasowych badaniach stosunkowo więcej miejsca poświęcono skałom żyłowym występującym w obrębie granitu Karkonoszy (Cloos 1925; Berg 1922, 1923 a, 1941 a; Gajda 1960 a, b; Oberc 1965; Borkowska 1966; Mierzejewski 1973b, c, d, 1977 i in.), niż w jego północnej okrywie (Nowakowski 1955; Borkowska 1966; Kotowski 1972). Kartograficzny obraz żył skalnych występujących na badanym terenie przedstawił w skali 1:25 000 Berg (1922, 1941a) i Szalamacha J. (1972).

W rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu występują żyły aplitów, pegmatatów oraz lamprofirów.

APLITY

Są to skały jasne, równo- i drobnoziarniste, nieraz afanitowe, o teksturze bezładnej, zbudowane głównie ze skalenia potasowego, kwarcu, plagioklastu (15–26% An) i podrzędnie łyszczyków z przewagą muskowitzu. Tworzą one różnej długości i grubości żyły często przecinające się nawzajem. Długość żył aplitów nie przekracza kilkuset metrów, ich miąższość waha się od kilku milimetrów do kilku, a nawet kilkunastu metrów (najczęściej: 2–10 cm). Średnica ziarn budujących żyły cienkie wynosi przeciętnie 0,1 mm, w grub-

szych stopniowo się zwiększa do 0,5 mm. W tych ostatnich występują często bezładnie rozmieszczone blaszki biotytu. Granice żył aplitów z otaczającymi skałami są ostre zarówno w obrębie granitu, jak i hornfelsów. Wyjątkiem są aplity tworzące w granicie Karkonoszy jasne szliry o nieostrych konturach (Borkowska 1966). Nieraz w obrębie żył aplitów pojawiają się gniazda skaleniowo-kwarcowego pegmatytu.

Orientacja żył aplitów występujących w granicie, jak i w skałach osłony jest podobna (fig. 15, 16). Żyły zapadają najczęściej pod średnimi kątami na SE lub rzadziej S. W sąsiedztwie kontaktu żyły występujące w granicie Karkonoszy bez zmiany swej orientacji przechodzą w skały osłony. Zjawisko to obserwowano w odsłonięciu w Mniszym Lesie oraz w sztolni D. W hornfelsach żyły tną niezgodnie bardziej stromo zorientowane powierzchnie foliacji S_f . W rejonie Zakrętu Śmierci na stokach Czarnej Góry występują wychodnie aplitu o grubości dochodzącej do kilkunastu metrów (fig. 2). Najczęściej wydłużone są one zgodnie z biegiem powierzchni foliacji S_f w hornfelsach.

Z porównania orientacji żył (fig. 15, 16) z diagramami spękań w granicie i w hornfelsach (fig. 8, 9, 10, 12) wynika, że żyły tylko częściowo wykorzystywały istniejące obecnie systemy spękań. W granitach w nie-

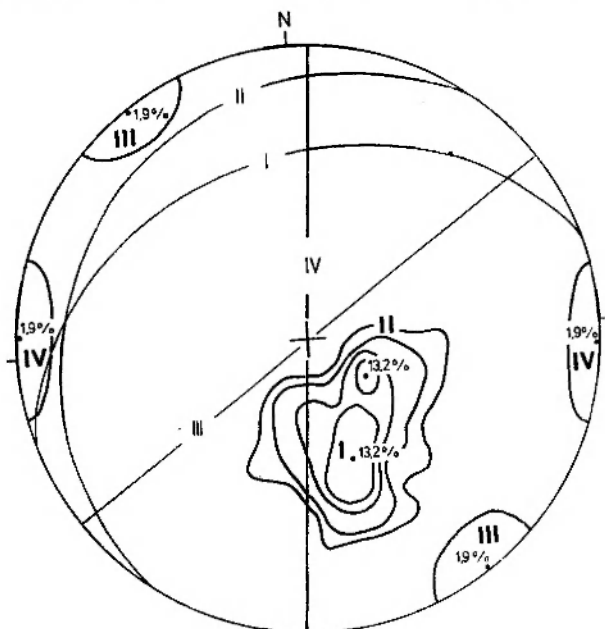


Fig. 15

Orientacja żył apłitów w granicie Karkonoszy w sztolni D oraz w jej okolicach

53 pomiary; kontury: 0, 2, 6, 10%; I-IV - maksima koncentracji normalnych do powierzchni żył i odpowiadające im duże koła

Orientation of aplite dikes in Karkonosze Granite, adit D and its neighbourhood

53 measurements; contours at 0, 2, 6, 10%; I-IV - concentration maxima of poles of normals to aplitic dikes and corresponding great circles

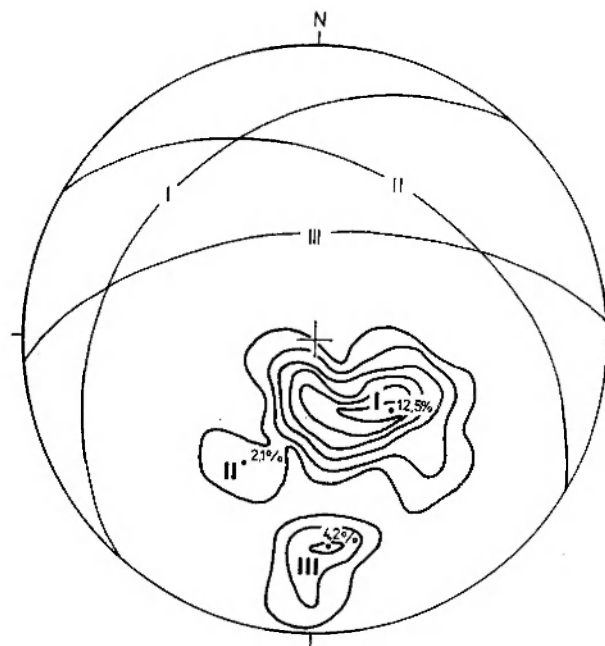


Fig. 16

Orientacja żył apłitów w hornfelsach w rejonie Mniszego Lasu

48 pomiarów; kontury: 0, 2, 4, 6, 8, 10%; I-III - maksima koncentracji normalnych do powierzchni żył i odpowiadające im duże koła

Orientation of aplite dikes in hornfelses of the Mniszy Las region

48 measurements; contours at 0, 2, 4, 6, 8, 10%; I-III - concentration maxima of poles of normals to dike walls and corresponding great circles

wielkim stopniu zostały wykorzystane spękania ławicowe - L (fig. 8, max. VI; fig. 12, max. V), w hornfelsach spękania diagonalne (fig. 9, max. IV; fig. 10, max. I) lub podłużne (fig. 10, max. IV). Zwraca uwagę, że żyły apłitów nie wykorzystują na badanym terenie spękań o charakterze regionalnym.

PEGMATYTY

Pegmatyty występują na badanym terenie znacznie rzadziej od apłitów. Ich żyły charakteryzują się stosunkowo małą długością i miąższością od 3 cm do 3 m. Często w obrębie hornfelsów tworzą nieregularne ciała stowarzyszone z żyłowym kwarcem lub występują wewnątrz grubszych żył apłitu. Niekiedy spotyka się je wewnątrz wychodni żyłowego kwarcu (pl. VIII, 2). Nieraz od żył pegmatytu odchodzą boczne, równoległe z nimi, cienkie żyłki apłitu.

Pegmatyty występujące na badanym terenie są skałami najczęściej jasnymi, gruboziarnistymi, o teksturze bezładnej. Makroskopowo widoczne są w nich, dochodzące do kilku centymetrów, ziarna skaleni, często pismowo poprzerastane kwarcem oraz gniazda wielokryształowego muskowitu lub biotytu. Niekiedy spotyka się skupienia turmalinu, andalazytu, rzadziej innych minerałów.

W okolicach Szklarskiej Poręby opisano wiele minerałów występujących w pegmatytach (Berg 1923; Gajda 1960a, b). Na badanym terenie szczegółowym badaniom poddano pegmatyty Zbójeckich Skał (Gajda 1960a, b), stwierdzając w nich kwarc, mikroklin, ortoklaz, mikropertyt mikroklinowy, oligoklaz, biotyt, hornblendę, muskowit oraz pierwiastki śladowe: Y, Nb, Zr, Bi, Li, Ce, Ta, W, jak również pierwiastki charakterystyczne dla zjawisk hydrotermalnych: Cu, Pb, Sr, Ba, Ag, Ni i Zn.

U podnóża 20-metrowego urwiska na NE stoku Czarnej Góry odsłania się 3-metrowej miąższości żyła pegmatytu z turmalinem i andalazytem. Występuje ona w obrębie hornfelsów kordierytowo-andalazytowych zbudowanych głównie z kordierytu, andalazytu i muskowitu oraz podrzędnie z biotytu, kwarcu, plagioklastu (około 40% An) i minimalnych ilości skaleni potasowego. Pegmatyt zbudowany jest z dużych automorficznych skaleni, głównie potasowych, poprzerastanych pegmatytowo kwarcem. W brzeżnej partii żyły widoczne są strefy biotytowe (płytki biotytu mają średnice do kilku centymetrów), muskowitowe oraz muskowitowo-andalazytowe (pl. I, 5). W tych ostatnich widoczne są prawidłowo wykształcone słupki andalazytu o długości do 5 cm. Słupki turmalinu o podobnej długości są bezładnie rozrzucone w obrębie partii skaleniowo-kwarcowych. Struktura pegmatytu jest zmienna. Z hornfelsami kon-

takuje się on 15-centymetrową strefą dronozianistego aplitu, która w głąb żyły przechodzi w odmianę gruboziarnistą, by jeszcze dalej od kontaktu stopniowo zmienić się w pegmatyt średnioziarnisty (fig. 17).

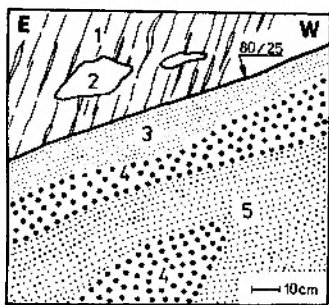


Fig. 17

Kontakt żyły pegmatytu z hornfelsami na NE stoku Czarnej Góry

1 – hornfelsy: orientacja foliacji S_1 – 160/85; 2 – gniazda żyłowego kwarcu
3–5 – pegmatyt: 3 – strefa aplitowa, 4 – strefa gruboziarnista, 5 – strefa średnioziarnista

Contact of pegmatite dike with hornfelses on NE slope of the Czarna Góra Mt.

1 – hornfelses: orientation of foliation S_1 – 160/85; 2 – nests of vein quartz;
3 – aplitic portion of pegmatite dike; 4 – coarse-grained zone of this dike;
5 – medium-grained portion of the same pegmatite dike

Żyły pegmatytów występujące na terenie badań zorientowane są jednolicie. Zapadają płasko lub pod średnimi kątami na E (fig. 18). Najczęściej tną one niezgodnie foliację S_1 otaczających je hornfelsów, choć obserwowano na pewnych odcinkach ich biegu również kontakty zgodne.

Żyły pegmatytów tylko w niewielkim stopniu wykorzystują współcześnie występujące zespoły spękań. Częściowo ich położenie jest zgodne z orientacją spękań wykorzystywanych również przez żyły aplitów (fig. 8, max. VI; fig. 10, max. I). W pewnym stopniu wypełniają też inne spękania, których orientacja niewiele odbiega od wymienianych uprzednio (fig. 8, max. III, V; fig. 12, max. III).

ENKLAWY W GRANICIE KARKONOSZY

Enklawy, spotykane licznie w całym masywie Karkonoszy, uważane są za najstarsze skały występujące w obrębie granitu. Ich badaniem zajmowało się wielu badaczy (Milch 1899; Berg 1923a, 1941b; Cloos 1925), lecz najpełniejszą analizę petrograficzną tych skał dała Borkowska (1966). Na badanym terenie występują ksenolity hornfelsów oraz enklawy kuliste.

KSENOLITY HORNFELSÓW

Ksenolity hornfelsów najliczniej grupują się w bezpośredniej strefie kontaktowej granitu ze skałami osłony. Stwierdzono je w granicie Karkonoszy na całej długości badanego kontaktu. Są to wydłużonego

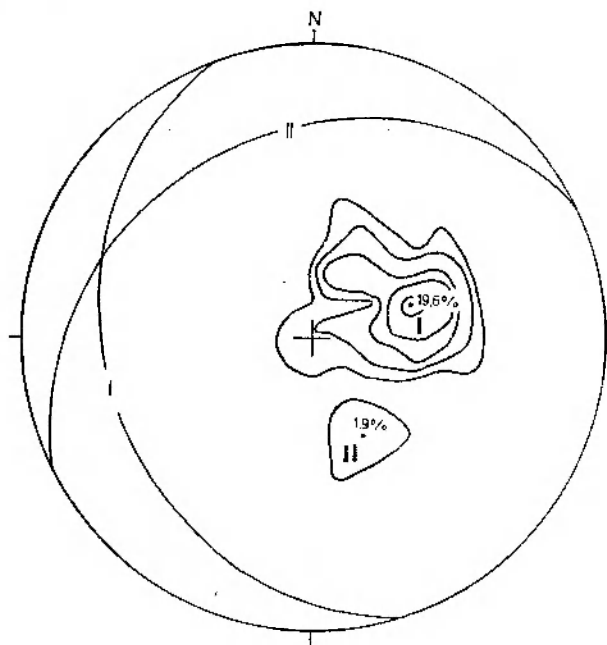


Fig. 18

Orientacja żył pegmatytów w hornfelsach w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu

51 pomiarów; kontury: 0, 2, 6, 12, 18%; I i II – maksima koncentracji biegunów żył pegmatytów i odpowiadające im duże koła

Orientation of pegmatite dikes cross-cutting hornfelses of the Mniszy Las and Zakręt Śmierci region

51 measurements; contours: 0, 2, 6, 12, 18%; I and II – concentration maxima of normals to dike walls and corresponding great circles

LAMPROFIRY

Na badanym terenie stwierdzono żyłę lamprofiru o grubości kilku metrów. Występuje ona w rejonie Mniszego Lasu (fig. 3). Jej bieg, określony na podstawie odłamków skalnych, SSW–NNE. Jest to skała ciemnoszara o strukturze drobnoziarnistej, porfirowej i teksturze bezładnej. Mikroskopowo odpowiada składem mineralnym spessartytowi. W drobnoziarnistym tle skały tkwią automorficzne kryształy plagioklazów (ok. 25% An), amfiboli i granatów. Podrzednie występuje biotyt, chloryt i serycyt.

kształtu, zreorientowane fragmenty występujących w pobliżu hornfelsów. Największy 2-metrowej długości ksenolit obserwowano w odsłonięciu, w Mniszym Lesie (pl. V, 2). Najczęściej wielkość ich nie przekracza 0,5 m. W ksenolitach widoczne są nieraz powierzchnie zreorientowanej foliacji S_1 (pl. IX, 1). Często, szczególnie w mniejszych ksenolitach, tekstury kierunkowe ulegają całkowitemu zatarciu. Kontakty ksenolitów z otaczającym granitem są ostre. Niekiedy następuje nieznaczne nadtopienie i rozplawienie ich krawędzi. Takie nieostre przejścia możliwe są do prześledzenia na odcinku 1–3 cm.

ENKLAWY KULISTE

Występują w granicie porfirowatym w SE części rejonu Mniszego Lasu, 300 m od kontaktu z hornfelsami (pl. IX, 2). Mają owalne kształty o średnicy nie przekraczającej 0,5 m. Zbudowane są z ciemnoszarej, drobnoziarnistej skały o teksturze bezładnej. Ostro odgraniczają się od otaczającego granitu. Występują w nich nieliczne megakryształy skalenia o długości około 1 cm.

Na podstawie badań mikroskopowych skałę oznaczono jako kwarcowy monzodioryt. Zawiera ona głównie plagioklasy (49% objętości skały), nieraz o zarysach automorficznych i budowie pasowej (18—25% An), biotyt, kwarc, skałen potasowy i często automorficznie wykształconą hornblendę (pl. I, 6). Biotyt i hornblenda przerastają się nawzajem. Skała od granitu Karkonoszy różni się wysoką zawartością biotytu (24%) i hornblendy (do 10%) oraz mniejszą ilością skalenia potasowego.

GENERACJE STRUKTUR

Na badanym terenie wydzielono trzy generacje struktur powstałych w wyniku odkształceń pre-, syn- i postintruzywnych. Ustalenie charakteru tych odkształceń jest ważnym elementem w poznaniu pozycji i rodzaju kontaktu masywu ze skałami osłony (Wager, Brown 1968).

Genetycznie są one fałdami ciągnionymi występującymi na południowych i północnych skrzydłach hipotetycznych megafałdów. Fałdki ciągnięte przechodzą lokalnie w fałdy załomowe (kink folds) o identycznej jak poprzednie orientacji osi (fig. 5). Fałdy załomowe są najprawdopodobniej końcowym ogniwem ewolucji pierwotnych fałdów koncentrycznych (Johnson 1970). Zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_2 rozwijają się nieraz powierzchnie nieciągłości, którym towarzyszy metamorficzna rekrytalizacja S_2 . Powierzchnie S_2 są niezgodnie zorientowane w stosunku do foliacji S_1 .

STRUKTURY PREINTRUZYWNE

Do struktur preintruzywnych zaliczono te, które występują tylko w skałach osłony. Odkształcenia, dzięki którym powstały powyższe struktury, ukształtowały plan strukturalny osłony granitu. W strefie przykontaktowej został on w dużym stopniu zatarty lub zablizniony w wyniku silnych przeobrażeń egzomorficznych.

Pomiary foliacji S_1 grupują się na jednym pasie, którego normalna II , będąca osią megafałdu lub megafałdów, generalnie pokrywa się z orientacją struktur liniowych F_2+L_2 (fig. 4). Z powyższej zależności wynika, że wymienione struktury liniowe są równoległe ze współcześnie występującymi hipotetycznymi megafałdami powstałymi w drugim etapie deformacji (Sander 1948). Orientacja ich osi, W—E lub WSW—ENE (fig. 4), wskazuje na to, że tworzyły się przy naciskach zbliżonych do południkowych.

STRUKTURY: $F_1+L_1+S_1$

Do najstarszych struktur należy lineacja F_1+L_1 reprezentowana głównie przez zmarszczkowanie (gufraż) i lineację ziarna L_1 oraz nieliczne mezofałdy F_1 . Ich obecna orientacja wykazuje znaczną dyspersję (fig. 4). Równoległa z powyższymi strukturami jest wtórna foliacja S_1 (secondary foliation), wyznaczająca powierzchnie pierwotnej stratyfikacji (warstwowania) byłego osadu S_0 . Wymienione elementy strukturalne należą do pierwszego etapu deformacji. Ich pierwotne położenie zostało zreorientowane (Oberc 1961) przez następną deformację o innej wergencji. Zreorientowane struktury liniowe grupują się na dwu pasach (fig. 4; Ramsay 1967), które po rozwinięciu dają pierwotną ich orientację — NW—SE. Tworzyły się one w polu nacisków o kierunku NE—SW.

Do struktur preintruzywnych zaliczono wtórne złupkowanie typu złupkowania spękaniewego S_2 (sensu H. Teisseyre 1964; fracture cleavage — Shrock 1948, Billings 1954), lokalnie przechodzące w kliważ (fig. 4; pl. III, 2), o biegu zgodnym z orientacją struktur liniowych F_2+L_2 .

STRUKTURY: $F_2+L_2+S_2$

W drugim etapie deformacji powstały liczne mezofałdy F_2 oraz równoległe do ich osi zmarszczkowanie i lineacja ziarna L_2 (fig. 4; pl. III, 1). Fałdy F_2 mają plastyczny charakter i geometrię najczęściej wergentnych fałdów koncentrycznych (concentric folds).

STRUKTURY SYNINTRUZYWNE

Do struktur synintruzywnych zaliczono te, które powstały w wyniku intruzji granitoidowej magmy, biorą udział w wewnętrznej budowie masywu Karkonoszy i kształtują związane z nim strefy endo- i egzokontaktowe.

Intrudująca magma spowodowała przeobrażenie budujących osłonę łupków łyszczkowych w hornfelsy kordierytowe lub kordierytowo-andaluzytowe, stanowiące strefę egzokontaktową masywu.

Do najstarszych struktur występujących w granicie należą allochtoniczne enklawy kuliste (pl. IX, 2) zbudowane z kwarcowego monzodiorytu (pl. I, 6). Ksenolity te stanowią częściowo przerobiony i zasymilowany przez magmę materiał obcy (Borkowska 1966).

Do struktur synintruzywnych należy lineacja powstała z liniowego ułożenia najdłuższych osi megakryształów skaleni (pl. VIII, 1), które krystalizowały we wczesnym etapie rozwoju granitu i brały udział w laminarnym ruchu magmy (Mierzejewski 1973b, c). Ich liniowe ułożenie o kierunku NW—SE i podrzędnie NNE—SSW (fig. 12) wskazuje na kierunek intrudowania magmy.

Oberc (1965, 1972) uważa, że granit Karkonoszy powstał w wyniku homogenizacji i mobilizacji skał budujących obecną jego osłonę. Biorąc pod uwagę zgodność lineacji ziarna w masywie Karkonoszy z orientacją B-lineacji w osłonie — WWN—EES lub NW—SE — autor ten przypuszcza, że liniowe ułożenie skaleni w granicie jest lineacją reliktową po eduktach, odziedziczoną po B-lineacji skał osłony. W związku z tym enklawy kuliste, według Oberca, są słabo shomogenizowanym materiałem wyjściowym i mają charakter autochtoniczny.

Bezpośrednio ze skałami osłony granit Karkonoszy graniczy zleukokratyzowaną strefą endokontaktową. W strefie tej występują liczne, zatopione w granicie i zorientowane względem skał osłony ksenolity (fig. 7; pl. V, 2; IX, 1) oraz ciemne biotytowe szliry (pl. VI, 1). Są one w przybliżeniu równoległe do stropowej powierzchni granitu.

Do struktur synintruzywnych zaliczono niektóre żyły apłitów i pegmatytów występujące tylko w osłonie masywu. Żyły te biorą początek w strefie kontaktowej granitu z hornfelsami i nie mają przedłużenia w głąb intruzji (fig. 7).

STRUKTURY POSTINTRUZYWNE

Do struktur postintruzywnych zaliczono te, które zaznaczają się w skałach masywu Karkonoszy oraz w obrębie jego osłony.

SPĘKANIA SKALNE

Spękania skalne występujące w granicie Karkonoszy i w skałach jego północnej osłony charakteryzują się podobną orientacją przestrzenną. Szczególnie dotyczy to głównych zespołów spękań.

W rejonie Zakrętu Śmierci, w granicie Karkonoszy wyróżniono kilka dominujących zespołów spękań (fig. 8). Zespoły spękań prostopadłych do siebie, reprezentowane przez maksima IV i V, tworzą jeden system ciosu ścinającego. Po wyznaczeniu osi A,

B i C trójosiowej elipsoidy odkształceń (fig. 8) można wnioskować, że siły, które spowodowały powstanie powyższego ciosu, działały południkowo. Rozpatrywane spękania mają charakter lokalny.

Cios o charakterze regionalnym (sensu Mierzejewski 1973b, 1977) jest reprezentowany przez zespół dobrze zaznaczonych spękań o kierunku NE—SW (fig. 8, max. II). Uderza brak sprzężonego z nim drugiego zespołu spękań regionalnych o przebiegu NNW—SSE. Nie jest jasne, czy do ciosu regionalnego należą spękania o kierunku NW—SE (fig. 8, max. I a) i WNW—ESE (fig. 8, max. I b). Powodują one lokalne złupkowacenie skały. Od typowej dla tego obszaru pozycji ciosu regionalnego (Mierzejewski 1973b) są one odchylone o kilkadziesiąt stopni w kierunku przeciwnym ruchowi wskazówek zegara.

Spękania w przybliżeniu horyzontalne (fig. 8, max. III, VI) mają charakter wyróżnionych przez Cloosa (1925) odciążeniowych spękań ławicowych „L”.

W obrębie hornfelsów zaznacza się duża dyspersja spękań (fig. 9). Wyróżniono względem lokalnie zorientowanej foliacji S_1 (220/65), system ciosu ortogonalnego, składający się z zespołu spękań poprzecznych o biegu NE—SW (fig. 9, max. VI) i podłużnych o kierunku NW—SE (fig. 9, max. VII). Tworzą one jeden system ciosowych spękań ścinających. Spękania o podobnej orientacji wyróżniono w pobliżu Zakrętu Śmierci (Borkowska, Mierzejewski 1973). Wymienione zespoły spękań nawiązują do spękań regionalnych w granicie Karkonoszy. Spękaniami ławicowym — L, wyróżnionym w granicie, odpowiadają w hornfelsach płaskie spękania diagonalne (fig. 9, max. I). Do systemu diagonalnego należą też pozostałe spękania.

W rejonie Mniszego Lasu cios regionalny w Masywie Karkonoszy reprezentowany jest przez spękania o przebiegu NNE—SSW (fig. 12, max II) oraz prawdopodobnie przez zespół spękań o kierunku NW—SE (fig. 12, max. I a). Zwracają uwagę silnie zaznaczone odciążeniowe spękania ławicowe — L (fig. 12, max. III, V; pl. VI, 2). Zespoły spękań o przebiegu WWN—EES (fig. 12, max. I a, I c) i NE—SW (fig. 12, max. IV) mają charakter lokalny. Zorientowane są one prostopadle do biegu lineacji megakryształów skaleni w granicie.

W hornfelsach wyróżniono, względem orientacji foliacji S_1 , zespół spękań poprzecznych o kierunku NNE—SSW (fig. 10, max. VI) i zespoły spękań podłużnych o biegu W—E oraz NW—SE (fig. 10, max. IV, III). Pierwszy z wymienionych zespołów odpowiada spękaniami regionalnym w masywie Karkonoszy, dwa następne są spękaniami lokalnymi. Spękaniami ławicowym — L występującym w granicie odpowiadają silnie zaznaczone spękania diagonalne

(fig. 10, max. I). Do systemu spękań diagonalnych należy zespół o kierunku NW—SE (fig. 10, max. VII), odpowiadający w przybliżeniu spękaniami regionalnym w granicie (fig. 12).

Orientacja spękań występujących w obrębie skał osłony w ogólnych zarysach odpowiada głównym, regionalnym systemom spękań w masywie Karkonoszy.

UTWORY ŻYŁOWE

Żyły apłitów zapadają głównie pod średnimi kątami na SE lub rzadziej S (fig. 11). Biegają one w kierunku NE—SW lub W—E (fig. 2, 3, 15, 16). Żyły pegmatytów biegną: N—S, nieraz NE—SW. Zapadają płasko na E lub SE (fig. 18). Żyły występujące w obrębie masywu i jego osłony wykazują podobną orientację. Tylko w niewielkim stopniu wykorzystują one istniejące obecnie zespoły spękań.

DYSLOKACJE

Dyslokacje należą, obok niektórych spękań, do najmłodszych elementów strukturalnych występujących na badanym obszarze. Deformują one granit Karkonoszy, skały osłony oraz występujące w nich utwory żyłowe. Dominują dwa zespoły dyslokacji. Najczęściej występują uskoki o kierunku NE—SW lub NNE—SSW (fig. 2), równoległe w przybliżeniu do najsilniej zaznaczonego systemu spękań regionalnych (fig. 8, 9, 12) oraz uskoki o generalnym prze-

biegu NW—SE (fig. 2, 3, 8, 14). Również one nawiązują do regionalnych i lokalnych kierunków spękań. Pierwsze z wymienionych są uskoki stwierdzonymi praktycznie na podstawie mapy geologicznej. W terenie na linii biegu uskoku obserwowano liczniejsze, niż na pozostałym obszarze, występowanie bloków białego, żyłowego kwarcu. W bezpośrednim sąsiedztwie uskoku występującego na NE stoku Czarnej Góry (fig. 2) zwraca uwagę charakterystyczne wygięcie ku N biegu foliacji w hornfelsach.

Wymienione dyslokacje są uskoki lewoskrętnymi, najprawdopodobniej zrzutowo-przesuwczymi. Drobne uskoki o biegu NW—SE, występujące w granicie w sztolni B, są dyslokacjami przesuwczymi, prawoskrętnymi (fig. 8). Uskok o kierunku NW—SE (fig. 3) jest dyslokacją głównie o charakterze zrzutowym, wzdłuż której uległ obniżeniu obszar Mniszego Lasu. Podobny charakter ma uskok o biegu WWN—EES, stwierdzony w sztolni D (fig. 13, 14).

Wydaje się, że dyslokacje powstały w wyniku naprężeń ścinających, prowadzących do rozwoju dwu komplementarnych zespołów ścięć uskokuwowych. Przybliżony kierunek nacisków, które spowodowały ich powstanie był zbliżony do południkowego. Pozostaje niewyjaśnione, czy wymienione dyslokacje są uskoki pierwotnymi, czy wtórnymi i odmłodzonymi (sensu Jaroszewski 1974), jak również nieznane są wielkości ich względnych przemieszczeń.

PRZESTRZENNA POZYCJA POWIERZCHNI STROPOWEJ GRANITU KARKONOSZY I JEJ STOSUNEK DO SKAŁ OSŁONY

W świetle przeprowadzonych badań granit Karkonoszy podściela cały badany obszar (fig. 6, 13, 19). Powierzchnia stropowa masywu generalnie zalega horyzontalnie lub nieznacznie zapada na północ. Potwierdza to, oparte na rozważaniach teoretycznych, hipotezy wielu cytowanych autorów.

Kontakt granitu Karkonoszy ze skałami osłony jest niezgodny (fig. 11; pl. II; pl. V, 1, 2). Granit ścina stromo ustawione powierzchnie foliacji S_1 w hornfelsach. Według dotychczasowych poglądów

(Cloos 1925; Teisseyre *et. al.* 1957; Borkowska 1959; Borkowska, Mierzejewski 1973 i częściowo Oberc 1965) kontakt ten w okolicach Szklarskiej Poręby uważany był za zgodny. Kierunek linii intersekcyjnej kontaktu często jest zgodny z biegiem foliacji S_1 oraz z orientacją struktur liniowych F_2+L_2 w osłonie. Różnie zorientowane struktury liniowe F_1+L_1 są zwykle niezgodnie ścinane przez strop masywu (fig. 2, 3, 4).

CHARAKTER KONTAKTU

Kontakt ma charakter typowo intruzywny. Świadczą o tym wyraźnie strefy zmian endo- i egzokontaktowych (endo- i egzomorficznych) oraz liczne utwory żyłowe tnące granit i jego osłonę. Kontakty masywu z okrywą są ostre i łatwe do prześledzenia (pl. V, 1, 2; pl. VII, 2), jedynie poniżej Zakrętu Śmierci stwier-

dono stopniowe przechodzenie granitu w hornfelsy. Stopniowe „rozplawianie” hornfelsów występuje na przestrzeni około 0,5 m. Świadczy to o lokalnym rozwoju na niewielką skalę kontaminacji chemicznej granitu materiałem osłony.

Leukokratyczny, średnioziarnisty, apłitoidalny lub

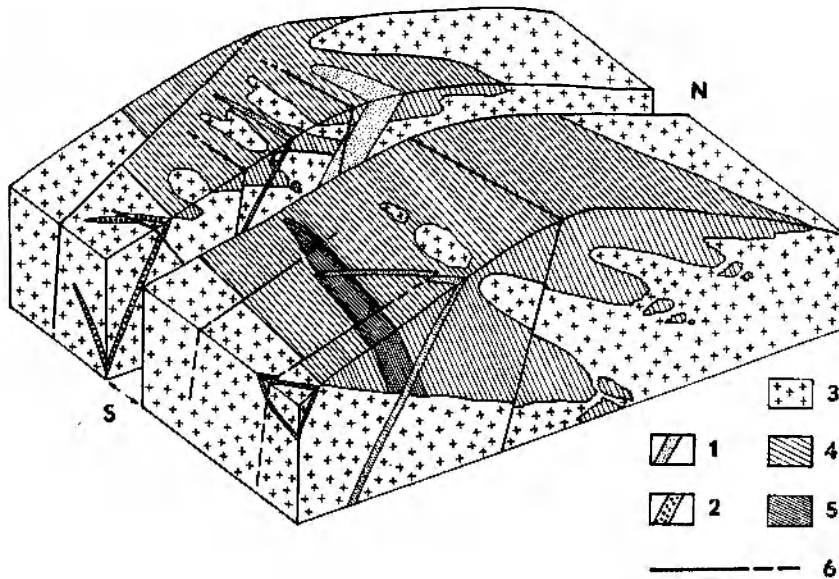


Fig. 19

Schematyczny blokdigram budowy geologicznej kontaktu granitu Karkonoszy ze skałami północnej osłony w rejonie Mniszego Lasu (Szkłarska Poręba Dolna)

1 — wybrane żyły apłitów; 2 — wybrane żyły pegmatytów; 3 — granit Karkonoszy; 4 — hornfelsy; 5 — amfibolity; 6 — ważniejsze uskoki

Sketch showing geological structure of the contact zone of the Karkonosze Granite with its northern country rocks in the Mniszy Las region (Szkłarska Poręba Dolna)

1 — selected aplite dikes; 2 — selected pegmatite dikes; 3 — Karkonosze Granite; 4 — hornfelses; 5 — amphibolites; 6 — major faults

pegmatyoidalny granit zazębia się z hornfelsami silnie rozczłonkowanymi zatokami o ostrych, łatwych do prześledzenia granicach (fig. 7; pl. II). Miejscami kontakt ma charakter brekcji intruzywnej — agmatytu (fig. 7; sensu Sederholm 1926, Hejtman 1962). W Mniszym Lesie w bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu skały osłony lokalnie upodabniają się do flebitów (sensu Huber 1943; Niggli 1948).

Poza utworami żyłowymi (aplity, pegmatyty, lamprofiry) masyw zazębia się z osłoną żyłami i apofizami granitu (fig. 6, 13, 19; pl. I, 3, 4; pl. IV, 2; pl. VII, 1), których odsłonięte erozyjnie wychodnie widoczne są często w obrębie hornfelsów (fig. 2, 3, 19). Apofizy pochylone są najczęściej na N lub NE, a ich wychodnie wydłużone zgodnie z biegiem foliacji S_1 w hornfelsach (fig. 2, 3, 19).

Na terenie badań nie stwierdzono zazębienia typu „lit par lit” ani stref migmatyczno-anatektycznych znanych ze stref kontaktowych masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka (Majerowicz 1972) i Kłodzko-Złoty Stok (Wojciechowska 1975). Również mniej-

szy jest tu udział zjawisk kontaminacyjnych o charakterze chemicznym.

Strefie kontaktu często towarzyszą różnej wielkości ksenolity hornfelsów (fig. 7, 11, 13, 14, 19; pl. II; pl. V, 2; pl. IX, 1) oraz rzadziej allochtoniczne enklawy kuliste (pl. IX, 2) zbliżone składem mineralnym do kwarcowych monzodiorytów (pl. I, 6).

Lokalnie w rejonie Zakrętu Śmerci i Mniszego Lasu kontakt masywu z osłoną ma charakter tektoniczny. Granit kontaktuje się z hornfelsami wzdłuż podstawowych systemów spękań (fig. 11; pl. V, 2) lub uskoków (fig. 2, 3, 13, 14, 19).

Wschodnia część pasma łupkowego Szkłarskiej Poręby w rejonie Mniszego Lasu (fig. 3) ma charakter ostańca denudacyjnego stropowej osłony masywu Karkonoszy. Hornfelsy tworzą tu izolowany z trzech stron, równoleżnikowo wydłużony płat (fig. 19). Całkowicie izolowanymi relikdami osłony granitu są wychodnie hornfelsów w rejonie Zakrętu Śmerci (fig. 2).

LITERATURA

AHRENS W., 1925: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. *Preuss. Geol. Land. Mitt. d. Abt. f. Gesteins-, Erz-, Kohle-, u. Salzuntersuchungen*, 2.
 BERG G., 1922: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Warmbrunn, Lief. 241, Preuss. Geol. Landesanst.
 — 1923a: Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.*, Bd. 94.

— 1923b: Die Gesteine des Isergebirges. *Kristalinikum. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 43, p. 125–168.
 — 1941a: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Warmbrunn. R-Stelle f. Bodenforschung.
 — 1941b: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau und Schneegruben-Baude. R-Stelle f. Bodenforschung.

- BEDERKE E., 1924: Das devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. etc.*, H. 7.
- BILLINGS M. P., 1954: Structural geology. Engelwood Cliffs, 2nd edition, New York.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetes Mts., and the Sudetic Foreland. *Arch. Miner.*, t. 21, z. 2, p. 230–382.
- 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. Petrographie du granite des Karkonosze. *Geol. Sudetica*, vol. 2, p. 7–107.
- BORKOWSKA M., MIERZEJEWSKI M., 1973: Death Bend – Hornfels rocks on the contact between the Karkonosze granite and mica schists (stop 44). *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie (à l'occasion de la XV-e Session de l'AZOPRO sous les auspices de l'Académie Polonaise des Sciences 6–16 Septembre 1973)*. Wyd. Geol., Warszawa, p. 227–228.
- CHALOUPSKÝ J., 1965: Metamorphic development of the Karkonosze crystalline complex. *Krystalinikum*, vol. 3.
- CLOOS H., 1922: Der Gebirgsbau und die Stellung Seiner Bodenschätze. Berlin.
- 1925: Einführung in die tectonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.
- DUMICZ M., 1977: Tektonika Altaju Mongolskiego i Kotliny Wielkich Jezior w rejonie Kobdo. The tectonics of the Altai Mts. in Mongolia and of the Great Lake Basin in the Kobdo Region. *Inst. Geol., Biul.* 302, p. 5–163.
- EBERT H., 1943: Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. Leipzig.
- GAJDA E., 1960a: Żyły pegmatytowe Szklarskiej Poręby – Karkonosze. Pegmatite veins of the region of Szklarska Poręba – Karkonosze Mts. *Kwart. Geol.*, t. 4, nr 3, p. 545–564.
- 1960b: Minerale żył pegmatytowych okolic Szklarskiej Poręby – Karkonosze. Minerals of pegmatitic veins in the vicinity of the Szklarska Poręba region – Karkonosze Mts. *Ibid.*, t. 4, nr 3, p. 565–584.
- Geologická mapa ČSSR, 1963: Listek Liberec – měřítko 1:200 000, (red.) J. Svoboda. Ústřední Ústav Geologický.
- HEJTMAN B., 1962: Petrografie matamorfovaných hornin. Československé Akademie Věd.
- HILLS E. S., 1972: Elements of Structural Geology. Chapman and Hall, London.
- HUBER H. M., 1943: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. *Schweiz. Miner., Petrogr. Mitt.*, 23, p. 72–260.
- Instrukcja Instytutu Geologicznego, 1975: Klasyfikacja i nazewnictwo skał plutonicznych. *Instr. i Met. Bad. Geol.*, nr 30, p. 1–24.
- JAROSZEWSKI W., 1963: Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej. *Prz. Geol.*, nr 2, p. 118–126.
- 1974: Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- JASKÓLSKI S., 1967a: Polimetaliczna mineralizacja w granitognejsach Radoniowa. *Prz. Geol.*, nr 5, p. 238–239.
- 1967b: Polimetaliczna mineralizacja tlenkowo-siarczkowa w granitognejsach Gór Izerskich (Dolny Śląsk) i jej pochodzenie. Polymetallic oxide and sulphide mineralization in gneissose granites of the Isera Mountains (Lower Silesia) and its origin. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 43, p. 1–78.
- JELIŃSKI A., LIS J., PRZENTOSŁO S., 1965: Uwagi o północnym kontakcie granitu karkonoskiego na zachód od Szklarskiej Poręby. Remarks on northern contact of the Karkonosze granite to the west from Szklarska Poręba. *Inst. Geol., Biul.* 170, p. 5–12.
- JOHNSON A. M., 1970: Physical processes in geology. Freeman and Cooper, San Francisco.
- KARWOWSKI Ł., 1977: Geochemiczne warunki grejzenizacji na Pogórzu Izerskim (Dolny Śląsk). Geochemical conditions of greisenization in the Izerskie Mountains foothills (Lower Silesia). *Arch. Miner.*, t. 33, z. 2, p. 83–148.
- KLOMINSKY J., 1969: Krkonosko-jizersky granitoidni masiv. Das granitoide Massiv von Krkonoše und Jizerské hory. *Sb. Geol. Ved. Geologie*, řada G, sv. 15, p. 7–118.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaledonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. *Sb. Stát. Geol. Úst. ČSR*, sv. 15, p. 109–180.
- KOTOWSKI J., 1972: Stanowisko tektoniczne i geneza skał kwarcowych południowej części Pogórza Izerskiego. Tectonic position and origin of quartz rocks of the southern part of the Izerian Upland. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Pol. Wrocl.*, nr 8, Ser. Monografie, nr 2, p. 3–100.
- KOZIAR J., 1973: Budowa geologiczna okolic Rozdroża Izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem wystąpień skał kwarcowych. Geological Structure of the Rozdroże Izerskie Region with Special Reference to the Occurrence of Quartz Rocks. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 192, *Pr. Geol.-Miner.*, nr 3, p. 75–105.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965: Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granite-gneisses of Isera Highlands. *Arch. Miner.*, t. 25, z. 1, 2, p. 123–261.
- KOZŁOWSKI K., 1974: Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica – Świeradów Zdrój. Crystalline schists and leucogranites of the Stara Kamienica – Świeradów Zdrój Belt (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 1, p. 7–98.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968: Geologia dynamiczna. Wyd. III, Wyd. Geol., Warszawa.
- LEPSIUS R., 1913: Geologie von Deutschland (Schlesien und Sudeten). t. 1, Leipzig.
- MAJEROWICZ A., 1972: Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Studium petrologiczne. On the petrology of the granite massif Strzegom-Sobótka. *Geol. Sudetica*, vol. 6, p. 7–96.
- MÁŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Krkonoš). *Knih. Ústř. Úst. Geol.*, sv. 27, p. 1–258.
- MIERZEJEWSKI M., 1973a: Metoda i analiza pomiarów polowych przestrzennej orientacji dużych skaleni w granicie karkonoskim. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 192, *Pr. Geol.-Miner.*, nr 3, p. 301–305.
- 1973b: Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy. Materiały do Konferencji Terenowej na temat: Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego. *Inst. Geol. Univ. Wrocl.*, p. 7–20.
- 1973c: Orientation of feldspar megacrystals in relation to the evolution and structure of granitic Karkonosze pluton. *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie (à l'occasion de la XV-e Session de l'AZOPRO sous les auspices de l'Académie Polonaise des Sciences 6–16 Septembre 1973)*. Wyd. Geol., Warszawa, p. 138–146.
- 1973d: Plutonizm karkonoski w aspekcie złożonym. Ore-Formation Aspects of the Plutonism in the Karkonosze Mts. *Inst. Geol., Biul.* 264, p. 299–310.
- 1977: Dysjunkcje koncentryczne rejonu Jakuszyc w gra-

- nitowym masywie Karkonoszy. Concentric pattern of faults near Jakuszyce, the Karkonosze granite, Sudetes. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 378, *Pr. Geol.-Miner.*, 6, p. 303–321.
- MILCH L., 1899: Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. *N. Jb. Miner. etc.* Bd. 12, 15.
- NIGGLI P., 1948: Gesteine und Mineralaggestatten. I. Bd. *Basel*, Berlin.
- NOWAKOWSKI A., 1955: O niektórych skałach żyłowych Pogórza Izerskiego. Some dyke rocks from the Iser Hills (Lower Silesia, Poland). *Arch. Miner.*, t. 19, z. 1, p. 37–57.
- OBERC J., 1958: Izerska seria suprakrustalna. Supracrustal series in Izer Mts. — Sudeten. *Prz. Geol.*, nr 8, 9, p. 389.
- 1961: An Outline of the Geology of the Karkonosze — Izer Block. *Z. Nauk. Univ. Wroc.*, Ser. B, nr 8, p. 139–170.
- 1965: Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. The tectonic position of the Karkonosze granite. *Inst. Geol., Biul.*, 191, p. 69–102.
- 1966: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. The Early-Assyntic orogene in Lower Silesia. *Z. Geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945–1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej*, Wrocław, p. 57–83.
- 1967: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts.-Izer Mts. block. Przewodnik XL Zjazdu P. T. Geol. w Zgorzelcu. *Wyd. Geol.*, Warszawa, p. 58–60.
- 1970: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and raw materials of the Karkonosze Mts.-Izer Mts block. *Rocz. P. T. Geol.*, t. 40, z. 1, p. 195–205.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- OBERC J., KOTOWSKI J., 1969: Orientacja mezoskopowych enklaw autochtonicznych i struktury szkieletowe w granicie rumburskim. The orientation of mesoscopic autochtonic enclaves and skeletal structures in the Rumburk granite in Lower Silesia. *Inst. Geol., Biul.*, 230, p. 5–128.
- PETRASCHECK W. E., 1938: Zur Altersbestimmung des raristischen Vulkanismus in Schlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 90., p. 20–225
- 1943: Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstätten verteilung. *Geol. Rundsch.* Bd. 34, H. 1, p. 38–54.
- RAMSAY J. G., 1967: Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Book Company, Inc, New York, San Francisco, St. Louis, Toronto, London, Sydney.
- SANDER B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I, Springer Verlag, Wien.
- SCHWINNER R., 1928: Schweremessungen und Gebirgsbau in Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. XL. Teil. I, p. 270–278.
- SEDERHOLM J. J., 1926: On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland., Part II: The region around the Barosundsfjörd w. of Helsingfors and neighbouring areas. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 77, p. 1–143.
- SHROCK R. R., 1948: Sequence in Layered Rocks. New York-Toronto-London.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Lupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Mica-schists and granite-gneisses on the northern slopes of the Kamienica Mountainchain in Western Sudeten. *Inst. Geol., Biul.*, 127, p. 5–31.
- 1975: Klasyfikacja i nomenklatura skał plutonicznych zalecana przez Podkomisję Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych dla Spraw Systematyki Skał Magmowych. *Prz. Geol.*, nr 2, p. 49–55.
- SMULIKOWSKI W., 1972: Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Petrogenetic and structural problems of the northern cover of the Karkonosze granite. *Geol. Sudetica*, vol. 6, p. 97–188.
- SVOBODA J., CHALOUPSKY J., 1962: Vysvetlivky k přehledné geologické mape ČSSR 1:200 000, M-33-X, Liberec. *Geofond, Praha*, p. 1–124.
- 1963: Crystalline Complexes of the West Sudeten. Regional Geology of Czechoslovakia, part I: The Bohemian Massif. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, p. 172–212.
- SZAŁAMACHA J., 1972: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów — skala 1:25 000, Arkusz Piechowice. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1965: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów — skala 1:25 000, Arkusz Jelenia Góra Zachód. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1971: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów — skala 1:25 000, Arkusz Rozdroże Izerskie. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 4, p. 459–499.
- 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. Przewodnik XL Zjazdu P. T. Geol. w Zgorzelcu. *Wyd. Geol.*, Warszawa, p. 11–30.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 4, p. 7–37.
- 1971: Zagadnienia analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. P. T. Geol.*, t. 41, z. 1, p. 93–118.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety, z. 1, Kraków.
- TEISSEYRE J., 1968: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 4, p. 485–541.
- 1973: Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Matemorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges. *Geol., Sudetica*, vol. 8, p. 7–118.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York, San Francisco, Toronto, London.
- WAGER L., BROWN G., 1968: Layered igneous Rocks. Ol-B, Edinburgh-London.
- WOJCIECHOWSKA I., 1975: Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Tectonics of the Kłodzko—Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2, p. 61–121.

Jerzy ŻABA*

THE NORTHERN CONTACT OF THE KARKONOSZE GRANITE WITH ITS COUNTRY ROCKS IN THE VICINITY OF SZKLARSKA PORĘBA (WESTERN SUDETES)

ABSTRACT: This paper deals with the results of mesostructural investigations carried out at the contact zone of the Karkonosze Granite with its northern country rocks in the neighbourhood of Szklarska Poręba, the

Isera Mts., Western Sudetes. Pre-, syn-, and post-intrusive structures were distinguished, spatial position of the roof of the Karkonosze Massif was recognised, and features of the contact zone were determined.

Summary

INTRODUCTION

The recognition of the spatial position occupied by roof of the Karkonosze Massif as well as features of its contact zone with country rocks is of great practical significance for studies on the origin of polymetallic mineralization, including uranium one, occurring over the area of the Isera Mts., and Isera Highland and for studies on the tectonic position of the massif itself.

The study area is situated in the Western Sudetes (fig. 1), in eastern part of the Wysoki Grzbiet (High Ridge) of the Isera Mts. in the vicinity of Szklarska Poręba, the Zakręt Śmierci (Death Bend) and Mniszy Las (Monastic Forest) region (figs 2, 3). Geologically this area belongs to the Karkonosze-Isera Block and occupies the boundary zone between the Isera metamorphic unit and the Karkonosze granitoid massif.

The Isera metamorphic unit is built mostly of pre-Hercynian gneisses, granitogneisses, and granites separated by W-E trending narrow belts of Proterozoic mica schists. They divide this region into several tectonic units, most of which adhere to the Karkonosze Granite (fig. 1). The study area is situated in southeastern part of the Szklarska Poręba schist belt built of cordierite-andalusite hornfelses (pl. I, 1) intercalated with amphibolites and laminated fine-augen gneisses (pl. I, 2).

The Isera metamorphic unit rocks represent a supracrustal series (Oberc 1958) deformed twice during Early and Late Assyntian foldings. In many places, however, the autochthonous relics of ancient structures did survive in spite of post-deformational recrystallization and blastesis (Oberc, Kotowski 1969). The present intricate tectonic structure resulted from the superimposition of Caledonian, Hercynian, and Alpine deformations.

According to the view expressed by Chaloupsky (1965), Teisseyre (1968), and Smulikowski (1972), the oldest and the main linear structures in the Isera metamorphic unit were to be of Late Caledonian age and the younger lineations were to represent Hercynian tectogenesis.

The Karkonosze Granite was emplaced in the Asturian phase. Mostly the so-called central granites (cf. Borkowska 1966) crop out over the study area.

The prior studies on the roof remnants of the Karkonosze Massif and its contacts with northern country rocks are rather general and based on indirect geological evidence (Cloos 1925; Schwinner 1928; Petrascheck 1938; Teisseyre *et al.* 1957; Borkowska 1959; Oberc 1965, 1972; Jeliński *et al.* 1965; Jaskólski 1967a, b; Klominsky 1969; Borkowska, Mierzejewski 1973; Karwowski 1977).

SEQUENCE OF STRUCTURES

PRE-INTRUSIVE STRUCTURES

Pre-intrusive structures effected the structural pattern of the regionally metamorphosed rocks enveloping the Karkonosze Massif. At the contact zones, these structures were strongly obliterated owing to exomorphic transformations.

Structures $F_1+L_1+S_1$

The oldest structures are represented by wrinkling, mineral lineation L_1 and scarce mesofolds F_1 . Their axial directions are strongly scattered (fig. 4). Of the same is secondary foliation S_1 (fig. 4) which defines the primary sedimentary bedding S_0 . The primary spatial position of all these structures was remarkably changed owing to later refoldings. The linear structures F_1+L_1 form two belts on diagrams (fig. 4; cf. Ramsay 1967) allowing to determine their primary NW-SE orientation. Thus they were effected by the NE-SW directed compression.

* Geology Institute of the Silesian University, ul. Mielczarskiego, 41-200 Sosnowiec.

Structures $F_2+L_2+S_2$

The second deformational stage is represented by mesofolds F_2 , wrinkling and mineral lineation L_2 (fig. 4; pl. III, 1). The L_2 lineation is obliquely overprinted upon the older one. F_2 folds of mesoscopic dimensions appear to be the drag folds occurring on southern and northern limbs of the inferred megafolds. These drag folds are close and asymmetric and locally pass into kink folds retaining the same orientation (fig. 5). The kink folds may be considered as being produced at the last stage of evolution of primary concentric folds (cf. Johnson 1970). The axial planes to F_2 folds are paralleled by metamorphic recrystallization. Such S_2 surfaces are crosscutting foliation S_1 .

On the diagrams, S_1 foliation readings form one girdle whose π axis defines both the axial directions of megafolds and linear structures F_2+L_2 (fig. 4). Thus all these structures despite their variable dimensions are considered to represent the second deformational stage (cf. Sander 1948). They were likely effected by meridionally acting compression as they run in W-E or WWS-EEN directions (fig. 4).

Fracture cleavage paralleling S_2 planes was included to the pre-intrusive structures. Its strikes are consistent with F_2+L_2 axial directions (fig. 4; pl. III, 2).

SYN-INTRUSIVE STRUCTURES

The syn-intrusive structures were due to emplacement of the granitic magma. They were recognised both within the massif itself and in its endo- and exocontact zones with the country rocks.

The country mica schists were transformed into cordierite or cordierite-andalusite hornfelses representing the exocontact zone (pl. I, 1).

The oldest structures recognizable within the granitic massif are represented by spherical allochthonic enclaves (pl. IX, 2) built of quartz monzodiorite (pl. I, 6). They resulted from partly reworked and assimilated foreign material (Borkowska 1966).

Also the syn-intrusive structures are represented by linear arrangement of feldspar phenocrysts (pl. VIII, 1) which were formed at the early phase of granite development and were involved in laminar flow of granitic magma (Mierzejewski 1973b, c). Flow directions of this magma are indicated by NW-SE and subordinate NNE-SSW elongation of the phenocrysts (fig. 12).

The Karkonosze Granite contacts with its country rocks through the leucocratic endocontact zone where the granitic rocks nearly missed their melanocratic constituents and attained aplitic or pegmatitic appearance (fig. 7; pl. IV, 1). Numerous and variously oriented xenoliths (fig. 7; pl. V, 2; IX, 1) as well as biotite schlieren (pl. VI, 1) were encountered in the discussed zone. The latter is generally the roof surface of the massif (fig. 11).

Some aplite and pegmatite dikes are considered to be the syn-intrusive structures. They occur only in the envelope, being rooted in the contact zone and do not enter the massif (fig. 7).

POST-INTRUSIVE STRUCTURES

The post-intrusive structures are recognizable both within the Karkonosze Massif and its country rocks.

Joints

Joints cutting the Karkonosze Massif and joints in its northern country rocks display similar spatial orientation. This in particular is true about the main joint sets.

The Zakręć Śmierci region. Several joint sets were distinguished in granitic rocks of the Zakręć Śmierci region (fig. 8). Maxima IV and V represent two orthogonal sets of a single shear system. Inferred axes A, B, and C of the strain ellipsoid allow to state that external forces responsible for development of this system were directed meridionally; they operated, however on rather local scale.

Regional jointing (Mierzejewski 1973b, 1977) is defined best by the NE-SW trending set of joints (fig. 8, maximum II). It is still unclear whether the NW-SE (fig. 8, maximum I a) and WNW-ESE (fig. 8, maximum I b) striking joint sets are regional or not. Locally they are paralleled by fracture cleavage. Nearly horizontal joint surfaces represent (fig. 8, maxima III and IV) released jointing "L" distinguished by Cloos (1925).

Hornfelses are cut by strongly dispersed fractures (fig. 9). One can distinguish orthogonal system of shear joints consisting of transversal set running in the NE-SW direction (fig. 9, maximum VII). The both sets are comparable with the regional joint sets cutting the Karkonosze Massif. Diagonal joints in hornfelses may be referred to the release joints "L" occurring in the granitic rocks (fig. 9, maximum I); foliation S_1 in hornfelses has orientation 220/65.

The Mniszy Las region. In the Mniszy Las region, the Karkonosze Granite is cut by regional NNE-SSW trending joints (fig. 12, maximum II) and by joints of the NW-SE set (fig. 12 maximum I a). Released joints "L" (fig. 12, maximum III and V; pl. VI, 2) are well developed here. They are at right angle to the feldspar lineation distinguished in the granitic rocks.

The hornfelses are, in regard with attitude of their foliation S_1 , cut by the NNE-SSW transversal joints (fig. 10, maxima IV and III). Well marked diagonal joints are comparable with the released joints "L" recognised in the massif (fig. 10 maximum I). The diagonal system is also represented by the NW-SE set of joints (fig. 10, maximum VII) which may be referred to regional joints in the granites (fig. 12).

Dike rocks

The dike rocks genetically connected with the Karkonosze granite occur both within the massif and the country rocks. Prior studies were rather concerned with those cutting the Karkonosze Massif (Cloos 1925, Berg 1922, 1923, 1941a, Gadomski 1959, Gajda 1960a, b, Oberc 1965, Borkowska 1966, Mierzejewski 1973b, c, d, 1977) than those of the northern envelope (Berg 1922, Nowakowski 1955, Borkowska 1966, Kotowski 1972, Szalamacha 1972).

Aplitic dikes have variable thicknesses and length. The aplites are composed of potassium feldspar, quartz, plagioclase (An_{15-26}), and micas with prevailing muscovite. These dikes dip at moderate angles toward SE or S (fig. 11), striking in the NE-SW or W-E directions (figs. 2, 3, 15, 16). The aplitic dikes do not, in general, display relations to the presently observed joint pattern in both the massif and country rocks.

Pegmatite dikes have variable thicknesses and varying outlines but rather limited length. The pegmatites are composed mostly of feldspars, quartz, and micas and contain the elements characteristic of hydrothermal processes (Gajda 1960a, b). Several varieties of the pegmatites may be distinguished. These are feldspar, feldspar-quartz, feldspar-quartz-tourmaline, biotite, and muscovite-andalusite pegmatites (pl. I, 5; VIII, 2). The pegmatite dikes cross cut obliquely the country rocks (fig. 17). They strike in the N-S or NE-SW directions and dip shallowly eastwards or southeastwards (fig. 18). The same is true about the orientation of pegmatite dikes within the Karkonosze Mas-

sif. Also the pegmatites do not follow fractures of the observed joint systems.

There is one lamprophyry dike in the Mniszy Las region (fig. 3). It runs in the SSW–NNE direction and has mineral composition of spessartite.

Faults

The Karkonosze Massif, its country rocks and the dike rocks are in common cut by two fault sets of which one is strik-

ing in the NE–SW or NNE–SSW direction (fig. 2) and the other runs in the NW–SE direction (figs. 2, 3, 8, 14). The former are sinistral oblique-slip faults (fig. 2), and the latter are dextral slip or normal faults (figs. 3, 8, 14).

The discussed fault sets were developed as two conjugate complementary shears due to approximately meridionally acting compression. It remains still unclear whether these faults are primary or secondary and unknown are magnitudes of displacements.

SPATIAL POSITION AND FEATURES OF THE CONTACT ZONE (ROOF OF THE KARKONOSZE GRANITE)

The present author's investigations revealed that the granitic rocks occur below the whole study area (figs. 6, 13, 19). The roof surface is practically horizontal or dips gently northwards. This confirms the suggestions by earlier authors.

FEATURES OF THE CONTACT ZONE

The Karkonosze Granite is generally discordant as it truncates the surfaces of foliation S_1 in hornfelses (fig. 11; pl. II; V, 1, 2). But outcrop pattern of the contact line itself appears to be consistent in many places with strikes of the foliation S_1 and axial directions of F_2+L_2 folds. The linear structures of F_1+L_1 set are usually not concordant with the roof of the intrusion (figs. 2–4).

Typical intrusive nature of the contact is evident from the presence of numerous zones of endo- and exomorphic transformations, the great number of dike rocks transecting both the massif and the envelope. The contacts of granitic rocks with the country ones are sharp and easy to detect (pl. V, 1, 2; VII, 2). Only beneath the Zakręt Śmierci (Death Bend) hornfelses are blended in a nebulitic manner in granites at the distance of 0.5 m. This evidences a slight chemical contamination.

Medium-grained leucocratic, aplitic or pegmatitoidal granite is intricately joined with hornfelses by strongly dismembered embayments having sharp boundaries (fig. 7; pl. II).

In places intrusive breccias of agmatitic type appear (fig. 7; sensu: Sederholm 1926; Hejtman 1962). Near the Mniszy Las (Monastic Forest), contacts of granite with country rock have feibitic look (sensu: Huber 1943; Niggli 1948).

Beside the dike rocks (aprites, pegmatites, lamprophyries) numerous granitic veins and apophyses penetrate the country rocks (figs. 6, 13, 19; pl. I, 3, 4; IV, 2; VII, 1). These veins and apophyses are concordant with foliation S_1 of hornfelses (fig. 2, 3, 19) and dip usually toward north or northeast.

There are not any contacts of "lit par lit" type or migmatitic-anatectic zones reported from other Sudetic granitoid massives, namely the Strzegom-Sobótka granitoid Massif (Majerowicz 1972) and the Kłodzko-Złoty Stok Massif (Wojciechowska 1975). Also chemical contamination phenomena are rather scarce.

At the contact zone, the hornfelsic xenoliths are in abundance (figs. 7, 11, 13, 14, 19; pl. II; V, 2; IX, 1), less frequently met are allochthonic spherical enclaves (pl. IX, 2) with mineral composition corresponding to quartz monzodiorites (pl. I, 6).

In some places the contacts of tectonic type may be observed. Granitic rocks have been brought into contact with the country rocks along fault or joint planes (fig. 11; pl. V, 2; figs. 2, 3, 13, 14, 19).

Eastern part of the Szklarska Poręba schist belt, in the Mniszy Las region (fig. 3), was recognised as a roof-pendant. Hornfelses from here the W–E elongated cover isolated on three sides (fig. 19). Completely isolated roof-pendants are represented by hornfelses outcrops near the Zakręt Śmierci (fig. 2).

Translated by Andrzej Żelaźniewicz

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

1. Skały osłony masywu Karkonoszy. Hornfels kordierytowo-andaluzytowo-muskowitowy; ksenomorficzne, silnie spinityzowane ziarno kordierytu (*p*) poprzerastane andaluzytem (*a*), muskowitem (*m*) i magnetytem (*mg*); *k* — relikty kordierytu. SE stok Czarnej Góry. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

Rocks of the Karkonosze Massif envelope. Cordierite-andalusite-muscovite hornfels; xenomorphic, strongly pinnitized cordierite (*p*) intergrown with andalusite (*a*), muscovite (*m*), and magnetite (*mg*); *k* — relic of cordierite. SE slope of Mt. Czarna Góra. Nicols crossed. Enlarg. 84×
2. Skały osłony masywu Karkonoszy. Laminowany gnejs drobnooczkowy; kierunkowa orientacja biotyту (*b*) z widocznymi wrostkami magnetytu, apatyту i pleochroicznego cyrkonu; *q* — kwarc. Okolice Zakrętu Śmierci. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

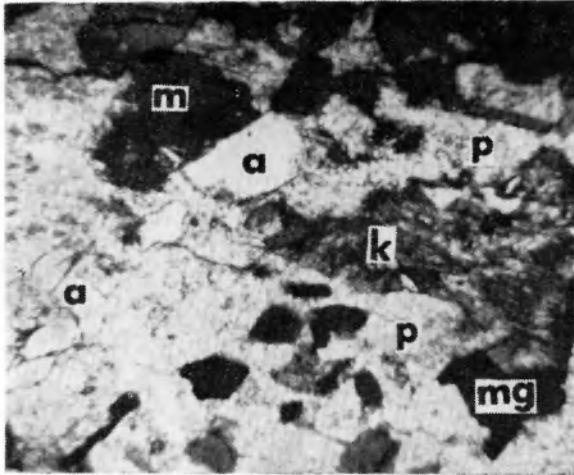
Rocks of the Karkonosze Massif envelope. Fine-augen laminated gneiss; preferred orientation of biotite (*b*) containing inclusions of magnetite, apatite, and zircon; *q* — quartz. Nearby Zakrętu Śmierci. Nicols crossed. Enlarg. 84×
3. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Granit średnioziarnisty; granofirowe przerosty kwarcu (jasne pola) w skaleni potasowym (czarne pola). Okolice Zakrętu Śmierci. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

Outcrop of Karkonosze Granite amidst the country rocks. Medium-grained granite; granophyric quartz (light fields) in K-feldspar (black fields). Vicinity of the Zakrętu Śmierci. Nicols crossed. Enlarg. 84×
4. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Drobnoziarnisty granit aplitoidalny; skał potasowy — mikroklin (*f*) z wrostkami kwarcu (*q*). Zbójeckie Skały. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

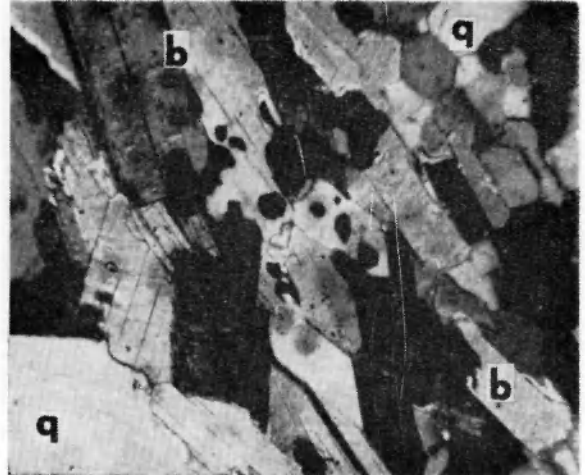
Outcrop of Karkonosze Granite amidst the country rocks. Fine-grained aplitoidal granite; K-feldspar — microcline (*f*) with quartz (*q*) inclusions. Zbójeckie Skały. Nicols crossed. Enlarg. 84×
5. Skały żyłowe związane z granitem Karkonoszy. Brzeźna strefa żyły pegmatytu; ziarna andaluzytu (*a*) przerastające blaszki muskowitu (*m*). NE stok Czarnej Góry. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

Dike rocks related to the Karkonosze Granite. Marginal zone of pegmatite dike; xenomorphic andalusite (*a*) grains intergrown with muscovite flakes (*m*). NE slope of Mt. Czarna Góra. Nicols crossed. Enlarg. 84×
6. Masyw Karkonoszy. Automorficzne amfibole (strzałki) w allochtonicznej kulistej enklawie kwarcowego monzodiorytu (por. pl. IX, 2). Rejon Mniszego Lasu. Nikole skrzyżowane. Pow. 84×

Karkonosze Massif. Automorphic amphiboles crystals (arrows) in allochthonous spherical enclave of quartz monzodiorite (cf. pl. IX, 2). The Mniszy Las region. Nicols crossed. Enlarg. 84×



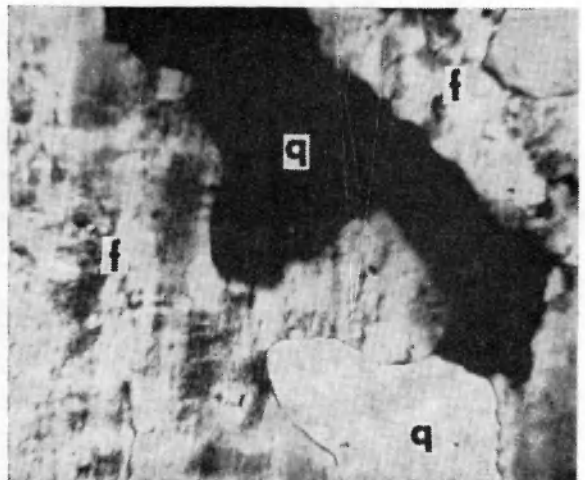
1



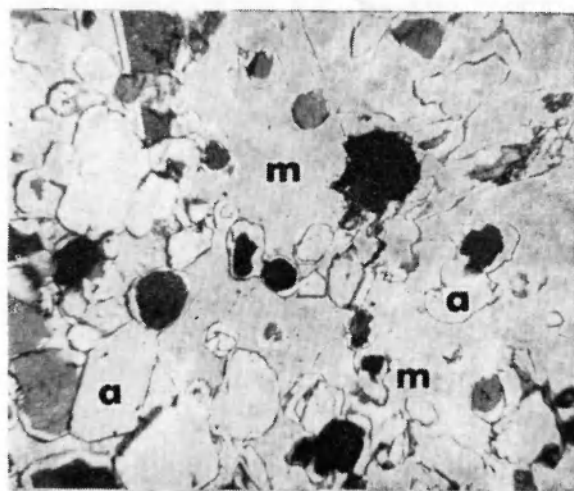
2



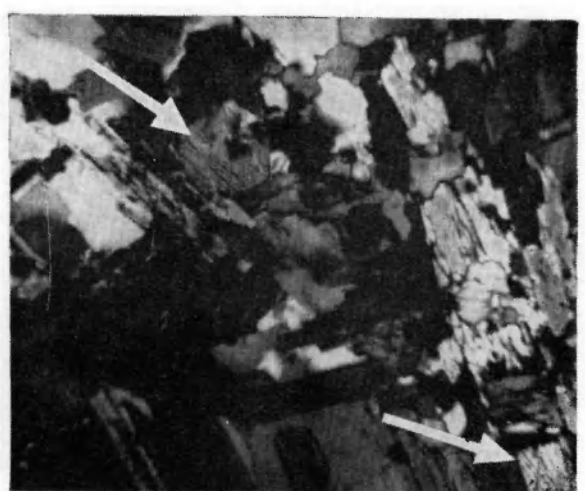
3



4



5



6

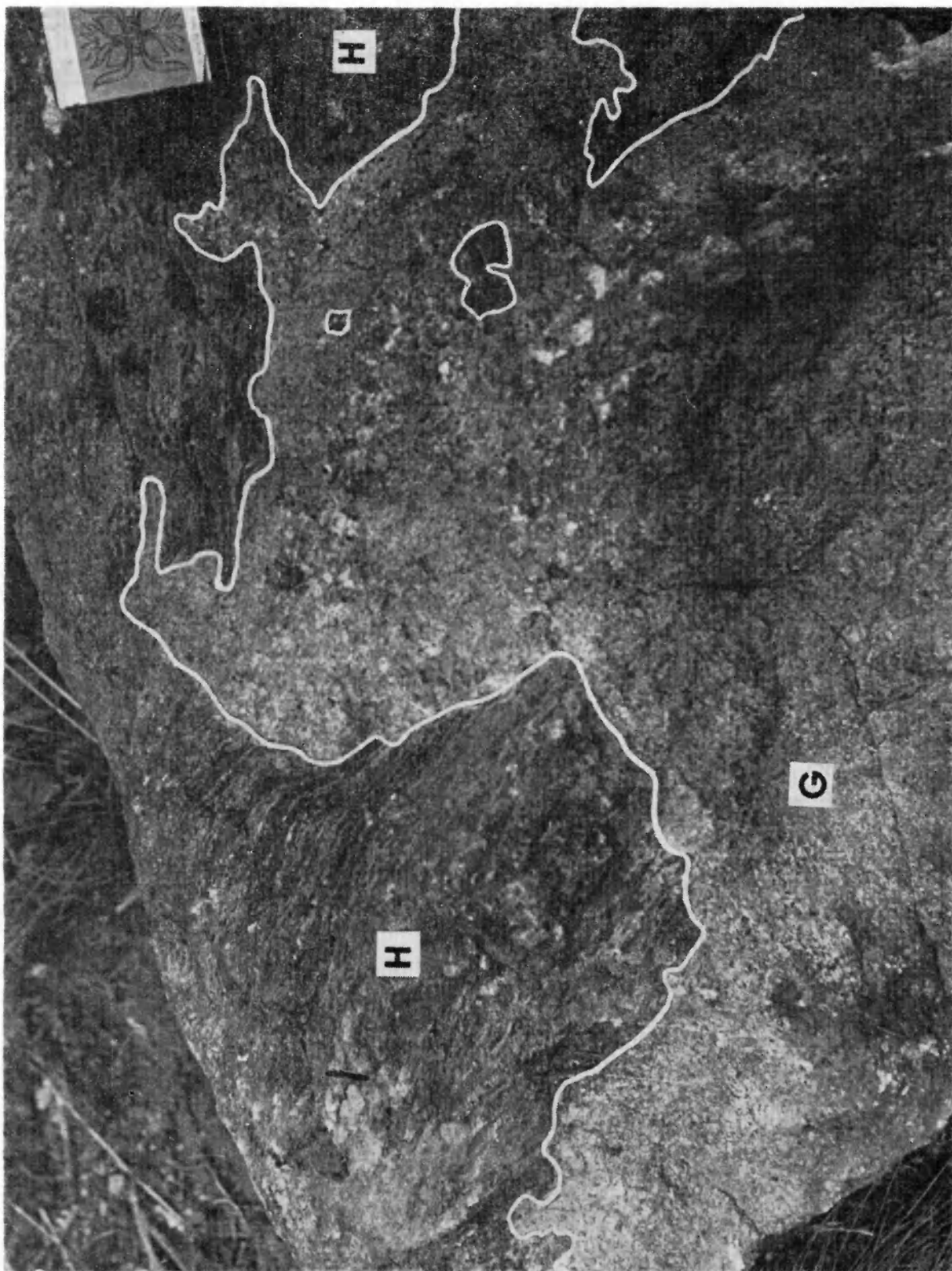
Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniejszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

PLANSZA II

PLATE II

Kontakt granitu Karkonoszy z osłoną. Zatokowe przenikanie się leukokratycznego, średnioziarnistego granitu (*G*) z drobnolaminowanymi hornfelsami (*H*). SE stok Czarnej Góry

Contact of Karkonosze Granite with country rocks. Leucocratic, medium-grained granite (*G*) embayed into fine-laminated hornfelses (*H*). SE slope of Mt. Czarna Góra.



Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

PLANSZA III

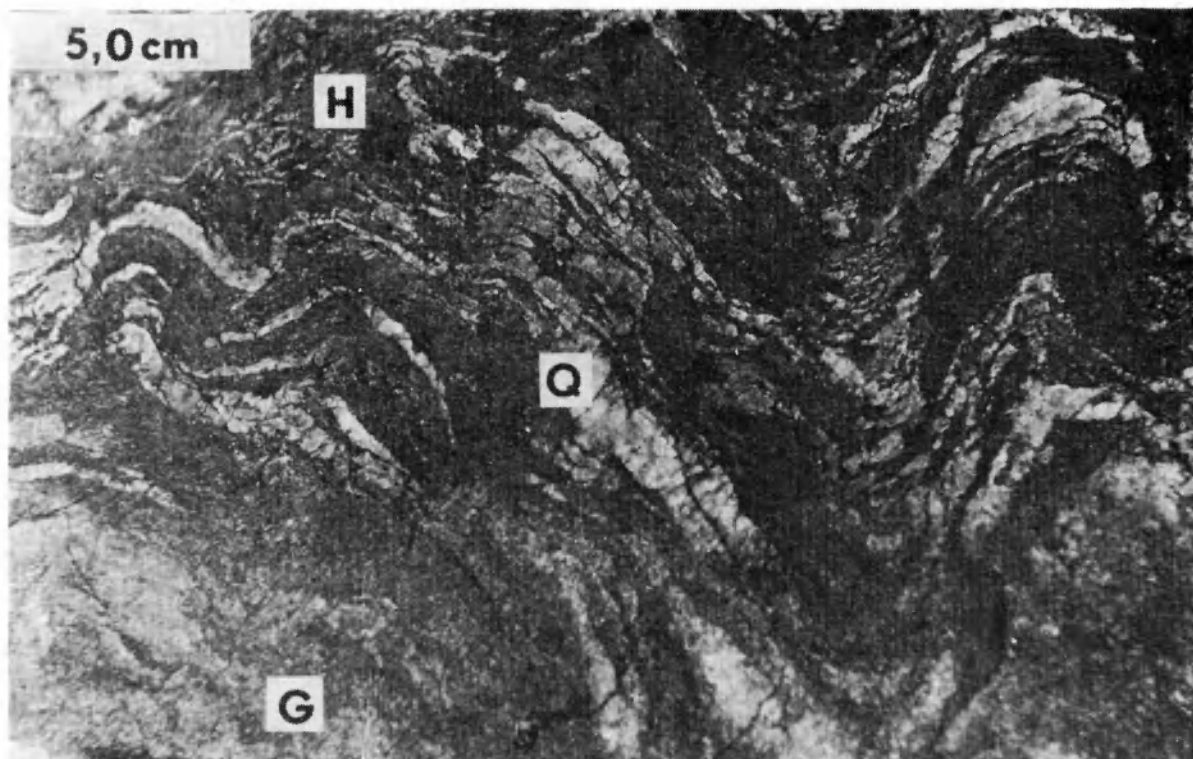
PLATE III

1. Skały osłony masywu Karkonoszy. Koncentryczne fałdki ciągnione F_2 podkreślone jasnymi, pokładowymi żyłkami sekrecyjnego kwarcu (Q) w hornfelsach (H), poniżej Zakrętu Śmierci. Hornfelsy ulegają stopniowemu „rozplawianiu” na granicy z niżej leżącą strefą iniekcyjną granitu Karkonoszy (G)

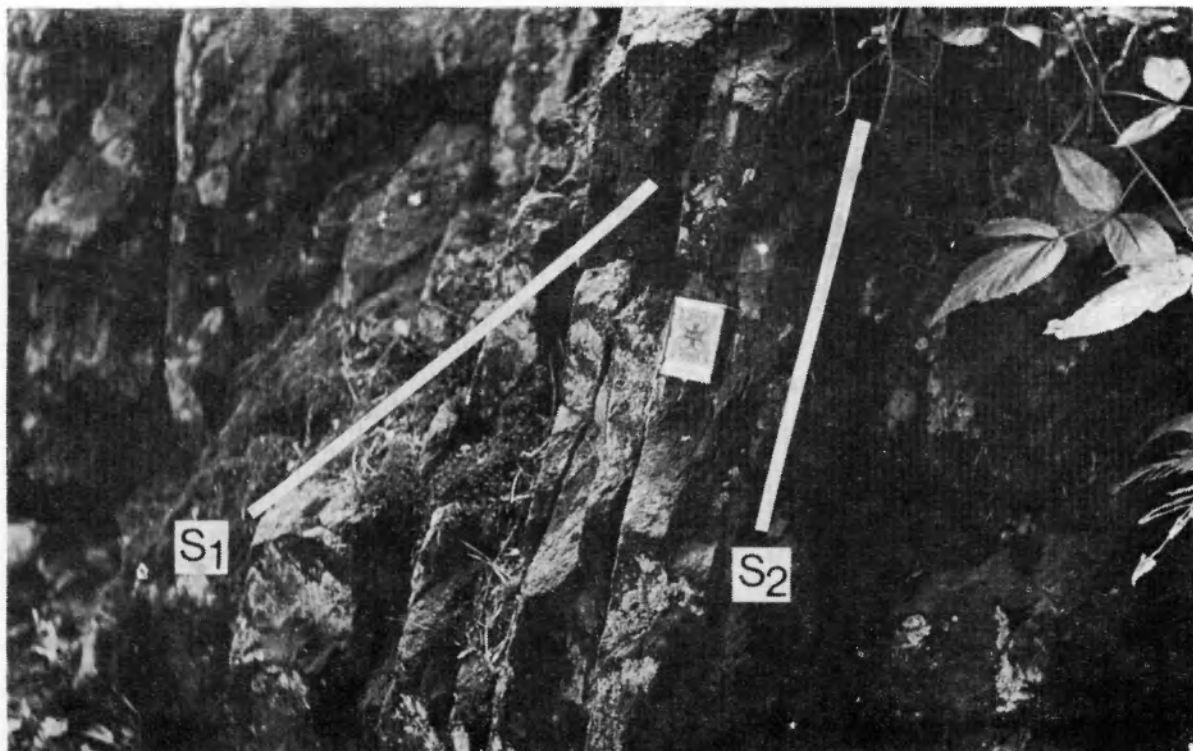
Rocks of the Karkonosze Massif envelope. Drag folds F_2 marked by secretional quartz veinlets (Q) in hornfelses (H), beneath the Zakręt Śmierci. Hornfelses are blended with underlying granite (G)

2. Skały osłony masywu Karkonoszy. Wtórne złupkowanie spękaniaowe S_2 ścinające zapadające pod mniejszym kątem powierzchni foliacji S_1 (złupkowanie krystalizacyjne). Hornfelsy na E od Zakrętu Śmierci

Rocks of the Karkonosze Massif envelope. Secondary fracture cleavage S_2 cuts gently dipping foliation S_1 . Hornfelses E of the Zakręt Śmierci



1



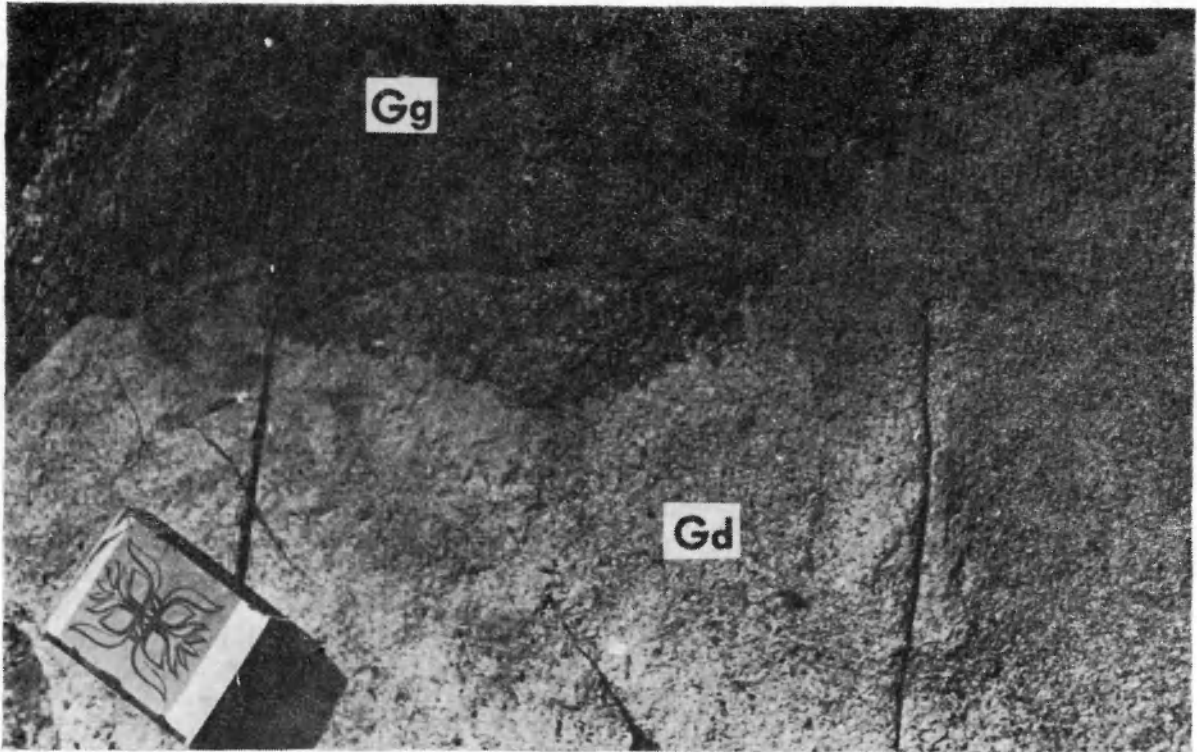
2

Języ ŻABA – Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

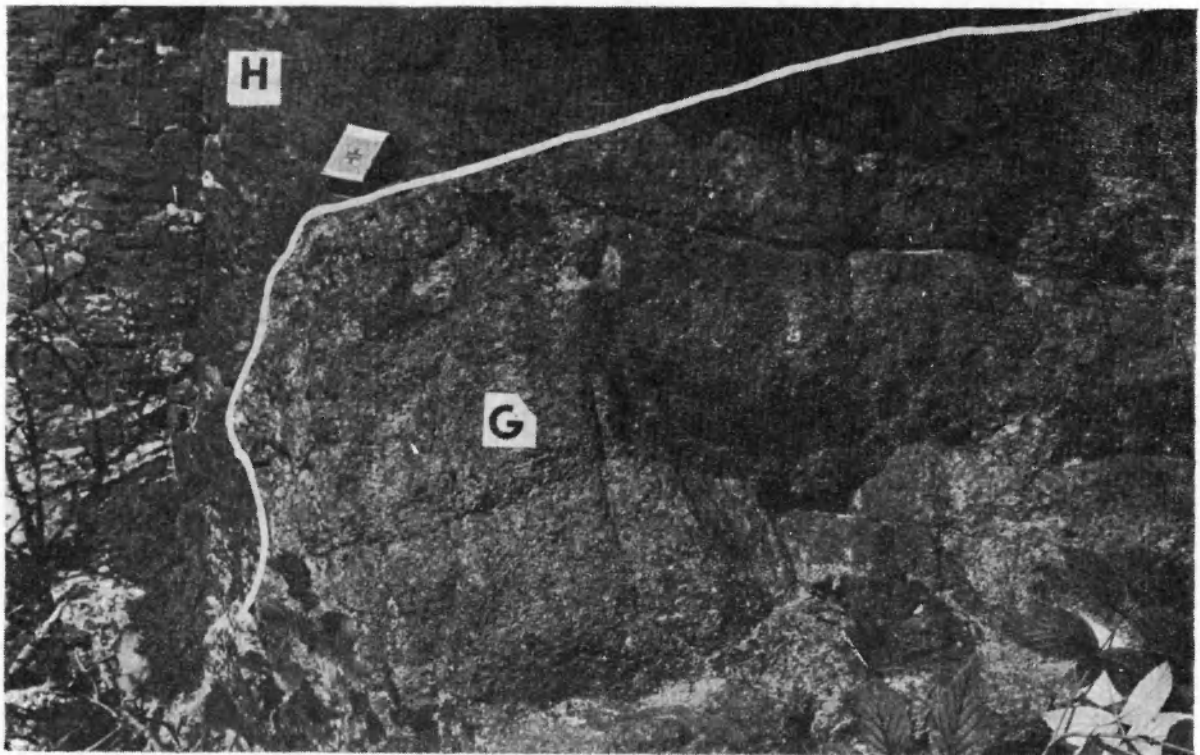
PLANSZA IV

PLATE IV

1. Masyw Karkonoszy. Ostry kontakt między drobno- (*Gd*) i gruboziarnistym (*Gg*) granitem Karkonoszy w bloku skalnym poniżej Zakrętu Śmierci
Karkonosze Massif. Sharp contact between fine-grained (*Gd*), and coarse-grained granite (*Gg*) in loosened block below Zakręt Śmierci
2. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Ostry, pierwotny (intruzywny) kontakt między średnioziarnistym granitem Karkonoszy (*G*) i hornfelsami (*H*). Okolice Zakrętu Śmierci.
Outcrop of Karkonosze Granite amidst country rocks. Sharp, primary (intrusive) contact between medium-grained (*G*) granite, and hornfelses (*H*). Neighbourhood of the Zakręt Śmierci



1



2

Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

PLANSZA V

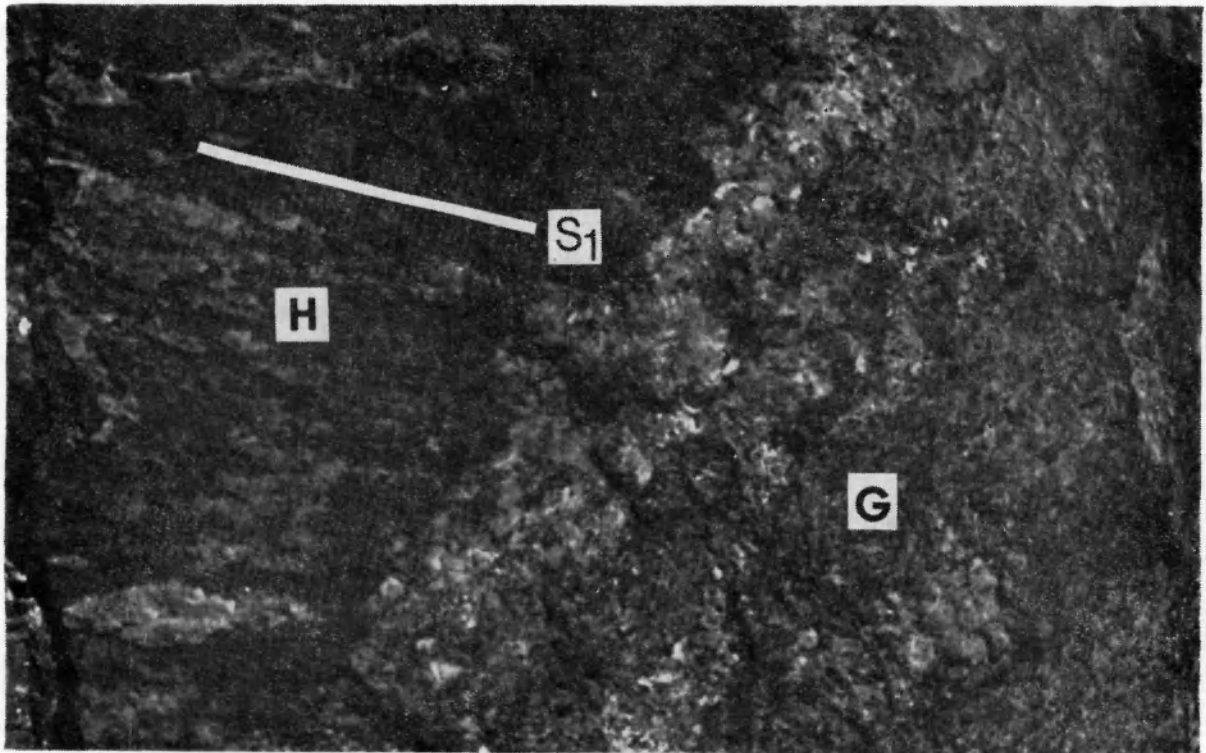
PLATE V

1. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Ostry, pierwotny (intruzywny) kontakt między średnioziarnistym granitem (G) i hornfelsami (H) w okolicach Zakrętu Śmierci. Granit ścina niezgodnie powierzchnie foliacji S_I (165/50) w hornfelsach

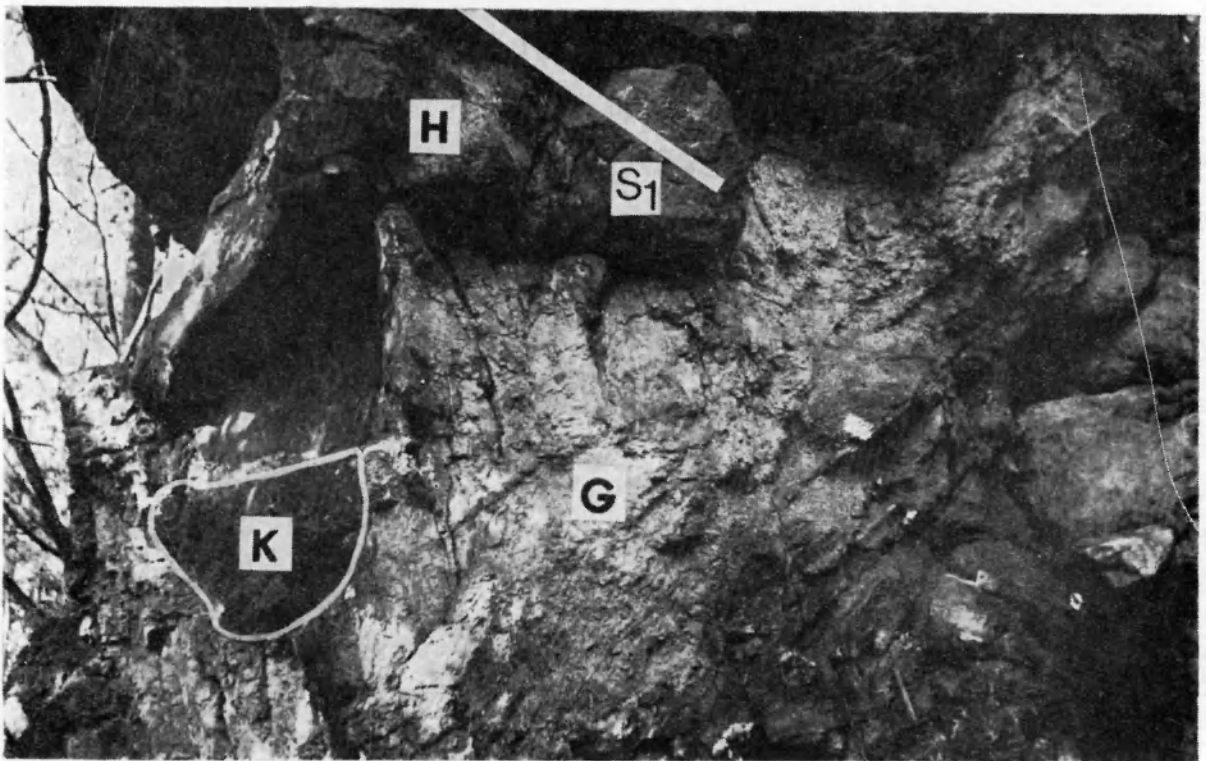
Outcrop of Karkonosze Granite amidst country rocks. Sharp, primary (intrusive) contact between medium-grained (G) granite, and hornfelses (H) in the vicinity of Zakręt Śmierci. Granite cuts discordantly planes of foliation S_I (165/50) in hornfelses

2. Kontakt granitu Karkonoszy z osłoną. Kontakt granitu Karkonoszy (G) z hornfelsami kordierytowo-andaluzytowymi (H) w rejonie Mniszego Lasu (por. fig. 11); K – ksenolit hornfelsów. Granit ścina niezgodnie powierzchnie foliacji S_I (60/50) w hornfelsach

Contact of Karkonosze Granite with country rocks. Contact of Karkonosze Granite (G) between cordierite-andalusite hornfelses (H) of the Mniszy Las region (cf. fig. 11); K – ksenolith of hornfels. Granite cuts discordantly foliation S_I (60/50) in hornfelses



1



2

Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

PLANSZA VI

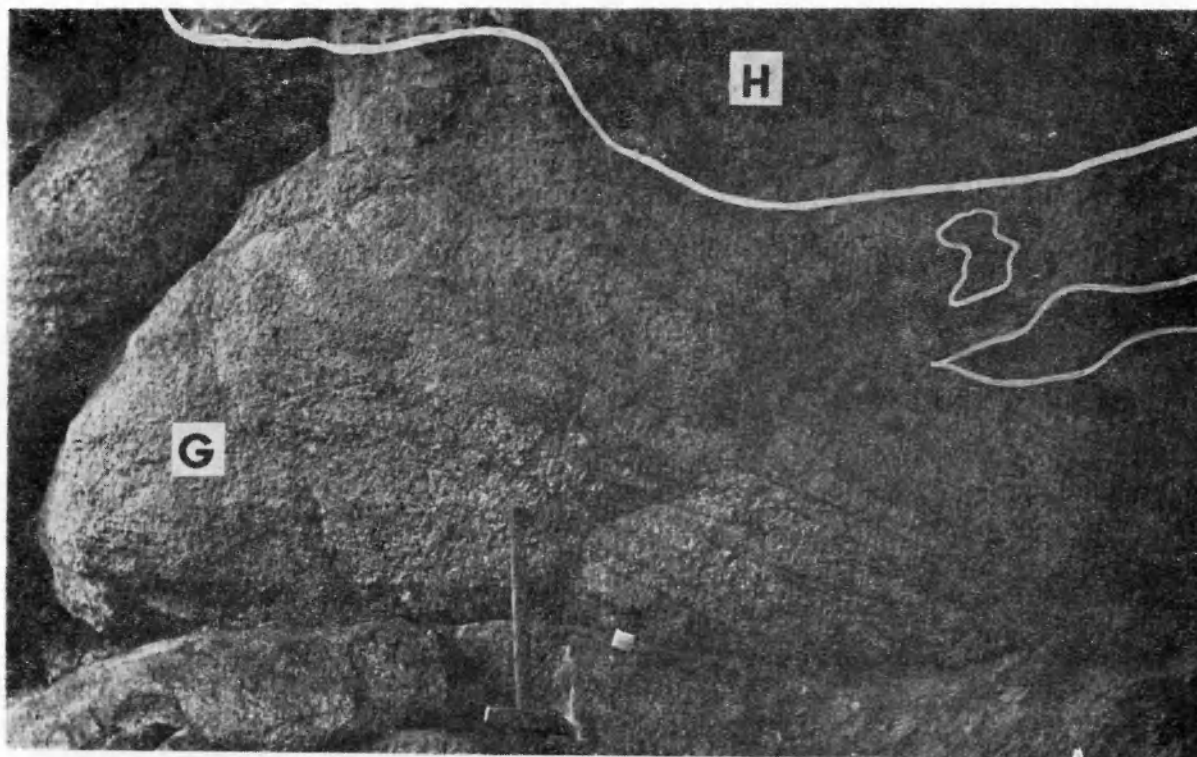
PLATE VI

1. Kontakt granitu Karkonoszy z osłoną. Ciemne szliry biotytowe występujące w leukokratycznym, gruboziarnistym granicie (*G*) układają się równolegle do wyżej ległego kontaktu z hornfelsami kordierytowo-andaluzytowymi (*H*). Rejon Mniszego Lasu

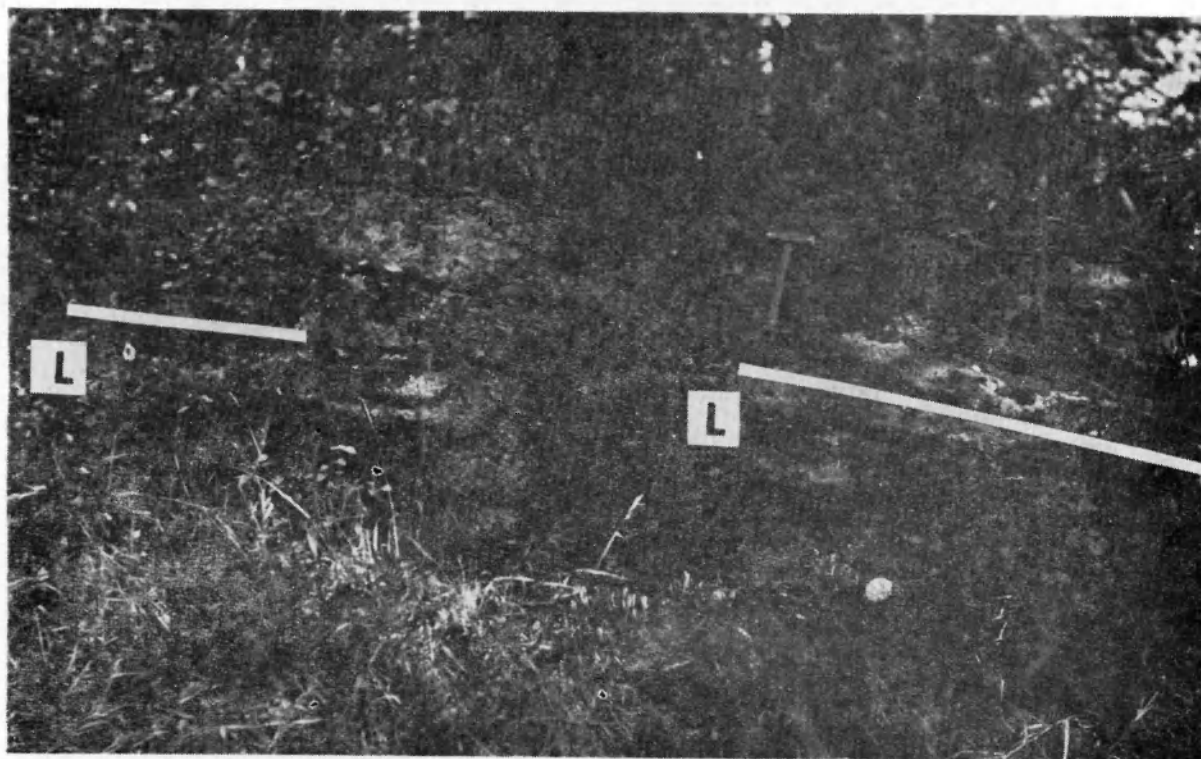
Contact of Karkonosze Granite with country rocks. Dark, biotite schlieren in coarse-grained, leucocratic granite (*G*) are parallel to contact surface with cordierite-andalusite hornfelses (*H*). The Mniszy Las region

2. Masyw Karkonoszy. Silnie zaznaczone odciążeniowe spękania ławicowe „L” (sensu: Cloos 1925) w porfirowatym granicie Karkonoszy. Rejon Mniszego Lasu

Karkonosze Massif. Horizontal platy-released joints “L” (sensu: Cloos 1925) in the porphyreous Karkonosze Granite. The Mniszy Las region



1



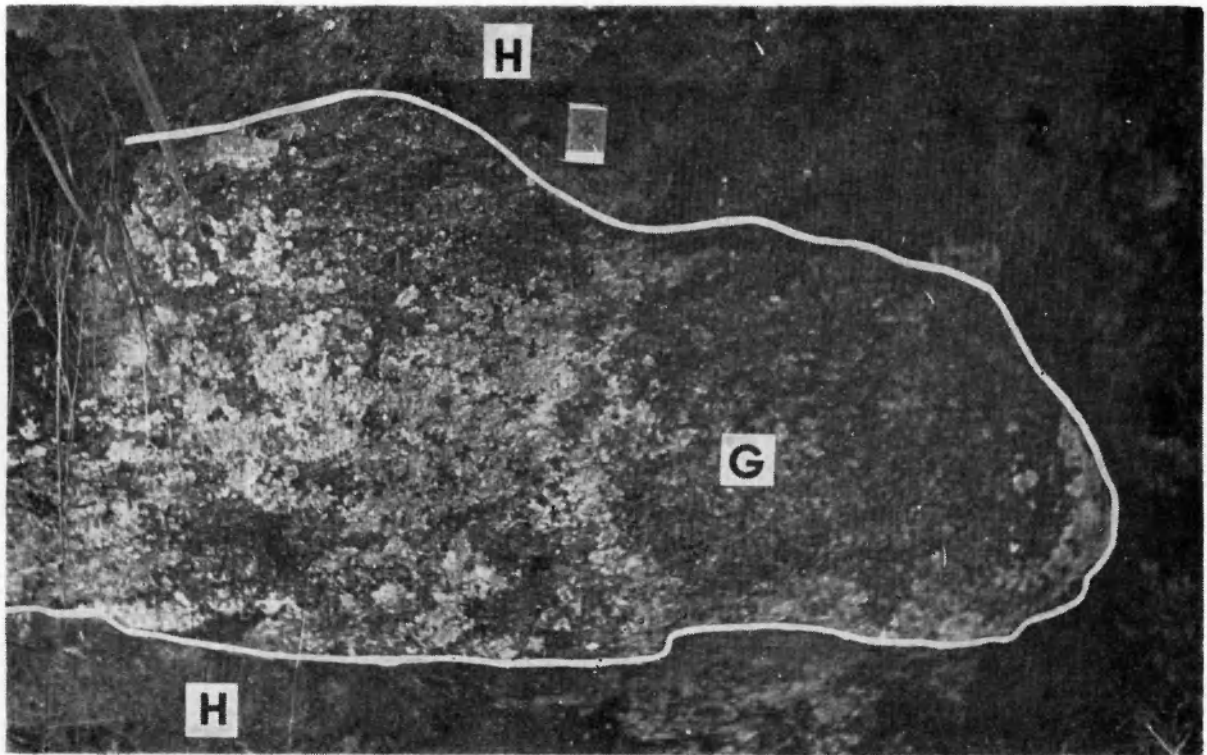
2

Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

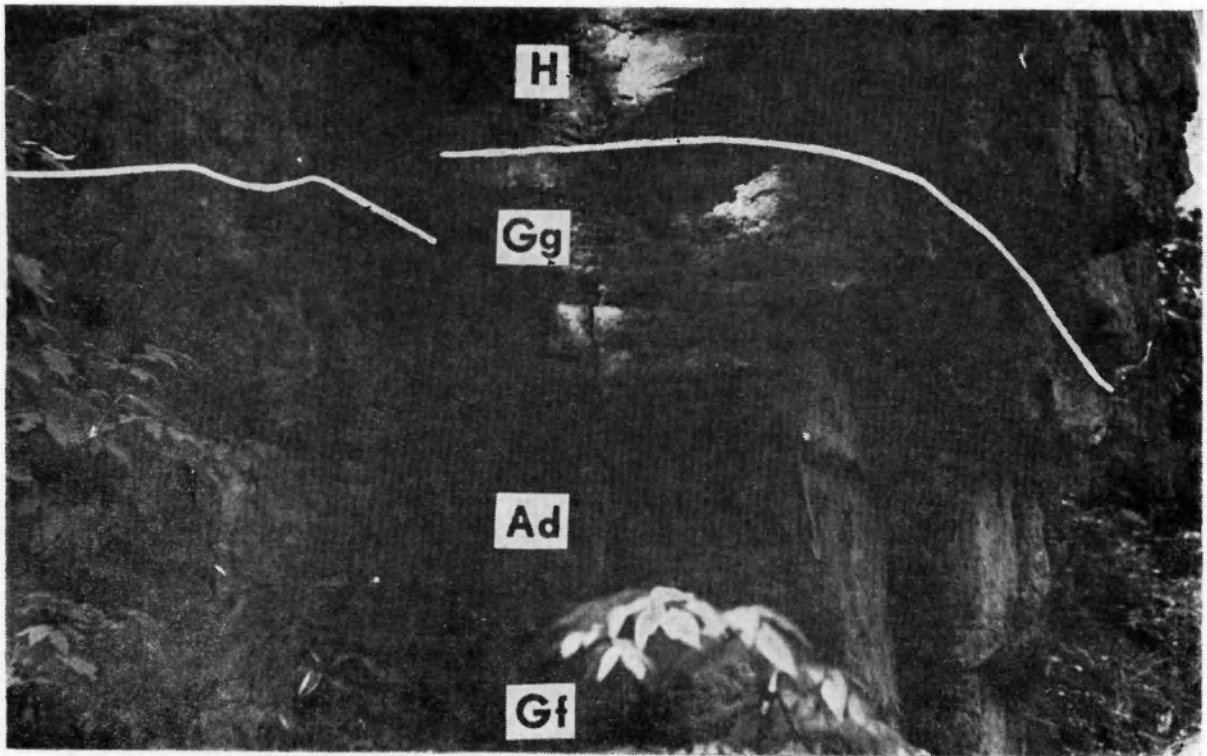
PLANSZA VII

PLATE VII

1. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Wychodnia granitu Karkonoszy (*G*) w obrębie hornfelsów kordierytowo-andaluzytowych (*H*) w okolicach Zbójeckich Skał
Outcrop of Karkonosze Granite within country rocks. Outcrop of Karkonosze Granite (*G*) within cordierite-andalusite hornfelses (*H*) in the neighbourhood of Zbójeckie Skały
2. Wychodnia granitu Karkonoszy w obrębie skał osłony. Ostry, pierwotny (intruzywny) kontakt granitu z hornfelsami (*H*) kordierytowo-andaluzytowymi z licznymi megakryształami skaleni oraz gniazdami i szlirami biotyту, *Ad* – aplit drobnoziarnisty, *Gg* – granit gruboziarnisty wzbogacony w biotyt
Outcrop of Karkonosze Granite within country rocks. Sharp, primary (intrusive) contact with cordierite-andalusite hornfelses (*H*) of the Zbójeckie Skały; *Gf* – granite with numerous feldspar megacrysts, biotite schlieren, and concentrations, *Ad* – fine-grained aplite, *Gg* – coarse-grained granite enriched in biotite



1



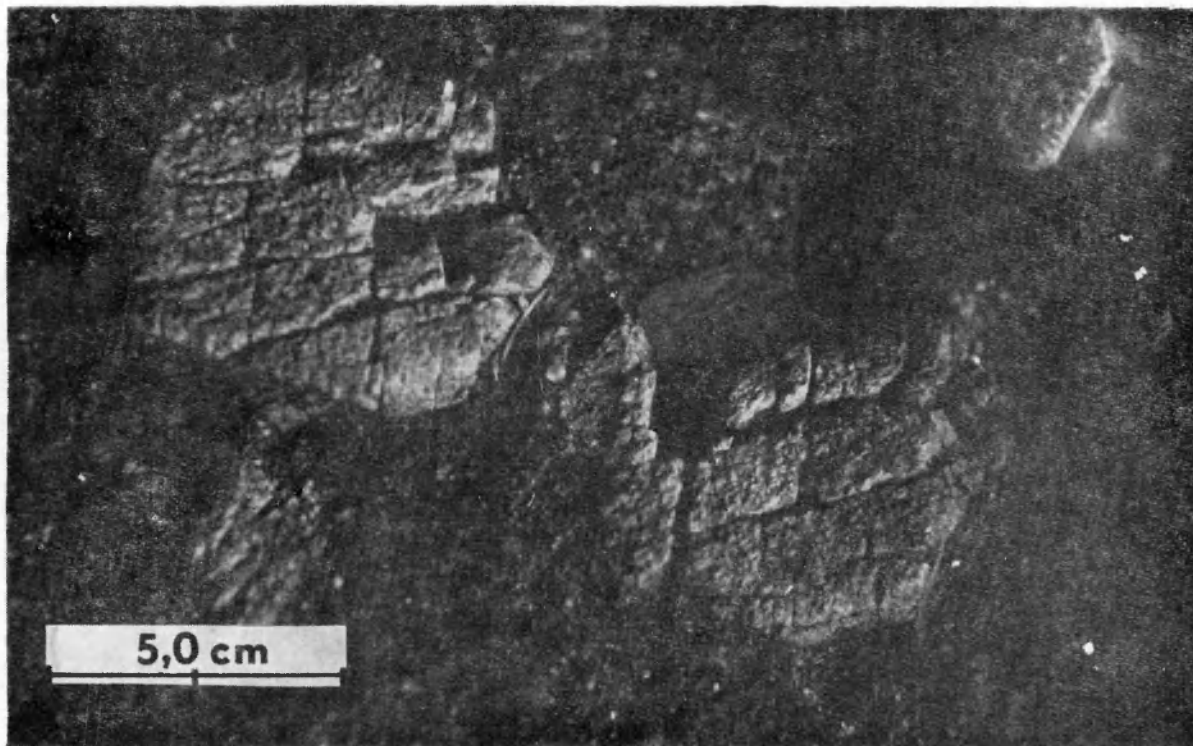
2

Jerzy ŻABA -- Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

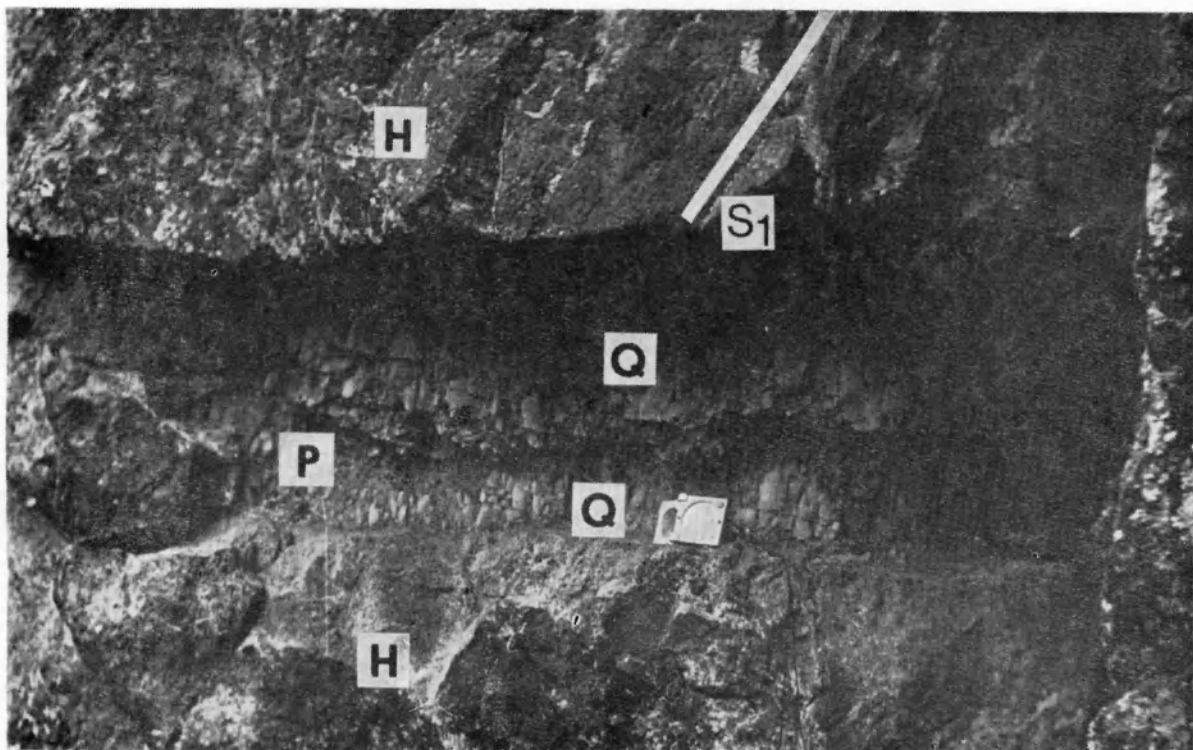
PLANSZA VIII

PLATE VIII

1. Masyw Karkonoszy. Jednakowo zorientowane megakryształy skaleni potasowych tkwiące w średnioziarnistym granicie Karkonoszy. Rejon Mniszego Lasu
Karkonosze Massif. Uniform orientation of K-feldspar megaphenocrysts in medium-grained granite. The Mniszy Las region
2. Skąły żyłowe związane z granitem Karkonoszy. Pegmatyt skaleniowo-kwarcowy (*P*) występujący wewnątrz wychodni żyłowego kwarcu (*Q*) w hornfelsach kordierytowo-andaluzytowych (*H*). Żyła ścina niezgodnie foliację S_1 w hornfelsach. NE stok Czarnej Góry
Dike rocks related to the Karkonosze Granite. Feldspar-quartz pegmatite (*P*) inside quartz dike (*Q*) occurring in cordierite-andalusite hornfelses (*H*). Dike cuts discordantly foliation S_1 in hornfelses. NE slope of Mt. Czarna Góra



1



2

Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

PLANSZA IX

PLATE IX

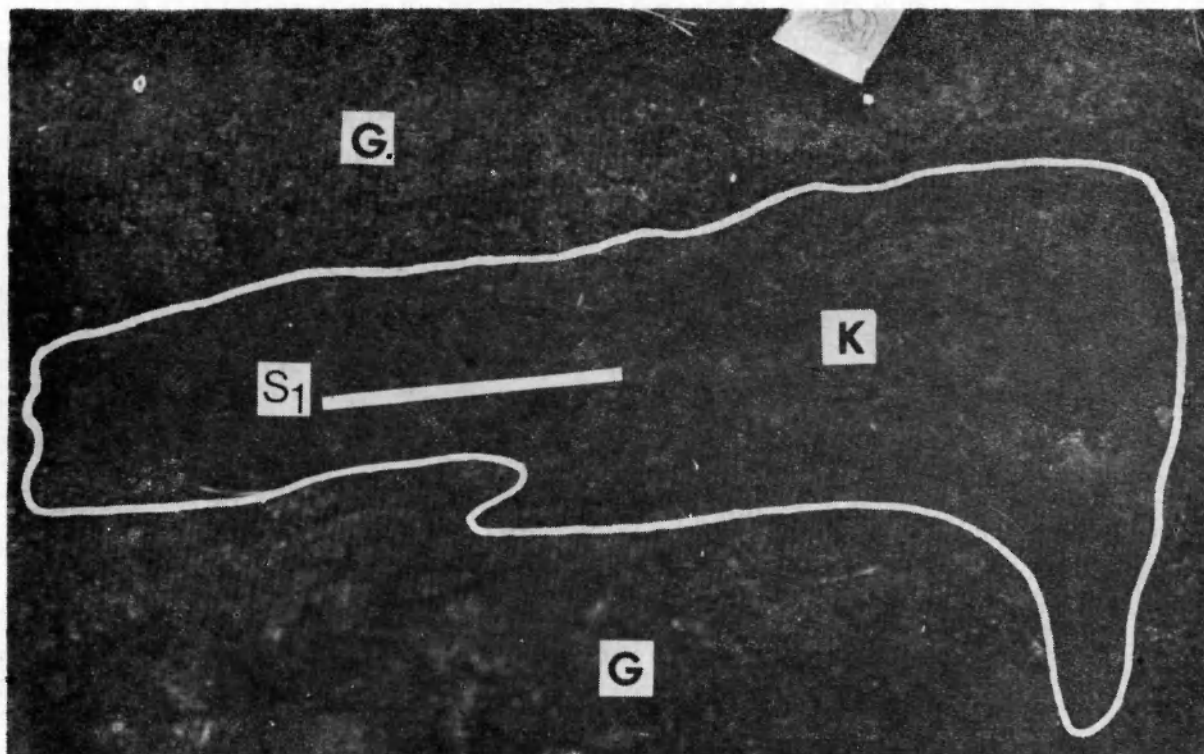
1. Masyw Karkonoszy. Wydłużony ksenolit hornfelsu (*K*) tkwiący w porfirowatym granicie Karkonoszy (*G*); *S_I* — foliacja w ksenolicie. Okolice Zakrętu Śmierci

Karkonosze Massif. Elongated xenolite of hornfels (*K*) occurring in porphyritic variety of Karkonosze Granite (*G*); *S_I* — foliation in xenolite. Neighbourhood of the Zakręt Śmierci

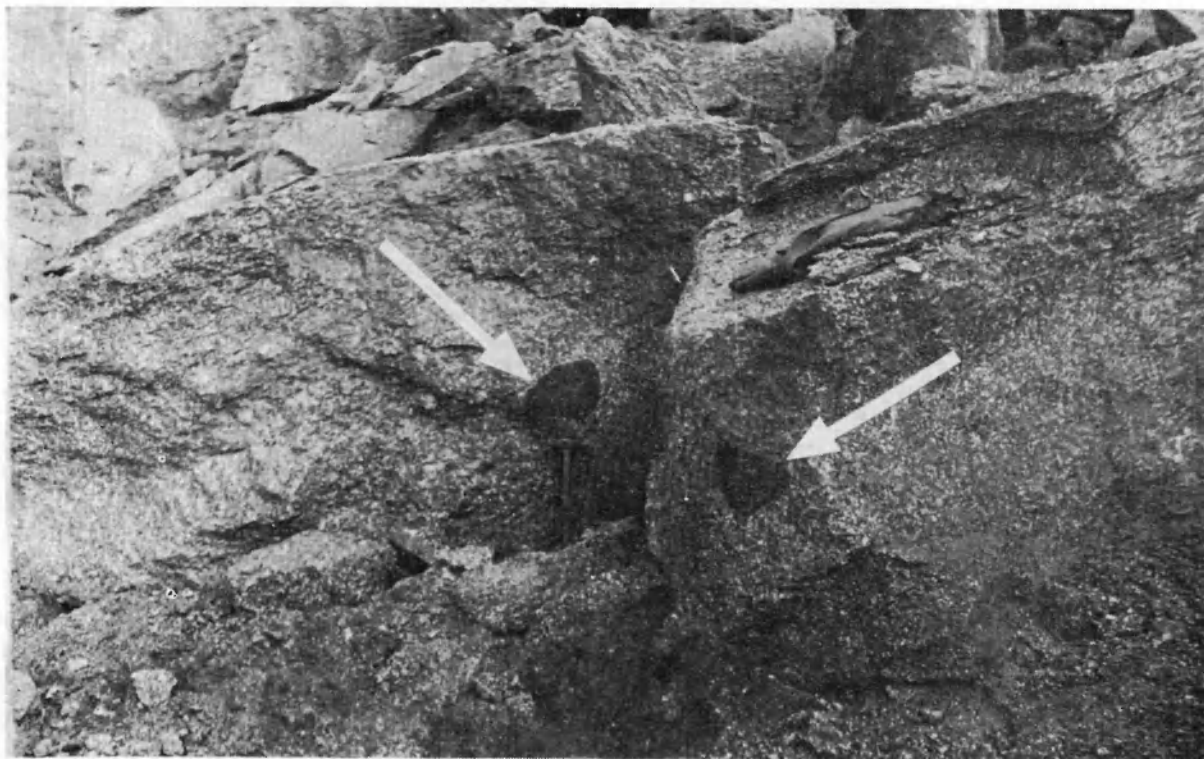
2. Masyw Karkonoszy. Ciemne, allochtoniczne, kuliste enklawy zbudowane z kwarcowego monzodiorytu (strzałki) występujące w obrębie porfirowatego granitu Karkonoszy w rejonie Mniszego Lasu (por. pl. I, 6)

Karkonosze Massif. Dark, allochthonous, spherical enclaves of quartz monzodiorites (arrows) occurring within porphyraceous granite of the Mniszy Las region (cf. pl. I, 6)

All photos taken by the author



1



2

Jerzy ŻABA — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)
The northern contact of the Karkonosze Granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)