

Jerzy ŻABA *

GENEZA ORAZ METAMORFICZNA EWOLUCJA GNEJSÓW I GRANITOIDÓW MASYWU IZERSKIEGO STOGU, SUDETY ZACHODNIE

SPIS TREŚCI

Streszczenie	90
Wstęp	90
Lokalizacja i ukształtowanie terenu	90
Zarys budowy geologicznej	92
Problem genezy i ewolucji skał bloku izerskiego	92
Poglądy na budowę geologiczną masywu Izerskiego Stogu	94
Cel, zakres i metody badań	96
Badania terenowe	96
Badania laboratoryjne i kameralne	98
Petrografia gnejsów i granitoidów	99
Klasyfikacja i nomenklatura	99
Gnejsy	100
Granitoidy	118
Petrografia wtrąceń innych skał w obrębie gnejsów i granitoidów	129
Bazyty	129
Skały łuszczkowe i chlorytowe	132
Leptynity	136
Kwarcyty	138
Skały albitowo-kwarcowe	139
Skały kwarcowo-turmalinowe	140
Żyły granitu izerskiego	140
Mikrogranitoidy	141
Żyły kwarcowe	141
Granity Karkonoszy	144
Brekcje i mylonity uskokowe	144
Skupienia mineralne	145
Chemizm skał	145
Analiza petrochemiczna	145
Półilościowa analiza spektralna	162
Badania minerałów	162
Stożek uporządkowania struktury fenokryształów K-skaleń	162
Kategorie zbliżniaczeń plagioklazów	164
Analiza facjalna	164
Analiza mezostrukturalna	166
Podsumowanie	168
Materiał wyjściowy i geneza skał	168
Procesy metasomatyczne	172
Warunki metamorfizmu	173

* Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Katedra Geologii Ogólnej, ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec.

Deformacje tektoniczne	174
Metamorficzna ewolucja skał	175
Literatura	177
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif. Western Sudetes – summary	183

Streszczenie

W pracy podjęto próbę wyjaśnienia genezy oraz odtworzenia ewolucji większości skał bloku izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem gnejsów i granitoidów. Szczegółowe badania prowadzono w geologicznie słabo znanym, górskim masywie Izerskiego Stogu. W tym celu wykonano szczegółowe zdjęcia geologiczne tego obszaru w skali 1:10000 oraz zastosowano metody petrograficzne, petrochemiczne, badania niektórych minerałów i analizę mezostrukturalną.

Stwierdzono poligeniczny charakter gnejsów i granitoidów izerskich. Część z nich wywodzi się z pierwotnych skał osadowych, tworząc ciąg ewolucyjny prowadzący poprzez łupki łyszczykowe, paragnejsy drobnosłoje, oczkowo-słoje, gnejsy homofaniczne do granitów homofanicznych. Ciąg skał infrakrustalnych zapoczątkowują niewielkie intruze paligenetycznych granitów, powstałych wskutek anatektycznego upłynnienia skał suprakrustalnych (głównie łupków krystalicznych i paragnejsów) w korzeniowej strefie orogenu. Granity te w czasie swej ewolucji podlegają tym samym procesom, co skały suprakrustalne, lecz w pewnych szczegółach reagują na nie nieco odmiennie. Tworzy się ciąg skał od drobnodziarnistych, porfirowatych granitów, poprzez kataklazyty i mylonity, blastokataklazyty i blastomylonity, do gnejsów i granitów homofanicznych. Oba ciągi w wyniku postępującej pegmatytyzacji upodabniają się do siebie i zlewają w jeden w czasie

tworzenia się gnejsów homofanicznych. Różnice zaciera ponadto metasomatyczna albityzacja.

Bazyty tego regionu należą do czterech wiekowo-genetycznych grup i w ogromnej większości reprezentują odmiany „orto”.

W pracy wyjaśniono rolę procesów metasomatycznych. Z metasomatozą związana jest regionalna albityzacja, sylikacja, turmalinizacja i fluorytyzacja skał izerskich, natomiast tworzenie się fenokryształów plagioklazów (głównie oligoklazu), mikroklinu oraz części agregatowych oczek kwarcu jest procesem izochemicznym.

Kompleks skał izerskich w pierwszym etapie metamorficznej ewolucji uległ progresywnemu metamorfizmowi typu Barrowian w warunkach subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej, a w późniejszych okresach: regionalnej diaforezie, metasomatozie oraz na południu – metamorfizmowi kontaktowemu facji hornblendowo-hornfelsowej. W skałach tych wyróżniono cztery generacje tektonicznych deformacji.

Ewolucję badanych skał podzielono na 9 etapów: geosynklijalny, metamorfizmu regionalnego typu Barrowian, rekrytalizacji, metamorfizmu retrogresywnego, mikroklinizacji i pegmatytyzacji, regionalnej metasomatozy, słabej deformacji, lokalnej metasomatozy oraz metamorfizmu kontaktowego.

WSTĘP

Niniejsza praca stanowi próbę odtworzenia historii rozwoju skał bloku izerskiego na przykładzie geologicznie słabo znanego górskiego masywu Izerskiego Stogu, leżącego w zachodniej części polskich Gór Izerskich. Stosując metody petrograficzne, petrochemiczne, badania niektórych minerałów oraz analizę mezostrukturalną, starano się wyjaśnić genezę gnejsów i granitoidów izerskich, jak również wielu towarzyszących im skał. Praca jest rezultatem badań prowadzonych w latach 1975–1979. Dość istotną ich część stanowiło geologiczne kartowanie terenu w skali 1:10000.

Dotychczasowe poglądy dotyczące wieku, tektoniki oraz metamorficznej ewolucji skał bloku izerskiego są bardzo różnorodne i często kontrowersyjne. Również nierozwiązany jest problem petrogenetyki skał tego regionu. Pomimo bardzo wielu prac poświęconych temu tematowi, zagadnienie to ciągle pozostaje tylko w sferze przypuszczeń.

Prezentowaną pracę zrealizowano w ramach programu naukowo-badawczego Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.

LOKALIZACJA I UKSZTAŁTOWANIE TERENU

Obszar badań leży w Sudetach Zachodnich, obejmując najbardziej zachodnie partie Grzbietu Wysokiego i nieznaczną część Grzbietu Kamienickiego Gór Izerskich w rejonie Czerniawy i Świeradowa Zdroju. Obejmuje on około 36 km² wyjątkowo morfologicznie urozmaiconego terenu

(fig. 1), o różnicy poziomów wynoszącej 684 m (440–1124 m n.p.m.).

Przez centralną część tego obszaru biegnie Grzbiet Wysoki Gór Izerskich, po stronie czeskiej przechodzący w Vlašský Hřeben. Poczynając od zachodu w jego skład wchodzi graniczna i naj-

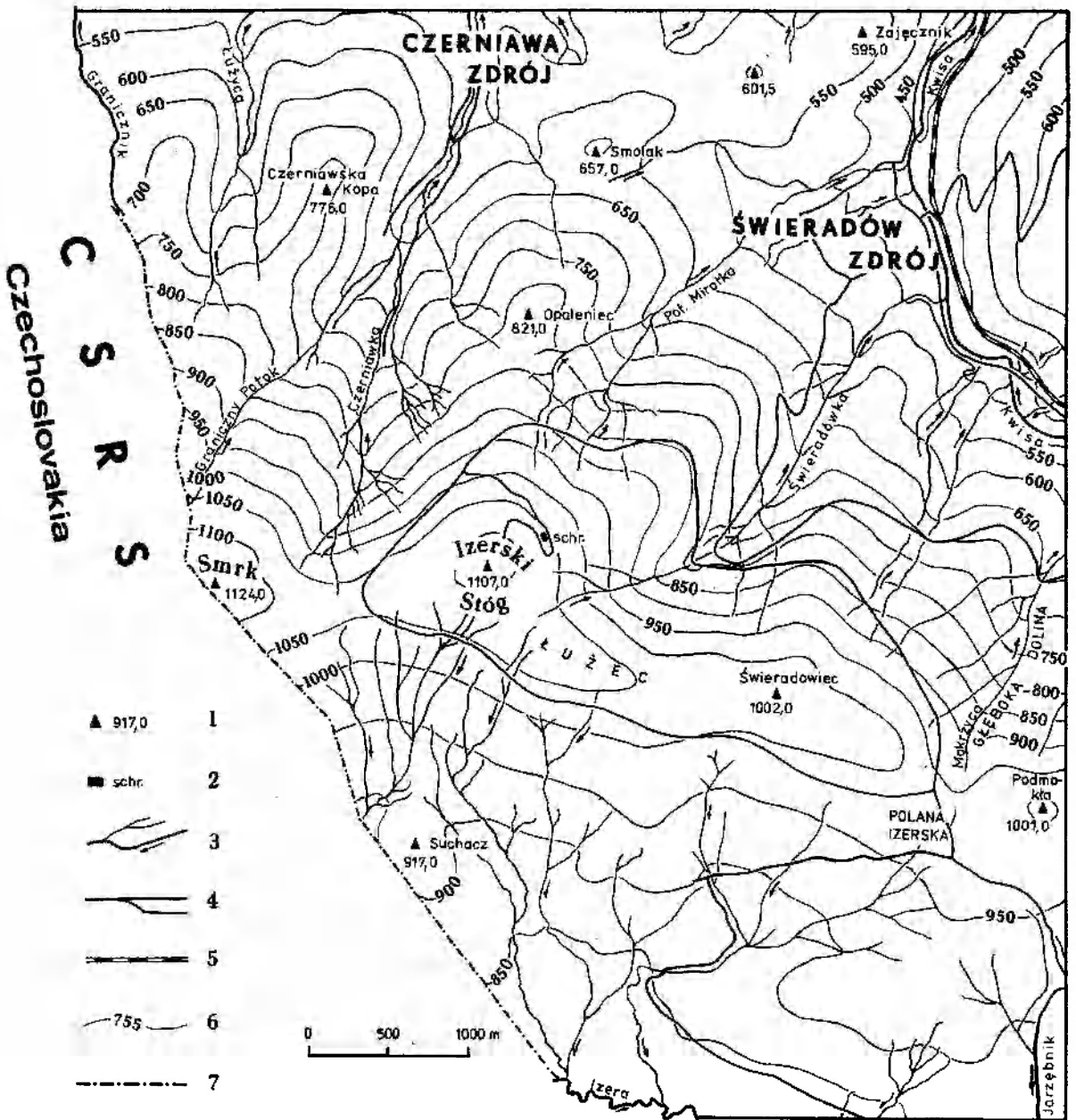


Fig. 1
Orografia masywu Izerskiego Stogu

1 – szczyty gór; 2 – schronisko turystyczne na Izerskim Stogu (1076 m n.p.m.); 3 – rzeki i strumienie; 4 – drogi; 5 – linia kolejowa; 6 – izolinie; 7 – granica państwa

Orography of the Izerski Stóg massif

1 – mountains summits; 2 – tourist hut at Izerski Stóg (1076 m a.s.l.); 3 – rivers and streams; 4 – roads; 5 – railway; 6 – isohypses; 7 – state boundary

wyższa na omawianym terenie góra Smrk (1124 m n.p.m.) z dwoma ramionami: północnym – Czerniawską Kopą (776 m n.p.m.) i południowym – Suchaczem (917 m n.p.m.), łącząca się ku wschodowi, poprzez przełęcz Łącznik, z górą Izerski Stóg (1107 m n.p.m.). Północne ramię tej ostatniej zwieńczone jest szczytami: Opaleniec (821 m n.p.m.), Smolak (657 m n.p.m.) i Zajęcznik (595 m n.p.m.). Izerski Stóg w kierunku ESE przechodzi w rozległy grzbiet – Łuzec, z kulminacją zwaną Świerado-

wiec (1002 m n.p.m.). Dalej ku wschodowi Grzbiet Wysoki przecina przełęcz – Polanę Izerską (900–950 m n.p.m.); po jej wschodniej stronie rozpoczyna się tzw. Rudy Grzbiet z kulminacją góry Podmokłej (1001 m n.p.m.).

Północny stok Grzbietu Wysokiego rozcina wąska dolina Czerniawskiego Potoku. Bardziej na wschodzie przebiega dolina rzeki Kwisy, rozszerzając się w tzw. Obniżenie Świeradowskie. Ku północy przechodzi ono w Kotlinę Mirską. Bada-

ny obszar leży w dorzeczu rzek Kwisy i Izery. Grzbiet Wysoki stanowi dział wodny między zlewiskami Morza Bałtyckiego i Północnego.

Odkrycie terenu jest bardzo słabe. Pokryty jest on rozległymi gołoborzami. Odslonięcia spotykane są głównie w korytach rzek i strumieni.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

PROBLEM GENEZY I EWOLUCJI SKAŁ BLOKU IZERSKIEGO

Najstarsze badania, wnoszące pionierski wkład w poznanie skał bloku izerskiego, prowadzono już w pierwszej połowie XIX wieku. Najwcześniejszą była praca Raumera (1813), który cały kompleks izerski uważał za jednorodną masę granitoidową.

Rose (1842, 1856) w pracach dotyczących granitoidów masywu Karkonoszy i bloku izerskiego, sugerował nadanie tym pierwszym nazwy „granityt”, w przeciwieństwie do tzw. „granitu właściwego”, będącego – w dzisiejszym rozumieniu – granitem rumburskim. Autor ten zauważył, że biotytowy granityt wyraźnie różni się od muskowitzowego granitu właściwego. Twierdził, w odróżnieniu od poglądów Raumera (1813), że kompleks izerski zbudowany jest głównie z gnejsów i nie ma jednorodnej budowy z powodu występujących w nich licznych, intruzywnych skał granitoidowych, jak granit rumburski, izerski i łuzycy (Rose 1857a, b).

W podobny sposób zagadnienia te zostały ukazane przez Rotha (1867) w obszernej monografii dotyczącej budowy geologicznej całego Dolnego Śląska. Autor ten również wyróżnił wśród skał granitoidowych – granit i granityt.

Szerokie i szczegółowe, jak na ówczesne czasy, opracowanie geologiczno-petrograficzne skał bloku izerskiego przedstawił Rimann (1910). Stwierdził on dwa intruzywne typy granitu: starszy – izerski i młodszy – karkonoski. Intrudujący synorogenicznie granit izerski ulegał zgnejsowaniu. Ponieważ nie było ono całkowite i równomierne oraz nie objęło całego masywu, autor ten sądził, że intruzja trwała dalej, również po zakończeniu fałdowań.

Współczesny okres badań dotyczących budowy geologicznej, petrografii i perogenezy skał bloku izerskiego zapoczątkował Berg, ogłaszając w latach 1902–1941 kilkadziesiąt prac związanych z tą tematyką. Berg (1923, 1926a,b,c, 1935, 1941b) uważał gnejsy izerskie za synorogeniczną intruzję kaledońską, która wdarła się w łupki mikowe, a następnie w czasie tej samej orogenezy została sfałdowana i zgnejsowana. Według tego autora,

łupki łuszczkowe miały stanowić strop intruzji, pod którym zachodziła pneumatolityczna dyferencjacja magmy. Peryferyczna część tego masywu w wyniku dyferencjacji wzbogacała się w alkalia, krzemionkę i składniki lotne. Bogatsza w te elementy magma przetrwała w stanie ciekłym, aż do całkowitego wygaśnięcia ruchów tektonicznych. Wtedy intrudując posttektonicznie dostarczyła bezkierunkowych skał leukokratycznych, nazwanych przez Berga „pegmatytową facją brzeżną” lub „gnejsem pegmatytowym”. Skały te tworzyły się w stropie plutonu. Ocalałe od deformacji reliktove partie pierwotnego granitu izerskiego Berg nazwał „gnejsem granitowo-ziarnistym”. Łupki mikowe uważał on za zmetamorfizowane szarogłazy, natomiast łupki aplitowe (leptynity) wiązał z metamorfizmem kontaktowym wywołanym przez intruzję granitoidów izerskich.

Współczesne Bergowi oraz nowsze publikacje geologów niemieckich nie przyniosły w zasadzie zdecydowanie nowego materiału interpretacyjnego ani nowych koncepcji. Miały one charakter prac przyczynkowych i polemicznych. Na uwagę zasługuje rozprawa Ahrensa (1925), który jako pierwszy opisał gnejsy izerskie z wyraźnymi znamionami blastozy. Według niego w synorogenicznie intrudującej magmie granitu izerskiego, jeszcze przed jej całkowitym zestaleniem, nastąpiło niewielkie ukierunkowanie składników mineralnych. Silny dynamometamorfizm oddziaływał tak długo, aż w końcu zeszytniały już granit uległ wyraźnej kataklazie. Tak powstałe gnejsy izerskie zostały objęte intensywną blastozą, będącą efektem lokalnego podejścia ciekłych partii tej samej intruzji.

Za suprakrustalnym pochodzeniem łupków mikowych oraz intruzywnym granitów i gnejsów izerskich opowiadali się wszyscy pozostali, do tychczas nie wymienieni, autorzy niemieccy, jak: Cloos (1922), Stenzel (1925), Bederke (1924, 1939), Zimmermann (1937), Ebert (1937, 1943), Brüll (1942) i Schwarzbach (1943).

Pierwszą polską powojenną publikacją, dotyczącą geologii Sudetów, była praca Książkiewicza (1947), oparta na studium literatury niemieckiej. Autor ten przyjmuje intruzywną genezę granitów

izerskich, a ich zgnejsowanie przypisuje orogenezie kaledońskiej.

Podobny charakter miała praca K. Smulikowskiego (1952), częściowo uwzględniająca już wstępne wyniki badań własnych. Łupki mikowe autor ten wyprowadza ze skał ilastych, natomiast przejścia między nimi i gnejsami uważa za efekt metasomatyzyzującego oddziaływania intruzji granitoidowych, które wdarły się w serię suprakrustalną, powodując jej metamorfizm kontaktowy (hornfelsy). Powstały w ten sposób granit rumburski w wyniku dynamometamorfizmu przeistoczył się w gnejsy izerskie, natomiast hornfelsy przeszły w łupki krystaliczne (K. Smulikowski 1958a). Autor ten (H. Teisseyre, K. Smulikowski, Oberc 1957) przyjmuje możliwość powstania śródłupkowych gnejsów drobnooczkowych wskutek lokalnej feldspatyzacji serii suprakrustalnej. Stawia też nową koncepcję wyjaśniającą genezę „gnejsów pegmatytowych”, które nazywa leuko-granitami.

We wszystkich pracach okresu powojennego łupki mikowe zaliczane są do serii suprakrustalnej, a granity rumburskie i gnejsy izerskie – do skał infrakrustalnych (Kodym, Svoboda 1948; H. Teisseyre 1948, 1956; Watznauer 1953; Maska 1954; Bederke 1956; Pietzsch 1956; Schmuck 1957; Chaloupský 1958, 1963; Mobus 1959; Gaertner 1964).

Próbie nowego, oryginalnego ujęcia petrogenety skał metamorfiku izerskiego podejmują: Oberc (1958), Borkowska (1959), Kozłowska-Koch (1960) oraz M. Szałamacha i J. Szałamacha (1964).

Oberc (1958, 1960a,b,c, 1961) jest jednym z pierwszych badaczy, który przyjmuje suprakrustalne pochodzenie całego kompleksu izerskiego. Zdaniem tego autora (Oberc 1965), po sedymentacji geosynklinalnej, w czasie której osadziły się piaski, mułowce, iłowce i margle oraz której towarzyszyły przejawy zasadowej i kwaśnej działalności wulkanicznej, nastąpiło fałdowanie staroassyntyjskie, powodujące przeobrażenie pierwotnych osadów w kwarcyty, łupki kwarcowe, mikowe, aplitowe, amfibolity, wapienie krystaliczne i gnejsy laminowane. Później, podczas staroassyntyjskiej granityzacji utworzyły się gnejsy laminowane, grafitowe, amfibolowe i amfibolowo-biotytowe. W czasie ruchów młodoassyntyjskich miała miejsce ogólna kataklaza wszystkich skał, a następnie ich podeformacyjna blastaza, statyczna pegmatytyzacja i lokalna mobilizacja, prowadząca do powstania granitów rumburskich i leuko-granitów. Na późniejsze powstanie tych ostatnich

skał wskazują występujące w nich enklawy autochtoniczne, mające charakter struktur szkieletowych (Oberc 1967b; Oberc, Kotowski 1969; Oberc-Dziedzic 1974, 1975). Oberc (1977) uważa, że osady powstające w staroassyntyjskiej geosynklinie sudeckiej, tworzyły serię zbudowaną z powtarzających się „cyklotemów”, u podstawy zbudowanych z serii piaskowców szarogłazowych (podrzędnie kwarcowych i arkozowych), a ku górze przechodzących w serię łupkową. Sedymenty te przechodziły w wyniku rekrytalizacji (jedynie w serię gnejsową, zwieńczoną łupkami krystalicznymi. Opisane „cyklotemy” Oberc (1978) przypisuje sedymentacji fliszowej. Odpowiednikiem takich współczesnych, niezmetamorfizowanych lub słabo zmetamorfizowanych „cyklotemów” są osady proterozoiku środkowych i zachodnich Czech w ujęciu Holubca (1966).

Podstawowe znaczenie dla petrografii skał granitoidowych, występujących na obszarze polskiej części bloku izerskiego, mają prace Kozłowskiej-Koch (1960, 1961, 1965). Autorka ta na podstawie szczegółowych badań petrograficznych sugeruje, że kompleks gnejsów izerskich może stanowić formację poligeniczną, lecz uważa, że postawienie granicy między granitami i gnejsami, stanowiącymi produkt granityzacji serii łupkowej, a skałami infrakrustalnymi nie jest możliwe ze względu na całkiem podobne procesy „przetwórcze”.

Studium petrograficzne polskiej części masywu łużyckiego przeprowadziła Borkowska (1959), stwierdzając, że granit rumburski jest produktem zgranityzowania hornfelsów granodiorytu zawiadowskiego. W najnowszej pracy, obejmującej obszarowo cały blok izerski, Borkowska *et al.* (1980) uważają, że wszystkie gnejsy i granitoidy izerskie są w różnym stopniu zdeformowanymi skałami magmowymi.

Wartościowe próby dotyczące wyjaśnienia petrogenety skał bloku izerskiego podejmują Szałamachowie. Na północnym kontakcie pasma kamienieckiego z gnejsami izerskimi M. Szałamacha i J. Szałamacha (1964) stwierdzili stopniowe metasomatyczne przejścia. J. Szałamacha (1966) stwierdza i zgodne ułożenie poszczególnych odmian gnejsów izerskich względem pasm łupkowych wiąże z pierwotną stratyfikacją osadów.

H. Teisseyre (1948, 1956) początkowo opowiada się za magmowym pochodzeniem wszystkich granitów i gnejsów izerskich, lecz później, zgodnie z sugestiami Kozłowskiej-Koch (1965), przyjmuje, iż skały te stanowią zespół poligeniczny (H. Teisseyre 1968, 1970). Pogląd ten wyrażają też

W. Smulikowski (1972), K. Kozłowski (1974) oraz Kryza *et al.* (1979).

Wszyscy geolodzy czescy gnejsy izerskie uważają za efekt deformacji magmowych granitów rumburskich (m. in.: Valín 1954; Chaloupský 1958, 1962, 1963, 1966a,b; Chaloupský, Teisseyre 1968; Domečka 1970; Fediuk 1971, Cháb, Suk 1977). Klominský i Dudek (1978) wyróżniają nawet tzw. „łużycki pluton”, łączący w jedną całość masyw łużycki i izerski. Cała ta jednostka miała powstać w wyniku magmowej intruzji. Svoboda i Chaloupský (1962) zgłaszają wątpliwość, czy wszystkie gnejsy izerskie powstały przez deformację granitów; przytaczają przykłady, z których wynika, że granity izerskie tworzą też intruzje wśród gnejsów.

Odnośnie do wieku skał izerskich opinie geologów są również bardzo zróżnicowane. Gnejsy i granitoidy tego regionu uważane są w różnych pracach za: staroproterozoiczne, młodoproterozoiczne, staropaleozoiczne, a nawet karbońskie. Ostatnio przeważa pogląd, że są to skały paleozoiczne (Borkowska *et al.* 1980). Wiek łupków mikowych określany jest przez ogromną większość badaczy jako młodoproterozoiczny.

POGLĄDY NA BUDOWĘ GEOLOGICZNA MASYWU IZERSKIEGO STOGU

Masyw Izerskiego Stogu leży w obrębie bloku izerskiego, stanowiącego północną osłonę intruzji

granitoidów Karkonoszy. Blok izerski zbudowany jest głównie ze skał metamorficznych, reprezentowanych przez różne odmiany gnejsów i granitoidów. Wśród nich występują równoleżnikowo zorientowane pasma łupków mikowych i paragnejsów (fig. 2); od południa towarzyszą im wystąpienia leukogranitów.

Górski masyw Izerskiego Stogu leży w zachodniej części jednostki Świeradowa Zdroju, granicząc od północy z pasmem łupkowym Starej Kamienicy, a od południa z waryscyjskim masywem Karkonoszy (fig. 2). Jest on obszarem geologicznie słabo poznanym. Jedynymi opracowaniami, obejmującymi całość tego terenu, są trzy arkusze map geologicznych w skali 1:25 000 wraz z objaśnieniami, wykonane przez Berga w latach 1919–1923 (Berg 1925a,b, 1926a,b,c; Berg, Ahrens 1925). Obszar ten nie był kartowany w okresie powojennym. Według podziału stosowanego przy realizacji „Szczegółowej mapy geologicznej Sudestów”, badany teren leży w obrębie nie wykonanego dotychczas arkusza – „Świeradów Zdrój” (fig. 3).

Berg (por. fig. 4) wśród gnejsów izerskich wyróżnił na omawianym obszarze: gnejsy oczkowe, gnejsy granitowo-ziarniste, granitognejsy porfirowe oraz gnejsy z turmalinami. Zaliczył je do staropaleozoicznych skał plutonicznych.

Pierwszym powojennym opracowaniem, które objęło NE część masywu Izerskiego Stogu, była

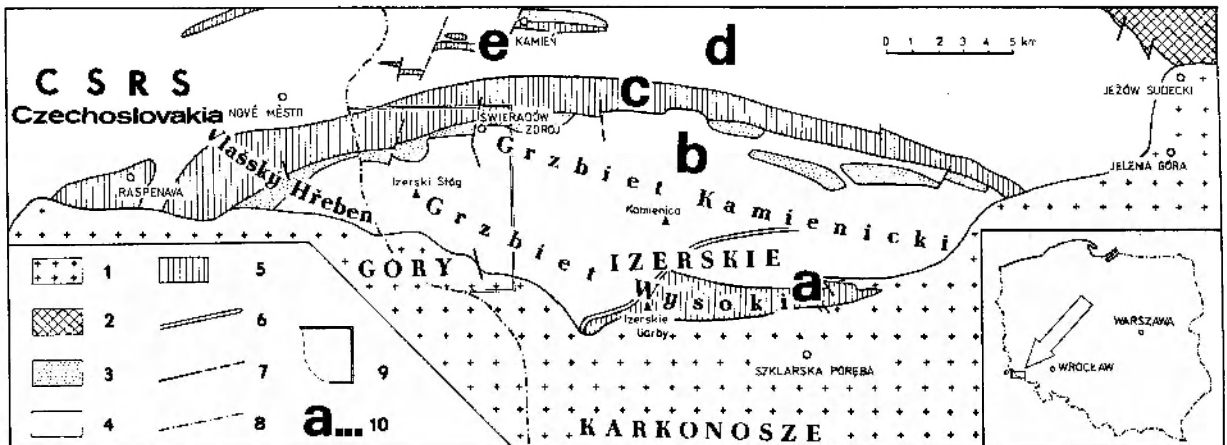


Fig. 2

Szkic geologiczny południowej części bloku izerskiego

1 – granitoidy Karkonoszy; 2 – metamorfik kaczawski; 3 – leukogranity; 4 – gnejsy i granitoidy izerskie; 5 – łupki lyszczycowe i paragnejsy (lokalnie zmienione w hornfelsy); 6 – strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego; 7 – uskoki; 8 – granica państwa; 9 – teren szczegółowych badań; 10 – jednostki tektoniczne bloku izerskiego (według Oberca 1967a): a – pasmo Szklarskiej Poręby; b – jednostka Świeradów Zdrój; c – pasmo Starej Kamienicy-Świeradów Zdrój (kamienickie); d – jednostka Leśna; e – pasmo Mirska

Geologic sketch of southern part of the Izer Block

1 – Karkonosze granitoids; 2 – metamorphic rocks of the Kaczawskie Mts.; 3 – leucogranites; 4 – Izer gneisses and granitoids; 5 – mica schists and paragneisses (locally altered into hornfels); 6 – dislocation zone of Rozdroża Izerskiego; 7 – faults; 8 – state boundary; 9 – detailed studied area; 10 – tectonic units of the Izer Block (after Oberca 1967a): a – belt of Szklarska Poręba; b – unit of Świeradów Zdrój; c – belt of Stara Kamienica-Świeradów Zdrój (Stara Kamienica belt); d – unit of Leśna; e – belt of Mirsk



Fig. 3

Położenie obszaru badań na tle powojennych arkuszy map geologicznych Sudetów

1 - Kornaś (1959); 2 - Maciejewski (1959); 3 - brak arkusza; 4 - J. Szalamacha, M. Szalamacha (1971a); 5 - brak arkusza; 6 - Geologická mapa ČSSR (1963); A - kartowany teren

Location of the studied area against the post-war geologic map sheets of Sudetes

1 - Kornaś (1959); 2 - Maciejewski (1959); 3 - lacking sheet; 4 - J. Szalamacha, M. Szalamacha (1971a); 5 - lacking sheet; 6 - Geologic map of Czechoslovakia (1963); A - area mapped by the present author

niepublikowana praca J. Teisseyre (1951), mająca na celu wytyczenie stref ochrony górniczej dla źródeł mineralnych Świeradowa Zdroju. Autorka wśród skał granitoidowych i gnejsowych tego obszaru wyróżniła: granitognejsy oczkowe lub słojuwe, granity rumburskie oraz skały reprezentujące fację pegmatytowo-pneumatolityczną i aplitową. Uważane są one za algonckie lub staropaleozoiczne skały magmowe, które intrudowały w algonckie utwory łupkowe. W cytowanej pracy przedstawiono trzy wielkie dyslokacje, z którymi prawdopodobnie związane są źródła radocenne Świeradowa Zdroju.

Wycinkowe badania skał Izerskiego Stogu przeprowadzili: W. Smulikowski (1972), K. Kozłowski (1974) i Borkowska *et al.* (1980).

Pierwszy z wymienionych autorów wyróżnił tu granity porfirowate o drobnoziarnistym tle, z widoczną słabą kierunkowością. Odmiana ta buduje wierzchołkową część Izerskiego Stogu i jest podobna do skał tego typu z Chmielenia, Wrze-

szczyzna i NE Jelenich Skał. W. Smulikowski (1972) skłonny jest uważać je za granity krystalizujące ze stopu, w znacznej mierze zanieczyszczonego materiałem pochodzenia osadowego. Mogłoby to świadczyć, iż skały te stanowią brzeżną fację intrudującego granitu.

K. Kozłowski (1974) wydzielił w tym rejonie dwa typy gnejsów: drobnoziarniste i porfiroblastyczne. Co do genezy skał Izerskiego Stogu, autor ten skłonny jest zgodzić się ze zdaniem W. Smulikowskiego (1972), że są one prawdopodobnie pochodzenia magmowego. Uważa on, że pierwotne skały Izerskiego Stogu przedstawiały zróżnicowany kompleks, zbudowany głównie z odmian porfirowych, przy poważnym udziale odmian równo- i drobnoziarnistych. Fenokryształy tworzy w nich zwykle K-skałen. Omawiany kompleks uległ zgnejsowaniu, a następnie rekryształizacji, której ostatni etap związany był najprawdopodobniej z intruzją granitu Karkonoszy.

Borkowska *et al.* (1980) na podstawie badań próby gnejsu pobranej ze szczytu Izerskiego Stogu uważa, że zbudowany jest on ze skał pochodzenia magmowego.

Z innych prac, które objęły jedynie peryferie badanego terenu, można wymienić publikacje K. Smulikowskiego (1958a) i Kozłowskiej-Koch (1965). Pierwszy z autorów uważa, że granitognejsy izerskie występujące w korycie Kwisy w S części Świeradowa Zdroju są pochodzenia magmowego. Kozłowska-Koch w tym samym miejscu stwierdza wśród nich zgodne wkładki sfeldspatyzowanych łupków biotytowych. Przypuszcza też, że skały te powstały głównie w wyniku granityzacji łupków mikowych, po których odziedziczyły kierunkowość tekstury.

Odnosnie do budowy omawianego obszaru należy wymienić szkic geologiczny, obejmujący teren uzdrowiska Świeradów Zdrój (Fistek 1967) z zaznaczonymi głównymi liniami uskokowymi, z którymi należy wiązać wody lecznicze tej miejscowości. Przebieg tych dyslokacji nawiązuje do uskoków przedstawionych przez J. Teisseyre (1951). Fistek i Pawłowska (Pawłowska 1966) przedstawiają budowę geologiczną góry Zajęcznik, zaznaczając granicę między leukogranitami i granitognejsami izerskimi. J. Szalamacha i M. Szalamacha (1971b) na „Przeglądowym szkicu geologicznym”, zamieszczonym w objaśnieniach do arkusza „Rozdroże Izerskie”, schematycznie kreślą rysy budowy geologicznej wschodnich krańców omawianego obszaru. Część północno-zachodnią przedstawia natomiast Koszela (1972).

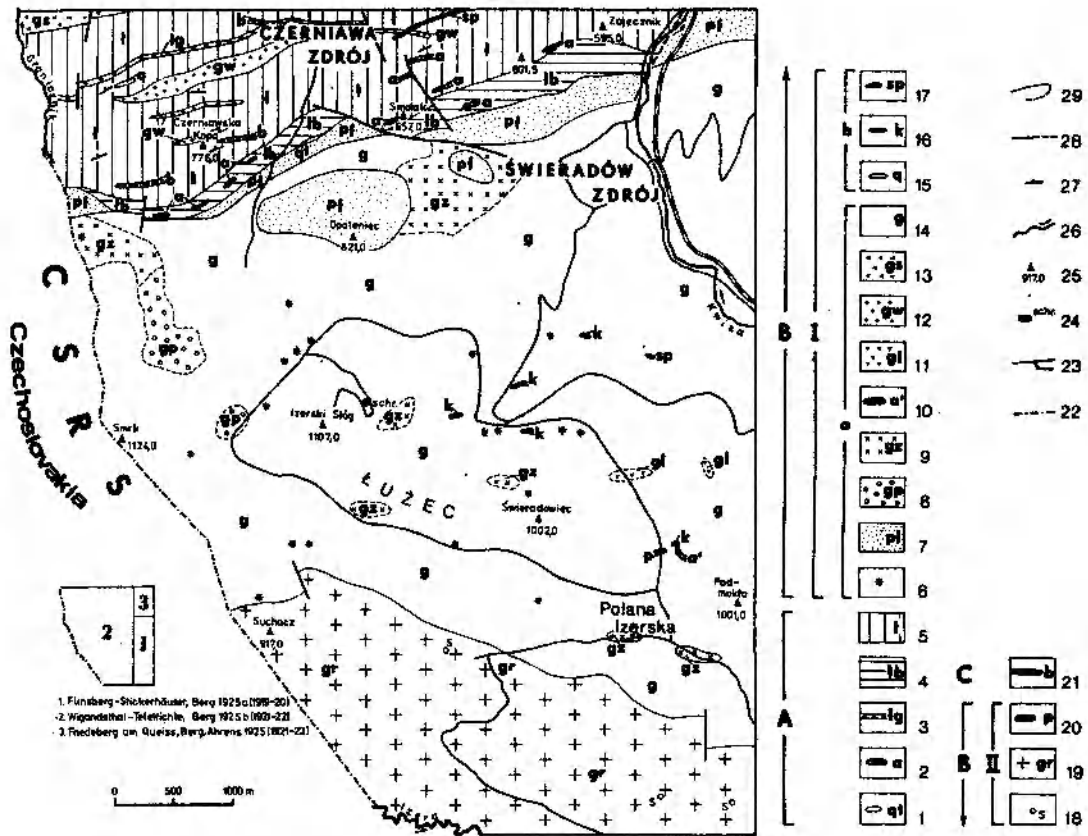


Fig. 4

Budowa geologiczna masywu Izerskiego Stogu według Berga (1925a,b) oraz Berga i Ahrensa (1925) – bez kenozoicznych skał osadowych

A – Skały metamorficzne – „warstwowe”; grupa łupków mikowych: 1 – kwarcyt z turmalinami, 2 – paraamfibolit, 3 – łupek mikowy z granatami, 4 – fylitowy łupek mikowy z blaszkami biotyту, 5 – łupek mikowy; **B** – skały paleowulkaniczne: I – grupa gnejsów (starsze, najczęściej zmetamorfizowane skały głębinowe i żyłowe): a – skały głębinowe (plutoniczne): 6 – gnejs z turmalinami, 7 – pegmatytowa facja brzeżna, 8 – porfirowy granitognejs, 9 – gnejs granitowo-ziarnisty, 10 – ortoamfibolit, 11 – gnejs drobnolaminowany, 12 – gnejs drobnowarstwowy, 13 – gnejs głównie smużysty, 14 – gnejs głównie oczkowy; b – skały żyłowe: 15 – żyły kwarcowe, 16 – kersantyt, 17 – spessartyt; II – grupa granitów (młodsze, niezmetamorfizowane skały głębinowe i żyłowe): 18 – zasadowe szliry, 19 – granit porfirowaty, 20 – młodszy porfir granitowy; **C** – skały neowulkaniczne: 21 – bazalt. Pozostałe znaki: 22 – granica państwa, 23 – drogi, 24 – schronisko turystyczne na Izerskim Stogu, 25 – szczyty gór, 26 – rzeki i strumienie, 27 – bieg i upad powierzchni foliacji, 28 – uskoki, 29 – granice wydzielen litologicznych

Geologic feature of the Izerski Stóg massif, after Berg (1925a,b) and Berg and Ahrens (1925) – without the Cainozoic sedimentary rocks

A – metamorphic rocks – “layered”: group of mica schists: 1 – tourmaline-bearing quartzite, 2 – paraamphibolite, 3 – garnet-bearing mica schist, 4 – mica phyllite with biotite flakes, 5 – mica schist; **B** – palaeovolcanic rocks: I – group of gneisses (older, most often metamorphosed plutonic and vein-rocks): a – abyssal (plutonic) rocks: 6 – tourmaline-bearing gneiss, 7 – pegmatitic marginal facies, 8 – porphyritic granite-gneiss, 9 – granite-grained gneiss, 10 – orthoamphibolite, 11 – finelaminated gneiss, 12 – fine-layered gneiss, 13 – mostly flaser gneiss, 14 – mostly augen gneiss; b – vein-rocks: 15 – quartz veins, 16 – kersantite, 17 – spessartite; II – group of granites (younger, unmetamorphosed plutonic and vein-rocks): 18 – basic schlieren 19 – porphyreous granite, 20 – younger granitic porphyre; **C** – neovolcanic rocks: 21 – basalt. Remaining symbols: 22 – state boundary, 23 – roads, 24 – tourist hut at Izerski Stóg, 25 – mountains summits, 26 – rivers and streams, 27 – strikes and dips of foliation surfaces, 28 – faults, 29 – limits of lithologic divisions

CEL, ZAKRES I METODY BADAŃ

Przeprowadzone prace miały na celu: poznanie budowy geologicznej masywu Izerskiego Stogu, badanego dotychczas tylko fragmentarycznie, petrograficzne opracowanie występujących tam skał ze szczególnym uwzględnieniem granitoidów i gnejsów, wyjaśnienie genezy tych skał oraz poznanie ich metamorficznej ewolucji. Pochodzenie oraz ewolucja wielu skał izerskich ciągle stanowi nie wyjaśniony zadowalająco problem, pozostający w wielu szczegółach w sferze przypuszczeń i domysłów.

Autor niniejszej pracy stosował metody petrograficzne, petrochemiczne, mezostrukturalne oraz badania niektórych minerałów. Szczegółowe wyniki badań mezostrukturalnych zostaną przedstawione w osobnym opracowaniu.

BADANIA TERENOWE

Wykonano szczegółowe zdjęcie geologiczne masywu Izerskiego Stogu w skali 1:10 000 (fig. 5). Pobrano 733 próby skalne. Wykonano liczne

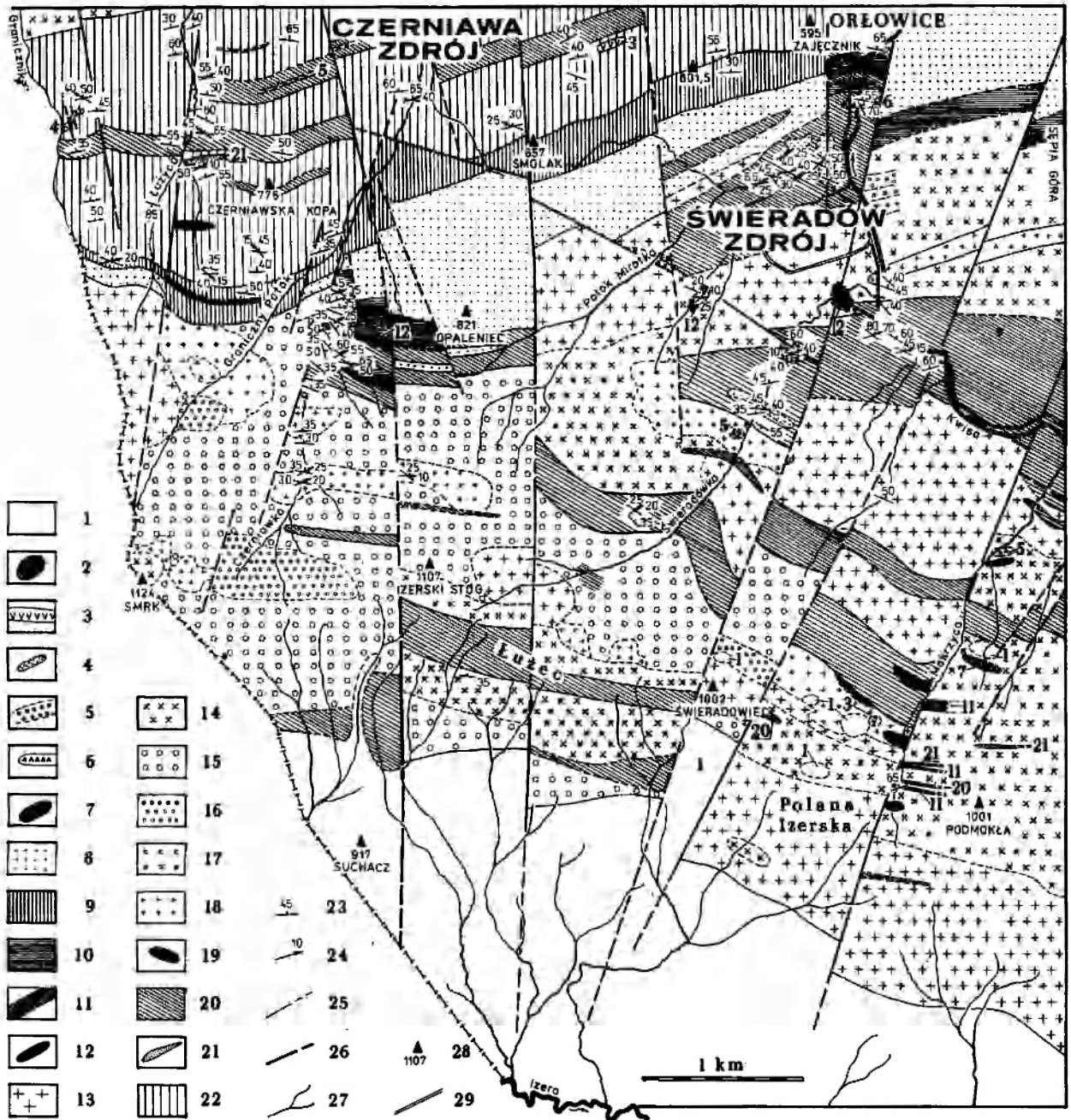


Fig. 5

Szkic geologiczny masywu Izerskiego Stogu

1 – granitoidy Karkonoszy; 2 – kataklazyty i mylonity uskokowe; 3 – mikrogranitoidy; 4 – paleoandezyty (wg Chilińskiej i Salacińskiego 1965); 5 – lamprofiry; 6 – skały kwarcowo-albitowe; 7 – skały kwarcowo-turmalinowe; 8 – leukogranity; 9 – leptynity; 10 – leukognejsy słojuje (paraleukognejsy); 11 – skały chlorytowe (poamfibolitowe); 12 – łupki biotytowe (poamfibolitowe); 13 – granity izerskie średnio- i gruboziarniste (granity homofaniczne); 14 – granitognejsy izerskie średnio i gruboziarniste (gnejsy homofaniczne); 15 – gnejsy smużyste średnio- i grubooczkowe (ortognejsy – blastomylonity i blastokataklazyty); 16 – gnejsy drobnosmużyste i drobnoczkowo-smużyste (ortognejsy – mylonity i kataklazyty, nieraz blastyczne); 17 – granitognejsy izerskie drobnosmużyste (ortogranitognejsy – kataklazyty i mylonity, nieraz blastyczne); 18 – granity izerskie drobnosmużyste (ortogranity – kataklazyty, nieraz blastyczne); 19 – amfibolity (ortoamfibolity); 20 – gnejsy drobnosłojuje i oczkowo-słojuje (paragnejsy); 21 – kwarcyty; 22 – łupki lyszczykowe, lyszczykowo-chlorytowe, nieraz z granatami; 23 – bieg i upad głównych powierzchni foliacji; 24 – orientacja struktur liniowych i osi mezofaldów (B-lineacja); 25 – granice wydzielen litologicznych; 26 – uskoki; 27 – rzeki i strumienie; 28 – szczyty gór; 29 – główne drogi

Geologic sketch of the Izerski Stóg massif

1 – Karkonosze granitoids; 2 – fault cataclases and mylonites; 3 – microgranitoids; 4 – paleoandesites (after Chilińska and Salaciński 1965); 5 – lamprophyres; 6 – albite-quartz rocks; 7 – tourmaline-quartz rocks; 8 – leucogranites; 9 – leptinites; 10 – laminated leucogneisses (paraleucogneisses); 11 – chlorite rocks (postamphibolitic); 12 – biotite schists (postamphibolitic); 13 – medium- and coarse-grained Izersa granites (homophanous granites); 14 – medium- and coarse-grained Izersa granite-gneisses (homophanous gneisses); 15 – medium- and coarse-augen-flaser gneisses (orthogneisses – blastomylonites and blastocataclases); 16 – fine-flaser and fine-augen-flaser gneisses (orthogneisses – mylonites and cataclases, blastic in places); 17 – fine-grained Izersa granite-gneisses (orthogranite-gneisses – cataclases and mylonites, blastic in places); 18 – fine-grained Izersa granites (orthogranites – cataclases, blastic in places); 19 – amphibolites (orthoamphibolites); 20 – fine-laminated and augen-laminated gneisses (paragneisses); 21 – quartzites; 22 – mica and chlorite-mica schist, with garnet in places; 23 – strikes and dips of main foliation surfaces; 24 – orientation of linear structures and mesoscopic fold axes (B-lineation); 25 – limits of lithologic divisions; 26 – faults; 27 – rivers and streams; 28 – mountains summits; 29 – main roads

szkice i dokumentację fotograficzną odsłoneń oraz interesujących zjawisk widocznych w blokach skalnych. We wszystkich odkrywkach prowadzono obserwacje mezostruktur. W rejonach całkowicie zakrytych utworami młodszymi wykonano kilkanaście wkopów rozpoznawczych.

BADANIA LABORATORYJNE I KAMERALNE

Wykonano makroskopowe opisy (często pod binokulem) wszystkich pobranych próbek skalnych. Mikroskopowo opracowano 198 płytek cienkich, z których wykonano 81 analiz modal-

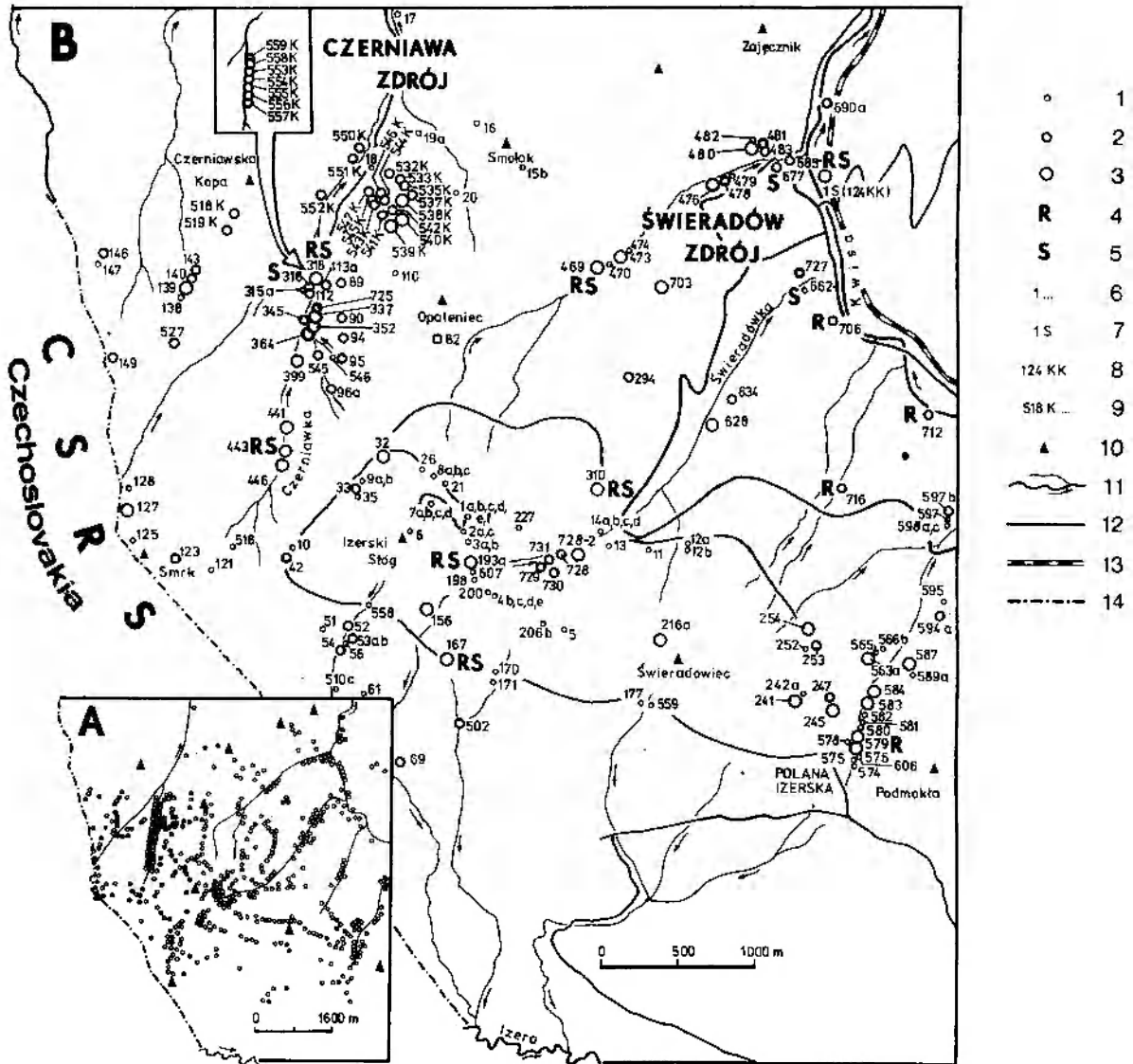


Fig. 6

Lokalizacja punktów pobrania próbek skalnych

A – miejsca pobrania 733 próbek, z których wykonano opisy mezoskopowe (próby znajdują się w Archiwum Skal Uniwersytetu Śląskiego); B – lokalizacja punktów pobrania próbek do badań laboratoryjnych: 1 – szlify mikroskopowe; 2 – szlify mikroskopowe i analizy modalne; 3 – szlify mikroskopowe, analizy modalne i chemiczne; 4 – badania rentgenograficzne skaleni potasowych; 5 – badania spektralne skal; 6 – lokalizacja i numeracja próbek autora pracy. Próby cytowane z literatury: 7 – K. Smulikowski (1958a – tab. 1, an. 1, s. 21; tab. 2, an. 1, s. 22), 8 – Kozłowska-Koch (1965 – tab. 14, an. 6, pr. 124, s. 214–215), 9 – K. Kozłowski (1974 – tab. 2, pr. 518, 519, s. 15; tab. 6, pr. 553, 556–559, s. 24; tab. 8, pr. 532, 533, 535, 543–547, 550–552, s. 29; tab. 11, pr. 537–542, s. 32; tab. 13, pr. 538–540, s. 37). Pozostałe znaki: 10 – szczyty gór; 11 – rzeki i strumienie; 12 – drogi; 13 – linia kolejowa; 14 – granica państwa

Location of rock sampling

A – locations of 733 samples described mesoscopically (samples are kept in the Rocks Store of the Silesian University); B – locations of sampling for laboratory works: 1 – thin sections; 2 – thin sections and modal analyses; 3 – thin sections, modal and chemical analyses; 4 – X-ray analyses of potash feldspars; 5 – spectral analyses of rocks; 6 – location and numeration of samples of the present author. Samples cited from previous papers: 7 – K. Smulikowski (1958a – tab. 1, an. 1, p. 21; tab. 2, an. 1, p. 22), 8 – Kozłowska-Koch (1965 – tab. 14, an. 6, s. 124, p. 214–215), 9 – K. Kozłowski (1974 – tab. 2, s. 518, 519, p. 15; tab. 6, s. 553, 556–559, p. 24; tab. 8, s. 532, 533, 535, 543–547, 550–552, p. 29; tab. 11, pp. 537–542, p. 32; tab. 13, s. 538–540, p. 37). Remaining symbols: 10 – mountains summits; 11 – rivers and streams; 12 – roads; 13 – railway; 14 – state boundary

nych. Stosowano śrubowy stolik integracyjny produkcji radzieckiej „Adina-Isa”.

Wykonano 31 nowych, dotychczas nigdzie nie publikowanych, analiz chemicznych skał, których tlenkowy skład chemiczny został określony klasycznymi metodami analizy krzemianów w laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Katowicach.

Ponadto zostało wykonanych 10 półilościowych analiz spektralnych skał na spektrografie Zeiss Jena Q-24, przy natężeniu 4–5 A; z generatorem Zeiss Jena ABR-3 i elektrodami węglowymi – C-EKT produkcji czechosłowackiej. W celu otrzymania reprezentatywnych wyników stosowano metodę kwartowania sproszkowanej skały. Analizy te zostały wykonane w Katedrze Mineralogii, Geochemii i Krystalografii Wydziału Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Karola w Pradze.

W pracy przedstawiono 11 pomiarów stopnia uporządkowania struktury skałeni potasowych. Preparowano je ze skał po uprzednim ich zabarwieniu (m. in.: Gabriel, Cox 1929; Chayes 1952; Rosenblum 1956; Hayes, Klugmann 1959; Bailey, Stevens 1960). Po wpływie działania na wygładzoną powierzchnię skały roztworu azotynokobaltanu sodu K-skałeni zabarwiły się na żółto lub pomarańczowo. Do oznaczeń „trójskośności” skałeni potasowych użyto dyfraktometru rentgenowskiego DRON-2. Stosowano promieniowanie K_{α} Cu/Ni przy napięciu 40 kV i natężeniu 20 mA oraz licznik scyntylacyjny. Szybkość przesuwu detektora wynosiła $0,5^{\circ}/\text{min}$, a przesuw taśmy –

600 mm/godz. Położenie pików na dyfraktogramie wyznaczono metodą siecznych. Wartości Δ oznaczono tzw. metodą ekspresową (Sosiedko 1974; Janeczek, Łukowiak 1979). Analiza polegała na pomiarze różnicy kątów 2θ refleksów 204, 060 i powiązaniu otrzymanych wartości ze stopniem uporządkowania struktury skałeni w oparciu o wzorcowy wykres: $\Delta 2\theta = f(\Delta)$. Analizy rentgenograficzne zostały wykonane przez Janusza Janeczka w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego.

Ponadto dokonano statystycznej analizy częstości występowania poszczególnych kategorii zbliżniczeń w plagioklazach z gnejsów i granitów izerskich stosując metodę Goraia (1951). Opracowano za pomocą tej metody plagioklasy z 23 szlifów mikroskopowych. W skałeniach potasowych z granitów izerskich, zawierających przerysły pismowe kwarcu, zbadano stosunki pomiędzy tymi minerałami, stosując planimetrowanie pod mikroskopem lub na fotografiach.

Wyboru prób do wszystkich badań dokonywano w ten sposób, by reprezentowały one możliwie wszystkie typy gnejsów i granitoidów izerskich oraz towarzyszących im innych skał, a punkty ich pobrania – równomiernie pokrywały cały opracowywany teren. Miejsca pobrania wszystkich prób, z których wykonano i opracowano szlify mikroskopowe, analizy modalne oraz dokonano badań chemicznych, spektrograficznych i rentgenograficznych, zaznaczono na figurze 6.

PETROGRAFIA GNEJSÓW I GRANITOIDÓW

KLASYFIKACJA I NOMENKLATURA

Gnejsy i granitoidy występujące na obszarze bloku izerskiego stanowią grupę skał niezmiernie zróżnicowaną teksturalnie i strukturalnie, lecz o monotonnym składzie mineralnym. Przeważają wśród nich odmiany o teksturach kierunkowych, reprezentujące różne typy gnejsów. Badanie takiego kompleksu nastęca wiele trudności, dotyczących w szczególności doboru odpowiednich kryteriów pozwalających na stworzenie logicznego i jednolitego podziału skał. Dotychczasowe klasyfikacje stosowane były najczęściej w sposób niekonsekwentny, a nazwy różnym odmianom gnejsów i granitoidów nadawano wyjątkowo su-

biektywnie. Zwykle określają one cechy skał, które danym autorom wydawały się najważniejsze. Nazwy tworzone według różnych, często nieporównywalnych kryteriów, pozostawiają wiele nieścisłości i wątpliwości. Należy dodać, iż często zdarza się, że w jednej pracy ta sama skała określana jest dwiema lub kilkoma różnymi nazwami.

Próby podziału gnejsów i granitoidów bloku izerskiego podejmowali: Berg (1925a,b), Berg i Ahrens (1925), J. Szałamacha (1966), J. Szałamacha i M. Szałamacha (1968), W. Smulikowski (1972) oraz K. Kozłowski (1974). Autor niniejszej pracy oparł się na opisowej klasyfikacji tych skał (Żaba 1982), biorącej pod uwagę ich cechy tek-

sturalno-strukturalne i skład mineralny. W ramach pierwszego kryterium podzielono je na dwie grupy: skały o teksturach kierunkowych (gnejsy i granitognejsy) i bezkierunkowych (granity). Wśród pierwszych z nich wyróżniono gnejsy słojoye, smużyste, prętowe i granitognejsy (fig. 7). Jako drugie kryterium podziału przyjęto skład mineralny ograniczony do informacji o względnej zawartości minerałów ciemnych (colour index) oraz – w razie potrzeby – rodzaju dominujących skaleni i obecności minerałów charakterystycznych (Żaba 1982).

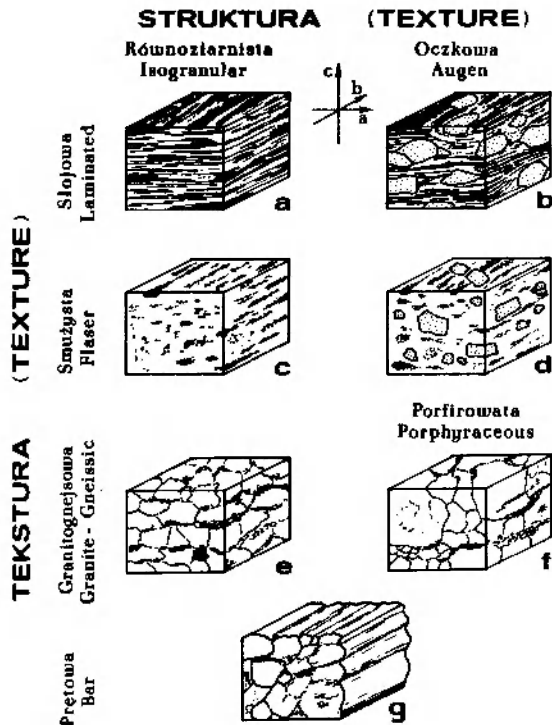


Fig. 7

Strukturalno-teksturalne różnicowanie gnejsów iżerskich

a – gnejs drobnosłojoyowy; *b* – gnejs oczkowo-słojoyowy; *c* – gnejs drobno-smużysty; *d* – gnejs oczkowo-smużysty; *e* – granitognejs równoziarnisty; *f* – granitognejs porfirowaty; *g* – gnejs prętowy

Tekstural and structural differentiation of the Iżera gneisses

a – fine-laminated gneiss; *b* – augen-laminated gneiss; *c* – fine-flaser gneiss; *d* – augen-flaser gneiss; *e* – isogranular granite-gneiss; *f* – porphyreous granite-gneiss; *g* – bar gneiss

Mikroskopowo wyróżniono wśród głównych minerałów kilka generacji oraz odmian. Generacje danych minerałów (cyfry rzymskie I, II, III...) związane są z odrębnymi procesami lub z powtarzaniem się tych samych procesów w różnych etapach ewolucyjnych badanego kompleksu skalnego. Wyróżnione odmiany (litery a, b, c...) charakteryzują różne stadia rozwojowe minerałów w ramach jednej generacji. Przyjęte symbole zostały szczegółowo omówione w objaśnieniach do figury 11.

GNEJSY

GNEJSY SŁOJOWE

Gnejsy słojoye stanowią jedną z podstawowych grup skalnych występujących w masywie Iżerskiego Stogu. Reprezentowane są przez: gnejsy drobnosłojoyowe (bezoczkowe) oraz drobno-, średnio- i grubooczkowo-słojoyowe.

Gnejsy drobnosłojoyowe odpowiadają w klasyfikacji Berga (Berg 1925a,b; Berg i Ahrens 1925) – gnejsom drobnolaminowanym (fig. 4), natomiast według nazewnictwa stosowanego przez Kozłowską-Koch (1965) oraz J. Szalamachę i M. Szalamachę (1968, 1971a,b) – gnejsom cienko-, lub drobnolaminowanym. Tworzą wkładki o niewielkiej miąższości wśród gnejsów oczkowo-słojoyowych (fig. 5). Stanowią dużą rzadkość, gdyż najczęściej, dzięki obecności w nich oczek skaleniowych i kwarcowych przechodzą w odmiany drobnoczkowo-słojoyowe.

Gnejsy drobnosłojoyowe charakteryzują się bardzo wyraźną alternacją jasnych lamin kwarcowo-skaleniowych, o grubości około 0,5–3,0 mm, z cieńszymi zbudowanymi z łyszczyków, o miąższości 0,1–1,0 mm (por. fig. 7a). Dobrze wykształcone powierzchnie foliacji podkreślone są płaskorównoległym ułożeniem łyszczyków, głównie biotyty. Zgodne są one z orientacją tych powierzchni w pobliskich łupkach mikowych pasma Starej Kamienicy. Najczęściej zapadają na N lub NNE przy biegu zbliżonym do W–E. Na powierzchniach foliacji nieraz występuje, słabo zaznaczająca się, lineacja ziarna (linijnie wyciągnięte agregaty łyszczykowe) lub rzadziej zmarszczkowanie. Niekiedy można obserwować niewielkie mezofaldy o amplitudzie kilku lub najwyżej kilkunastu milimetrów (pl. I, 1 i 2).

Mikroskopowo w gnejsach tych widoczne są naprzemianległe laminy granoblastyczne skaleni z kwarcem oraz laminy lepidoblastyczne obu łyszczyków. Doskonałą płaskorównoległą kierunkowością skałom tym nadają – obok lamin łyszczykowych – na przemian leżące laminy kwarcu wyraźnie różniące się wielkością budujących je ziarn (fig. 8; pl. I, 2). Są one reliktem pierwotnego warstwowania osadu, w którym poszczególne warstewki różniły się frakcją deponowanego materiału. W pewnych miejscach omawiane gnejsy wykazują strukturę porfiroblastyczną, dzięki obecności nieco większych od tła skalnego ziarn kwarcu i skaleni. Należy zaznaczyć, że ich kierunkowość z całą pewnością nie jest wynikiem deformacji skał o pierwotnie bezładnej teksturze.

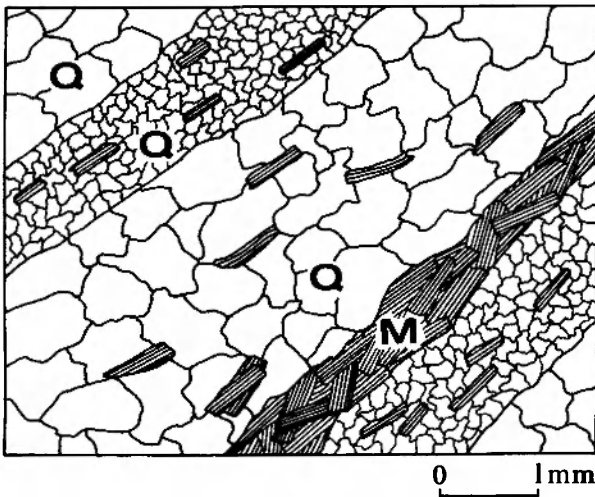


Fig. 8

Wyraźna laminacja w gnejsie drobnosłojowym odziedziczona po pierwotnym warstwowaniu skały osadowej

Q – kwarc; M – muskowit

Distinct lamination in the fine-laminated gneiss derived from the primary stratification of sedimentary rock

Q – quartz; M – muscovite

Skład mineralny gnejsów drobnosłojowych przedstawiono w tabeli 1 (an. 1 i 2).

Kwarc występuje w dwu odmianach (por. objaśnienia do fig. 11). Najczęściej buduje drobno- i równoziarniste tło skały (Q Ia), tworząc ściśle pozazębianą mozaikę (pl. I, 3), charakterystyczną dla kwarcu utworzonego przez rekryystalizację. Sporadycznie minerał ten występuje w formie nieco większych osobników o średnicy nie przekraczającej 1 mm (Q Ib), powstałych w wyniku dalej posuniętej rekryystalizacji kwarcu Ia. Ziarna te wykazują wyraźnie mozaikowe wygaszanie światła.

W tle skały występują ponadto różnej długości, równoległe laminy i smugi łyszczykowe, zbudowane z drobnych, nieregularnych i przerażających się wzajemnie blaszek biotyту, muskowitu (B I i M I) i niekiedy chlorytu. Muskowit często ma wykształcenie serycytowe, natomiast biotyt (o pleochroizmie z barwami: $\beta = \gamma$ – brunatna lub oliwkowa, α – jasnobrązowa) bywa zastępowany chlorytem. Zwraca uwagę wyraźna ilościowa przewaga muskowitu nad biotytem. Część jasnej miki powstaje kosztem ciemnej; wewnątrz wielu blaszek muskowitu (M II) spotyka się reliktowy biotyt lub pozostałe po nim jasnobrunatne plamy oraz liczne wrostki tlenków żelaza (pl. I, 4).

Plagioklaz rozsiany jest w drobnoziarnistym tle skały oraz czasami tworzy niewielkie, albitowo lub rzadziej peryklinowo zbliżone

ziarna (średnica do 1 mm; An 9–18). Z reguły są one intensywnie przetkane serycytem i zawierają wrostki kwarcu oraz muskowitu i biotyту, zorientowane podobnie jak w okolicznych laminach łyszczykowych. Nierzaz atakują je pojedyncze metasomatyczne żyłki skalenia potasowego. Większe osobniki plagioklazu powstały przez wypieranie i stopniowe zastępowanie mik i kwarcu (feldspaty-zacja plagioklazowa) oraz rekryystalizację tego minerału rozsianego w tle skały.

Nieco częściej w omawianych gnejsach występują niewielkie blasty mikroklinu (mikropertyt mikroklinowy), których część ulega zastępowaniu przez albit szachownicowy. Ziarna mikroklinu pocięte są gęstą siecią nieregularnych, infiltracyjnych żyłek albitu. Często są one zbliżone karlsbadzko; ujawniają typową kratę mikroklinową oraz plamiste wygaszanie światła. Mikroklin zawiera wrostki kwarcu, muskowitu oraz rzadziej biotyту i albitowo zbliżonego plagioklazu.

Sporadycznie występuje albit (0–1% An) wykształcony w postaci niewielkich, czystych i normalnie zbliżonych ziarn.

Związki żelaza rozproszone są w całej skale, lecz najliczniej towarzyszą laminom łyszczykowym. Z mikami związane jest występowanie cyrkonu i apatyту. Cyrkon tworzy owalne ziarna otoczone wyraźnymi, ciemnymi polami pleochroicznymi, apatyt – dość prawidłowe, krótkie słupki.

Sporadycznie spotykane są blaszki chlorytoidu o właściwościach optycznych zbliżonych do chlorytoidów opisywanych przez K. Kozłowskiego (1973) z łupków łyszczykowych z Krobicy.

Omawiane gnejsy lokalnie wykazują słabe oznaki kataklazy. Objęte nią strefy charakteryzują się spękaniami ziarn oligoklazu oraz falistym i nieraz plamistym wygaszaniem światła przez kwarc.

Gnejsy drobnosłojowe przedstawione w tabeli 1, reprezentują odmiany: mikroklinową i mikroklinowo-albitową. Ich skład mineralny odpowiada granitom alkaliczno-skaleniovym i silnie kwarcowym granitoidom (fig. 9a, pkt. 1 i 2).

Gnejsy drobnoczkowo-słojowe odpowiadają według nomenklatury stosowanej przez J. Szałamachę i M. Szałamachę (1968, 1971a,b) – cienko-, względnie drobnolaminowanym gnejsom drobnoczkowym. Na mapach Berga gnejsy tego typu wchodzi w skład dużej grupy skał zwanej: gnejsami głównie oczkowymi (por. fig. 4). Kozłowska-Koch (1965) skały te nazywa: gnejsami laminowanymi z soczewkowo nabrzmiewającymi

Skład mineralny gnejsów słoowych (%, obj.)
 Mineral composition of laminated gneisses (vol. %)

Skaly Rocks	Gnejsy drobno- słojowe Fine-laminated gneisses	Gnejsy drobnoczkowo- słojowe Fine-augen-laminated gneisses	Gnejsy średnio- oczkowo-słojowe Medium-augen- laminated gneisses	Gnejsy gruboczkowo-słojowe Coarse-augen-laminated gneisses
Nr analizy Analysis No	1 2	3 4 5	6 7	8 9 10 11 12 13 14 15 16
Nr próby Sample No	480-Ż 364-Ż	156-Ż 254-Ż 476-Ż	483-Ż 685-Ż	728-1Ż 728-3Ż 730-2Ż 318-Ż 478-Ż 316-Ż 82-Ż 94-Ż 706-Ż
Liczba szlifów Quantity of thin sections	2 3	2 2 2	1 1	1 1 1 1 2 1 1 1 1 1 1
Analizy chemiczne Chemical analyses	x x	x x x x		x
Analizy spektralne Spectral analyses			x	x x
Kwarc Quartz	37,9 57,2	41,6 48,2 34,9	47,0 47,4	28,8 42,0 35,9 26,1 33,5 39,8 34,9 27,9 5,0
Plagioklaz Plagioclase	4,0 3,8	6,4 7,0 2,2	32,0 24,0	33,2 30,6 25,6 15,8 16,7 9,0 5,9 4,1 2,1
% An w plagioklazie % An in plagioclase	9-12 16-18	10-11 11-13 n.o.	11-12 8-13	n.o. 28-29 13-15 8-18 8-13 10-12 15 11-14 1,5
Albit szachownicowy Checked albite	3,7 12,0	2,7 -	0,9	- - 2,0 - 7,7 - 24,3
Albit zbliżony normalnie Normal albite	1,5 -	- - 4,4	1,0	- - - 4,7 1,9 3,6 5,0 -
% An w albicie % An in albite	0-1	0-1	n.o.	0-2 2-3 1-2 0-3
Żyłki albitu w mikroklinie	-	-	-	- - - - - 16,0

Albite veins in microcline	38,4	7,4	22,8	28,1	33,4	12,2	12,5	8,9	2,1	22,4	44,1	33,6	38,7	29,1	33,0	59,4
Skaleń potasowy							x				x					x
Potash feldspar																
Analizy Rtg K-skalenia																
X-ray analyses of K-feldspar																
Muskowit	9,5	9,7	9,0	10,6	15,2	1,9	4,9	18,8	19,3	10,8	6,1	6,4	2,6	5,8	9,6	5,0
Muscovite																
Serycyt	0,6	1,1	4,8	—	0,9	+	1,7	6,6	+	0,2	0,8	1,9	—	3,9	+	—
Sericite																
Biotyt	1,5	0,8	10,5	5,2	1,8	3,0	4,9	1,6	4,4	3,8	0,2	2,2	4,7	6,5	3,6	2,0
Biotite																
Hydrobiotyt	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hydrobiotite																
Chloryt	0,6	4,6	+	+	+	2,0	0,9	1,4	1,2	+	3,4	0,6	0,9	0,5	0,1	2,0
Chlorite																
Chlorytoid	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chloritoid																
Cyrkon	—	0,2	0,1	—	—	—	—	0,2	0,2	0,2	0,1	—	—	0,1	+	—
Zircon																
Tytanit	—	—	0,3	0,5	1,6	0,3	0,1	—	—	—	+	—	—	0,9	—	—
Titanite (sphene)																
Apatyt	0,1	1,3	1,0	0,4	0,3	0,8	0,4	0,5	0,2	0,1	0,9	—	2,4	0,7	0,7	0,2
Apatite																
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Tourmaline																
Związki Fe	2,2p	1,9	0,8	—	5,3	0,2	1,3	—	—	0,1	0,5	0,4	—	0,4	—	—
Fe compounds																

p — przybrany; — nie oznaczono (not determined); + — ilości śladowe (traces)

Lokalizacje: 1 — Świeradów Zdrój, stacja sportowa; 2 — Czerniawa Zdrój, Górna, pole; 3 — Stacja Iżerskiego Stogu; 4 — NE stok góry Świeradowiec; 5 — Świeradów Zdrój, parking Miroska koło dworca autobusowego; 6 — Świeradów Zdrój, stacja sportowa; 7 — Świeradów Zdrój, okolice ujścia potoku Miroska do Kwisy; 8-10 — Iżerski Stóg, potok Świeradowka; 11 — Czerniawa Zdrój, potok Czerniawka; 12 — Świeradów Zdrój, parking Miroska koło dworca autobusowego; 13 — Czerniawa Zdrój, potok Czerniawka; 14 — Stacja góry Opaleniec; 15 — W stoku góry Opaleniec; 16 — Świeradów Zdrój, 250 m w górę biegu Kwisy od ujścia potoku Świeradowca

Localities: 1 — Świeradów Zdrój, the sports station; 2 — Czerniawa Zdrój, Górna, the Miroska stream near the bus station; 3 — Stog Iżerski; 4 — NE slope of Świeradowiec; 5 — Świeradów Zdrój, the Miroska stream near the bus station; 6 — Świeradów Zdrój, the sports station; 7 — Świeradów Zdrój, vicinity of the Miroska mouth; 8-10 — Iżerski Stog Mt., the Świeradowka stream; 11 — Czerniawa Zdrój, the Czerniawka stream; 12 — Świeradów Zdrój, the Miroska stream near the bus station; 13 — Czerniawa Zdrój, the Czerniawka stream; 14 — S slope of Mount Opaleniec; 15 — W slope of Mount Opaleniec; 16 — Świeradów Zdrój, 250 m from the Świeradówka mouth toward the Kwisa river head

All analyses by the present author

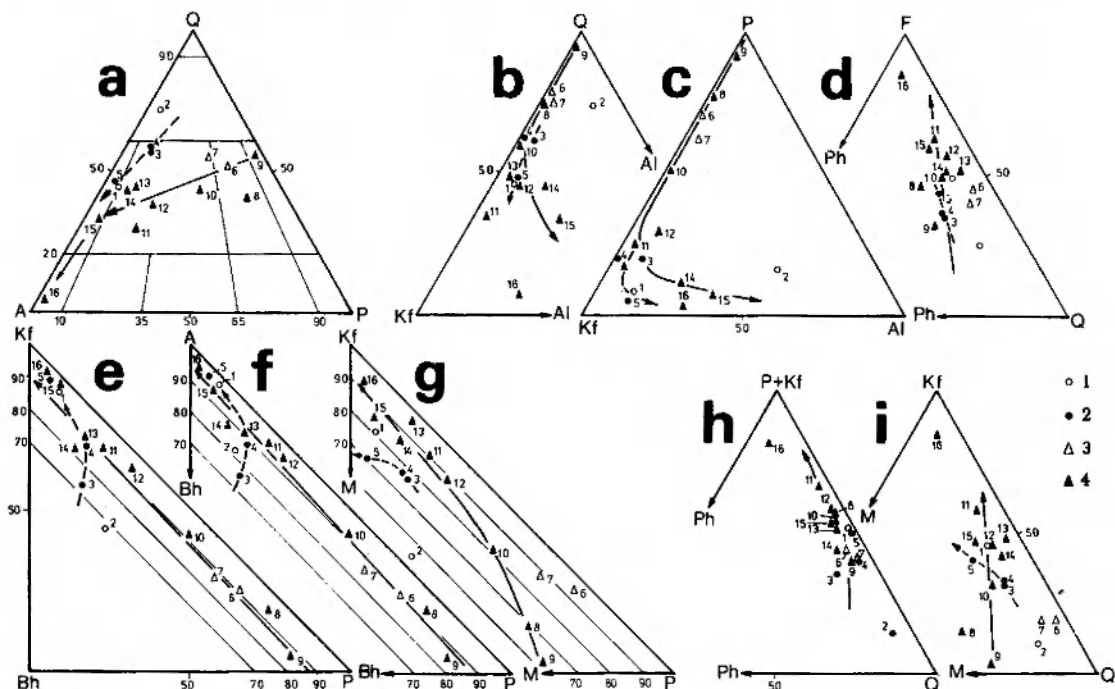


Fig. 9

Gnejsy słojuje w trójkątach (% obj.): *a* – klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych – Q-A-P; *b* – Q-Kf-Al; *c* – P-Kf-Al; *d* – F-Ph-Q; *e* – Kf-Bh-P; *f* – A-Bh-P; *g* – Kf-M-P; *h* – (P+Kf)-Ph-Q; *i* – Kf-M-Q

Gnejsy: 1 – drobnosłojuje; 2 – drobnoczkowo-słojuje; 3 – średniczkowo-słojuje; 4 – gruboczkowo-słojuje (numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 1). Symbole literowe na narożach trójkątów: Q – kwarc; A – K-skałen + albit (An_{0-3}); P – plagioklaz (An_{0-3}); Kf – K-skałen; Al – albit (An_{0-3}); F – skałen (suma); Ph – łyszczyki + chloryty; Bh – bioty + chloryty; M – muskowitz. Linie ciałe i przerywane oznaczają kierunki trendu ewolucyjnego skał

Laminated gneisses in diagrams (vol. %): *a* – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P; *b* – Q-Kf-Al; *c* – P-Kf-Al; *d* – F-Ph-Q; *e* – Kf-Bh-P; *f* – A-Bh-P; *g* – Kf-M-P; *h* – (P+Kf)-Ph-Q; *i* – Kf-M-Q

Gneisses: 1 – fine-laminated; 2 – fine-augen-laminated; 3 – medium-augen-laminated; 4 – coarse-augen-laminated (projection point numbers in accordance with table 1). Letter symbols in the triangle angles: Q – quartz; A – K-feldspar + albit (An_{0-3}); P – plagioclase (An_{0-3}); Kf – K-feldspar; Al – albite (An_{0-3}); F – feldspars (total); Ph – micas + chlorites; Bh – biotite + chlorites; M – muscovite. Full and dash lines show the directions of evolution trend of rocks.

jasnymi skupieniami kwarcowo-skałeniowymi. Omawiane skały towarzyszą pozostałym odmianom gnejsów słojujących, tworząc w nich zgodne wkładki.

Gnejsy drobnoczkowo-słojujące makroskopowo przypominają gnejsy drobnosłojujące, z tą różnicą, że w ich obrębie widoczne są niewielkie, zwykle izometryczne i postkinematyczne oczka kwarcowe lub skałeniowe. Ich średnica nie przekracza 5 mm. W ich wnętrzu widoczne są nieraz biotytowe smużki będące pozostałością po niewypartych laminach łyszczykowych (fig. 10). Oczka te przerywają ciągłość ciemnych lamin oraz w pewnym stopniu wpływają na ich wyginanie. Orientacja foliacji w omawianych gnejsach zawsze jest podobna do pozycji tych powierzchni w pobliskich łupkach mikowych i paragnejsach pasma kamienickiego.

Skład mineralny gnejsów drobnoczkowo-słojujących przedstawiono w tabeli 1 (an. 3–5). Od gnejsów drobnosłojujących różnią się głównie rozmiarami oczek kwarcu i skałeni (średnica do 5 mm) oraz większym zaawansowaniem niektórych

procesów, jak rekrytalizacji, mikroklinizacji lub metasomatozy.

W drobnociarnistym tle skały często występują agregatowe oczka kwarcowe (Q Ib; pl. I, 5), zawierające zwykle wzrostki muskowitzu i biotyty (M I i B I).

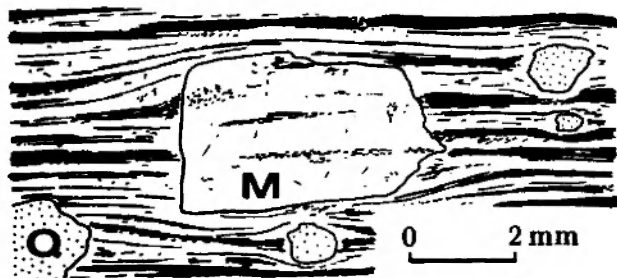


Fig. 10

Postkinematyczny porfiroblast mikroklinu w gnejsie drobnoczkowo-słojującym z relikami niewypartych lamin łyszczykowych

M – mikroklin; Q – kwarc

Postkinematic microcline porphyroblast in the fine-augen-laminated gneiss, with relics of mica laminae

M – microcline; Q – quartz

Porfiroblasty oligoklazdu odznaczają się najczęściej prawidłowymi zarysami i gęstymi albitowymi zbliżnieniami. Są one prawie zawsze w niewielkim stopniu zdeformowane i zsercytyzowane. W niektórych osobnikach następuje plamiste zastępowanie oligoklazdu przez skałen potasowy. Plamy niżej dwójłomnego mikroklinu rozrastają się niekiedy do tego stopnia, że pozostają między nimi tylko reliktywne żyłki plagioklazdu. Dalsza redukcja wrostków prowadzi do wykształcenia się w miarę czystych ziarn mikroklinu. Nieraz przez pojedyncze osobniki mikroklinu ciągną się, częściowo zrekrystalizowane, smugi rozkruszonego materiału, powstałego w wyniku ich słabej kataklazy.

Muskowit, poza już opisanymi formami, tworzy kilkumilimetrowe, pojedyncze, niezdeformowane i dowolnie zorientowane blaszki (M II). Nieraz zawierają one wrostki kwarcu, oligoklazdu, a nawet mikroklinu. Powstały one częściowo w wyniku rekrystalizacji drobnych blaszek jasnej miki zawartych w skałe (głównie serycytu powstałego w wyniku serycytyzacji plagioklazów), po części natomiast wskutek muskowityzacji biotyty. Sporadycznie spotykane są pojedyncze blaszki hydrobiotytu i chlorytoidu. Hydrobiotyt stanowi tu pośrednie stadium postępującej chlorytyzacji biotyty. Chlorytoid (pl. I, 6) występuje w towarzystwie jasnej miki w postaci nieforemnych płytek o silnym reliefie, wyraźnym szarozielonkawo-szaroniebieskawym pleochroizmie i wielokierunkowej łupliwości.

Ziarna cyrkonu, apatyty i tytanitu związane są przede wszystkim ze strefami łuszczaków. Tytanitowi często towarzyszą tlenki żelaza. Można przypuszczać, że powstał on z pierwotnego ilmenitu, który w czasie metamorfizmu dostarczył tytanitu, a tlenki żelaza pozostały w postaci magnetytu.

Gnejsy drobnooczkowo-słojowe przedstawione w tabeli 1 (an. 3-5) są gnejsami mikroklinowymi. Ich skład mineralny odpowiada silnie kwarcowym granitoidom oraz granitom alkaliczno-skaleniowym (fig. 9a, pkt. 3-5).

Na figurach 9a-d uwidacznia się wyraźny trend ewolucyjny, potwierdzający zgodny z obserwacjami mikroskopowymi kierunek rozwoju tych skał; ulegają one silnej K-feldspatytacji, przy jednoczesnym zmniejszaniu się zawartości kwarcu (fig. 9b), plagioklazdu (fig. 9c) i mik (fig. 9d,h), a następnie dużo słabszej albityzacji (fig. 9b,c). W okresie metablastezy mikroklinu spośród łuszczaków ubywał tylko biotyt (fig. 9e), natomiast procesy albityzacji nie zachodziły jego kosztem

(fig. 9f). Ten ostatni proces nie powodował też w widoczny sposób spadku ilości plagioklazdu ocalałego po mikroklinizacji (fig. 9f). Zawartość muskowitu w okresie K-feldspatytacji ulegała nawet niewielkiemu wzrostowi (fig. 9g,i). Wydaje się, że minerał ten ubywając w czasie wzrastania plagioklazdu i mikroklinu równocześnie tworzył się w podobnej lub nieco większej ilości podczas muskowityzacji biotyty oraz rekrystalizacji serycytu (powstałego wskutek serycytyzacji plagioklazów).

Przedstawione obserwacje wskazują, że omawiane skały tworzyły się z gnejsów drobno-słojowych w wyniku postępującej rekrystalizacji i feldspatytacji.

Gnejsy średnio- i grubooczkowo-słojowe według nomenklatury stosowanej przez Kozłowską-Koch (1965) odpowiadają gnejsom oczkowym, a w szczególności odmianie grubooczkowej, wielokrystalicznej. Mieszczą się one w obrębie większych grup skalnych wyróżnianych przez Berga (fig. 4) jako gnejsy głównie oczkowe, J. Szałamachę i M. Szałamachę (1968, 1971a,b) – gnejsy słojowo-oczkowe i K. Kozłowskiego (1974) – gnejsy porfiroblastyczne.

Omawiane skały stanowią grupę pośrednią łączącą gnejsy drobnooczkowo-słojowe z granitognejsami. Są najliczniej reprezentowaną odmianą gnejsów słojowych. Występują na badanym terenie na stokach Izerskiego Stogu i Łuźca oraz w Świeradowie Zdroju (por. fig. 5).

Makroskopowo skały te odznaczają się wyraźnie widocznymi oczkami skałeni o długości wahającej się od 0,5 do 8 cm i zwykle dużo mniejszymi, owalnymi, szarymi lub szarofioletowymi oczkami kwarcu o średnicy najczęściej od 0,5 do 1,0 cm. Fenokryształy i skupienia obu minerałów rozpychają lub przerywają ciągłość sąsiadujących z nimi lamin łuszczakowych (fig. 7b; pl. II, 1 i 2). Ich ułożenie względem tych lamin jest najczęściej niezgodne. Wewnątrz niektórych ziarn skałeni widoczne są niewyparte relikty pierwotnej kierunkowości skały. Kierunkowość tę nadają gnejsom, obok lamin łuszczakowych, równoległe do nich lecz mniej wyraźne, laminy zbudowane z jasnoszarego lub brunatnomiodowego, drobnoziarnistego kwarcu z rozsianymi pojedynczymi blaszkami mik.

Omawiane gnejsy różnią się między sobą liczbą oczek. Niekiedy dzielą je odległości kilku centymetrów, wtedy tkwią one w typowym drobnoziarnistym tle; w innych przypadkach występują tak gęsto, że poprzerywane laminy łuszczakowe zachowują się tylko fragmentarycznie, a drobnoziarniste tło skalne występuje jedynie w niewiel-

kich przestrzeniach pomiędzy fenokryształami. Takie skały tworzą już przejścia w granitognejsy.

Mikroskopowo gnejsy średnio- i grubooczkowo-słojowe charakteryzują się strukturą wybitnie heteroblastyczną i głównie granoblastyczną. Ich skład mineralny został przedstawiony w tabeli 1 (an. 6–16). Obraz mikroskopowy tych skał podobny jest do już opisywanych gnejsów słojowych z tą różnicą, że uległy one w większym stopniu pegmatytyzacji, a poszczególne procesy są w nich lepiej zaznaczone i bardziej zaawansowane. W ich drobnoziarnistym tle obok kwarcu występują ściśle z nim poprzerastane łyszczki, chloryt oraz rzadziej mętne plagioklasy i całkiem wyjątkowo – skalenie potasowe.

Oczka kwarcowe zbudowane są najczęściej z mozaikowo wygaszających agregatów (pl. II, 2), zlewających się niekiedy – wskutek dalszej rekrytalizacji – w kilka większych lub jedno duże ziarno (Q Ic) (pl. II, 3 i 4). Niekiedy wykazują one sinoniebieskawe zabarwienie oraz odznaczają się najczęściej spokojnym (rzadziej nieznacznie falistym) wygaszaniem światła. Wydaje się, iż ta odmiana kwarcu powstała też częściowo w wyniku metasomatozy. Niekiedy zluźnienia między fenokryształami skaleni wypełniają „żyłki” spokojnie wygaszającego kwarcu młodszej generacji (pl. II, 5).

Oczka skaleniowe reprezentowane są przez plagioklasy (8–33⁰/o An), mikroklin oraz rzadziej przez czysty, normalnie zbliźniony albit, a całkiem wyjątkowo – albit szachownicowy.

Plagioklasy, nieraz nieznacznie skatakazowane (pl. III, 1), ulegają silnej serycytyzacji, a następnie plamistej mikroklinizacji (pl. II, 5 i 6) prowadzącej do tworzenia się ziarn mikroklinu z licznymi reliktowymi perytami i wrostkami (pl. III, 2). Stopień trójskości mikroklinu wynosi od 0,68 do 0,78 (por. tab. 23). Mineral ten stopniowo oczyszcza się z reliktyw, ale najczęściej jeszcze przed ich całkowitym pozbyciem się atakowany jest przez metasomatyczne żyłki albitu (pl. III, 3 i 4). Postępująca plamisto-perytowa albityzacja nieraz doprowadza do powstania albitu plamistego, zawierającego liczne wrostki mikroklinu, a w przypadku dalszego oczyszczenia się z nich – albitu szachownicowego. Nieraz w tym ostatnim na tle gęstych i nieregularnych zbliźniaczeń albitowo-perykinowych zachowują się ślady zbliźniaczeń karlsbadzkich, charakteryzujących poprzedni mikroklin. Sporadycznie ziarna mikroklinu wykazują ślady postkrystalicznej kataklazy (pl. III, 4); spękania wypełnione bardzo drobnoziarnistym kwarcem i skaleniem

przerywają w nich ciągłość infiltracyjnych perytów albitowych.

Ziarna normalnie zbliźnionego i niezdeformowanego albitu (0–3⁰/o An) prawie nigdy nie zawierają wrostków innych minerałów, co sugeruje, że nie powstały jak oligoklaz w wyniku feldspatytacji mik i kwarcu ani wskutek rekrytalizacji albitu szachownicowego. Ich niemal zero-wa zawartość cząsteczki anortytowej charakterystyczna jest dla albitów metasomatycznych (Nowakowski 1976). Stanowią one najprawdopodobniej pseudomorfozy po wcześniejszych plagioklazach. Stosując metodę wymienionego autora dokonano próby odtworzenia pierwotnego składu plagioklazu sprzed albityzacji. Kąty między szwem zbliźniaczenia perykinowego a śladem łupliwości 001, mierzone na powierzchni 010 w niektórych z tych minerałów, wahają się w granicach od +9° do +12°. Pozwoliło to na określenie składu pierwotnego plagioklazu (Nowakowski 1976, fig. 10, s. 26), którym okazał się zasadowy oligoklaz i kwaśny andezyn.

W omawianych gnejsach poza łyszczkami występującymi w laminach oraz w drobnoziarnistym tle skalnym spotyka się pojedyncze, dobrze wykształcone i dowolnie zorientowane blaszki jasnej miki i rzadziej biotyту o pleochroizmie od α – słomkowego do $\beta = \gamma$ – czerwono-brunatnego. Łyszczki te – głównie biotyt – powstały najprawdopodobniej w okresie regionalnej, metasomatycznej albityzacji, gdy wypierane ze skał: potas, żelazo i magnez były wychwytywane przez okoliczne skały, w których tworzyły – łącząc się z miejscowymi składnikami – porfiroblastyczne płytki (M III i B II).

W jednym przypadku obserwowano ziarna turmalinu (szerlit) wypełniające spękania w mikroklinie, które niezgodnie przecinają występujące w tym mineralu infiltracyjne żyłki albitu.

Omawiane gnejsy stanowią odmiany: oligoklazową, mikroklinowo-oligoklazową, oligoklazowo-mikroklinową, mikroklinową i albitową (tab. 1, an. 6–16). Ich skład mineralny w klasyfikacji skał plutonicznych wykazuje zróżnicowanie od tonalitów, przez granodioryty, granity właściwe, granity alkaliczno-skaleniowe do kwarcowych sjenitów alkaliczno-skaleniowych (fig. 9a).

Figury 9b,c,d ukazują, iż w miarę wzrostu zawartości skaleni ubywa kwarcu i łyszczków; początkowo przybywał mikroklin kosztem plagioklazu, następnie albit kosztem mikroklinu. Wzrost skalenia potasowego, przy jednoczesnym ubytku plagioklazu, generalnie nie wpływał na

LEUKOGNEJSY SŁOJOWE

Według nomenklatury stosowanej przez K. Kozłowskiego (1974) leukognejsy słojuowe odpowiadają gnejsom leukokratycznym. Występują

głównie w pobliżu kontaktu gnejsów z leukogranitami oraz tworzą izolowane wkładki w gnejsach słojuowych (fig. 5). Najczęściej reprezentowane są przez leukognejsy drobnooczkowo-słojuowe.

Tabela 2

Skład mineralny leukognejsów słojuowych (% obj.)
Mineral composition of laminated leucogneisses (vol. %)

Nr analizy Analysis No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nr próby Sample No	559a-K	559b-K	553a-K	553c-K	557d-K	553b-K	556c-K	557e-K	558b-K	558a-K	337-Ż
Analizy chemiczne Chemical analyses											x
Kwarc Quartz	40,6	34,5	33,9	37,6	25,2	35,4	24,3	30,8	61,1	32,9	48,5
Plagioklaz Plagioclase	41,8	50,0	43,9	46,9	39,2	24,9	22,3	25,5	15,0	22,4	0,2
Albit szachownicowy Checked albite	—	2,6	4,9	2,8	6,6	3,7	1,8	2,0	6,1	28,7	0,4
Albit drobnoziarnisty Fine-grained albite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,8
Albit zbliźniaczony normalnie Normal albite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,4
% An w albicie % An in albite											6-8
Skaleń potasowy Potash feldspar	8,0	8,0	9,9	2,4	24,7	33,6	37,0	36,2	5,6	13,5	1,2
Muskowit Muscovite	7,9	1,5	6,7	4,4	2,8	1,6	12,0	4,5	11,2	2,5	7,6
Serycyt Sericite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Biotyt Biotite	1,7	1,8	0,7	2,8	1,0	0,8	1,7	+	1,0	+	—
Chloryt Chlorite	—	—	—	1,6	—	—	0,5	—	—	—	1,1
Cyrkon Zircon	+	+	+	+	—	+	—	+	—	—	—
Apatyt Apatite	+	0,8	—	1,0	0,5	—	0,4	0,5	+	+	0,5
Turmalin Tourmaline	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
Tlenki Fe Fe oxides	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	0,3

+ - ilości śladowe (traces).

Lokalizacja: Czarniawa Zdrój Górna, potok Czarniawka (NW stok Izerskiego Stogu).

Analizy: 1-10 wg K. Kozłowskiego (1974, tab. 6, s. 24), 11 wg autora pracy.

Localities: Czarniawa Zdrój Górna, the Czarniawka stream (NW slope of Izerski Stóg).

Analyses: 1-10 after K. Kozłowski (1974, tab. 6, p. 24), 11 by the present author

Leukognejsy słojuwe występujące w korycie potoku Czerniawka były badane przez K. Kozłowskiego (1974), który podał ich skład mineralny (tab. 2, an. 1–10) oraz ogólny opis. Skąły te megaskopowo podobne są do leukogranitów. Są jednak bogatsze w ciemny łyszczyk i często ujawniają dobrze widoczną teksturę kierunkową w postaci wyraźnego warstwowania.

Autor pracy w potoku Czerniawka napotkał odmianę nieco różniącą się od dotychczas opisywanych. Jest to skała niemal biała o strukturze bardzo drobnoziarnistej, a teksturze wyraźnie laminowanej. W obrazie mikroskopowym kierunkowość nadają jej cienkie laminy muskowitu oraz rzadziej chlorytu. Brak ciemnego łyszczyku można tłumaczyć jego całkowitą chlorytyzacją i muskowityzacją (jasna mika wykazuje niekiedy brunatne plamy). Nieraz występują naprzemianległe warstewki zbudowane z kwarcu i jasnej miki (pl. III. 5).

Skład mineralny tej skały przedstawiono w

tabeli 2 (an. 11). Jej tło buduje drobnoziarnisty kwarc (Q Ia) oraz albit (6–8% An). Oczka reprezentowane są przez spokojnie wygaszające agregaty kwarcowe (Q Ib) o średnicy do 5 mm, lub kwarcowo-albitowe oraz sporadycznie ziarna mikroklinu, przechodzące w albit szachownicowy.

Leukognejsy słojuwe tworzą dwie wyraźne grupy (fig. 12a). Część z nich odpowiada granodiorytom z przejściami do tonalitów (grupa I), część granitom właściwym (grupa II). Grupa pierwsza reprezentowana jest wyłącznie przez leukognejsy plagioklazowe, druga przez leukognejsy mikroklinowo-plagioklazowe, plagioklazowo-mikroklinowe i plagioklazowo-albitowe. Leukognejsy plagioklazowo-słojuwe (fig. 12b, grupa I) powstały w wyniku leukokratyzacji gnejsów plagioklazowo-słojuwych. Dopiero z tych skał rozwinęła się wskutek K-feldspatytacji grupa druga. Tylko niektóre leukognejsy zostały załbityzowane. Proce-sowi temu uległy leukognejsy słojuwe (grupa I), które nie ulegając K-feldspatytacji (lub ulegając

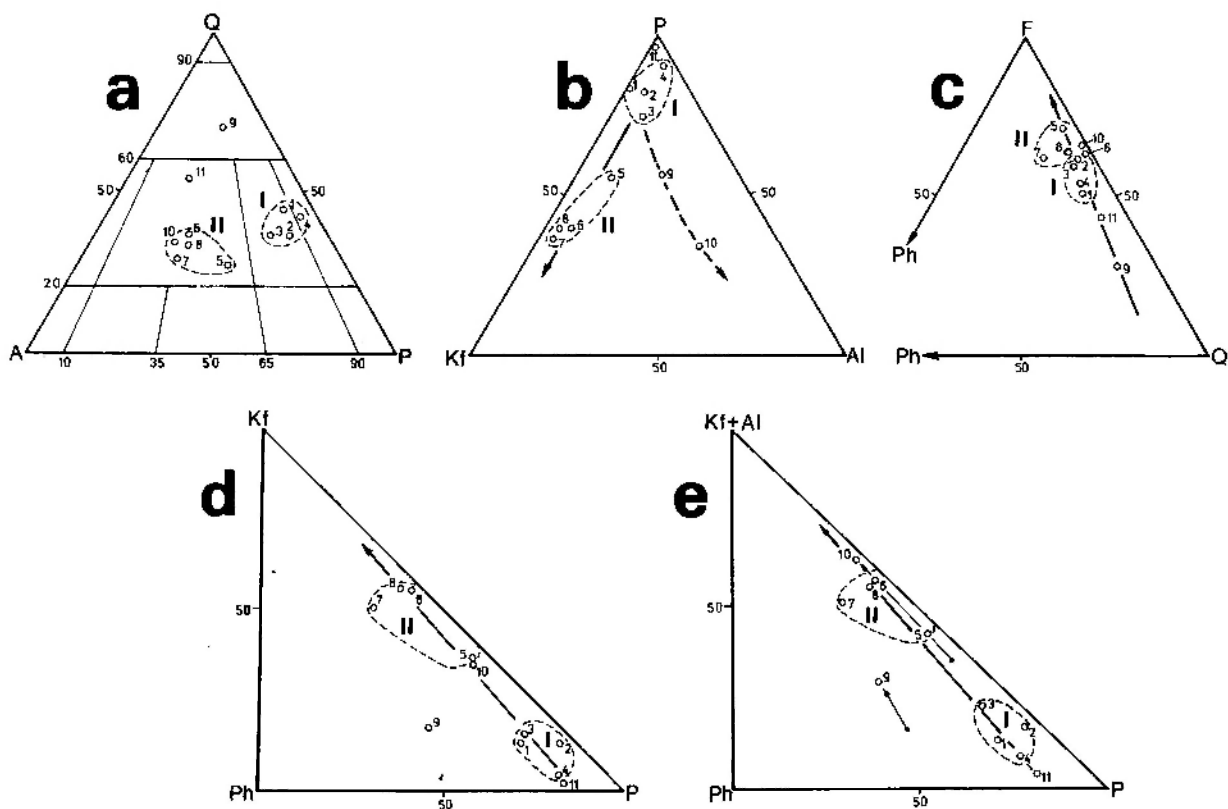


Fig. 12

Leukognejsy słojuwe w trójkątach (% obj.): a – klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych – Q-A-P; b – P-Kf-Al; c – F-Ph-Q; d – Kf-Ph-P; e – (Kf+Al)-Ph-P

Leukognejsy: I – plagioklazowe, II – plagioklazowo-mikroklinowe i plagioklazowo-albitowe (numery punktów projekcyjnych według tabeli 2); pozostałe objaśnienia na figurze 9 oraz w tekście

Laminated leucogneisses in diagrams (vol. %) a – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P; b – P-Kf-Al; c – F-Ph-Q; d – Kf-Ph-P; e – (Kf+Al)-Ph-P

I – plagioclase leucogneisses, II – plagioclase-microcline and plagioclase-albite leucogneisses (projection points numbers in accordance with table 2); remaining explanations in figure 9 and in the text

jej w niewielkim stopniu) bezpośrednio przeszły w leukognejsy albitowo-plagioklazowe i plagioklazowo-albitowe (fig. 12b, pkt. 9 i 10).

Figura 12c ukazuje, że w miarę wzrostu sumy skaleni ubywa łyszczyków i kwarcu. Główny spadek zawartości mik w skale miał miejsce w okresie blastezy plagioklazowej, gdyż mikroklinizacja i albityzacja wpłynęły tylko w niewielkim stopniu na zmniejszenie się ilości tych minerałów (fig. 12d,e). Można przypuszczać, że jeśli wzrastający mikroklin powodował zmniejszanie się zawartości łyszczyków, to ubytki te były rekompensowane przez muskowityzację biotyту oraz serycytazację plagioklazów, zakończoną rekrystalizacją serycytu w muskowitz.

Na figurze 12d i e widoczne jest, że leukognejsy słojuwe tworzą ciąg skał o postępującej mikroklinizacji plagioklazów. Porównanie obu trójkątów wykazuje, że skały te (z wyjątkiem pkt. 9 i 10) w niewielkim stopniu uległy albityzacji. Strzałki na figurze 12e pokazują drogę jaką przebyły punkty projekcyjne leukognejsów słojuwych (pkt. 9 i 10) podczas albityzacji mikroklinu (por. fig. 12d).

GNEJSY SMUŻYSTE

Gnejsy smużyste występują w szczytowych partiach Grzbietu Wysokiego oraz w Świeradowie Zdroju (fig. 5). Reprezentowane są przez gnejsy drobnosmużyste (bezoczkowe) oraz drobno-, średnio- i grubooczkowo-smużyste. W klasyfikacji Berga nie mają swego odpowiednika, w związku z czym nie były wyróżniane jako osobna grupa skalna. Według nomenklatury stosowanej przez J. Szałamachę i M. Szałamachę (1968, 1971a,b) gnejsy smużyste mieszczą się w obrębie dużej grupy skalnej wydzielonej pod nazwą: gnejsy drobnoziarniste z plastrowatymi skupieniami biotyту i pojedynczymi porfiroblastami skaleni, miejscami granity. Według nazewnictwa W. Smulikowskiego (1972) natomiast wchodzi w skład grupy skał zwanej: granity porfirowate o drobnoziarnistym tle z widoczną słabą kierunkowością.

Gnejsy drobnosmużyste i drobnooczkowo-smużyste są skałami drobnoziarnistymi o niezbyt wyraźnej kierunkowości (por. fig. 7c,d), nadawanej jedynie przez nieregularne, strzępiaste smugi biotyту-muskowitowe o długości od kilku do kilkudziesięciu milimetrów. Zwykle układają się one w płaszczyznach płasko-równoległych dając namiastkę, fragmentarycznie zaznaczających się, powierzchni foliacji. Na tych powierzchniach widoczna jest nieraz liniowa kierunkowość przypomi-

nająca rysy ślizgowe. W przypadku bardzo słabej kierunkowości lub jej całkowitego braku skały te przechodzą w drobnoziarniste (nieraz porfirowate) granitognejsy lub granity. Omawiane gnejsy zawierają niekiedy niewielkie (do 5 mm) oczka kwarcu i skaleni.

Mikroskopowo skały te wykazują struktury w różnym stopniu kataklastyczne i mylonityczne, często z wyraźnymi oznakami metablastezy. Ich skład mineralny przedstawia tabela 3 (an. 1-3).

Drobnoziarniste tło skalne składa się z silnie spękanych ziarn kwarcu, ksenoblastycznych, mętnych i niekiedy albitowo zbliżniaczonych ziarn oligoklazów (12-15% An), rzadziej albitu (6-8% An) oraz poprzerastanych z nimi ziarn skaleni potasowych, tylko niekiedy charakteryzujących się wyraźną kratą mikroklinową lub jeszcze rzadziej zbliżniaczeniami karlsbadzkimi. W tle skalnym występują też bezładnie rozsiane, postrzępione blaszki mik (głównie muskowitz M I i serycyt). Przestrzenie między ziarnami oraz spękania w minerałach wypełniają: chloryt, serycyt i związki Fe (pl. IV, 1).

Łyszczyki występują też w formie nieregularnych, porozrywanych i kierunkowo „wywalcowanych” skupień (pl. IV, 2). Formy te zbudowane są najczęściej ze ściśle pozazębionych ze sobą, popękanych, powyginanych i porozwarstwianych wzdłuż łupliwości blaszek biotyту (B I; pl. IV, 5), które tylko w niewielkim stopniu ulegają chlorytazacji i muskowitazacji. Blaszkę biotyту odznaczają się bogactwem wrostków cyrkonu, wśród których zdarzają się formy o elongacji dochodzącej do 6, oraz idioblastycznego apatyту i tlenków żelaza (pl. IV, 5). Muskowitz tworzy niekiedy większe, dowolnie zorientowane i niezaangażowane tektonicznie płytki (M II lub M III). Ich geneza jest podobna do genezy analogicznych form występujących w gnejsach słojuwych. Jasna mika ilościowo trzykrotnie przeważa nad ciemną.

W skale spotyka się niewielkie (od 1 do 5 mm) agregaty kwarcu oraz fenokryształów oligoklazów i mikroklinu. Dwa pierwsze z wymienionych minerałów zwykle noszą ślady silnej deformacji (pl. V, 3 i 4). Porfiroblasty oligoklazów zawierają liczne, niecałkowicie wyparte wrostki muskowitzu i kwarcu (pl. V, 2 i 3) oraz często ulegają wtórnej serycytazacji (pl. V, 1). Najczęściej nie zdeformowane ziarna mikroklinu zazwyczaj zawierają wrostki i relikty „żyłki” silnie zserycytazowanych plagioklazów (pl. V, 6) oraz przerosty kwarcu. Niezmiernie rzadko występują w nich infiltracyjne pertyty albitu szachowniczego. Sporadycznie spotyka się małe, czyste i nie

Skład mineralny gnejsów smużystych (‰ obj.)
Mineral composition of flaser (streaky) gneisses (vol. ‰)

Skaly Rocks	Gnejsy drobnosmużyste Fine-flaser gneisses			Gnejsy średnio- oczkowo-smużyste Medium-augen- -flaser gneisses		Gnejsy grubo- oczkowo-smużyste Coarse-augen- -flaser gneisses	
	1	2	3	4	5	6	7
Nr analizy Analysis No	1	2	3	4	5	6	7
Nr próby Sample No	96-Ż	473-Ż	32-Ż	399-Ż	441-Ż	729-Ż	54-1-Ż
Liczba szlifów Quantity of thin sections	1	1	3	1	2	1	1
Analizy chemiczne Chemical analyses		x	x	x	x		
Kwarc Quartz	42,7	37,5	42,2	33,1	30,4	35,3	34,9
Plagioklaz Plagioclase	16,0	4,5	+	10,2	7,9	22,5	2,9
‰ An w plagioklazie ‰ An in plagioclase	12–15	12–14		14–15	11–13	14–15	13–15
Albit szachownicowy Checkeded albite	–	–	0,5	3,3	2,7	–	–
Albit zbliźniaczony normalnie Normal albite	2,7	3,1	11,3	5,0	–	–	0,4
‰ An w albicie ‰ An in albite	0–2	0–1	6–8	0–5			5
Skaleń potasowy Potash feldspar	17,3	26,5	21,2	35,2	31,1	20,4	44,7
Muskowit Muscovite	15,8	17,7	17,5	10,2	8,7	8,9	14,0
Serycyt Sericite	–	2,6	2,5	0,6	5,0	0,3	0,3
Biotyt Biotite	4,7	6,1	4,4	0,8	10,6	5,7	2,5
Chloryt Chlorite	–	1,4	–	0,9	2,1	3,4	–
Cyrkon Zircon	0,3	0,4	–	–	0,3	–	–
Tytanit Titanite (sphene)	–	–	–	–	–	1,0	0,1
Apatyt Apatite	0,3	0,2	0,3	0,5	0,5	1,6	0,2
Tlenki Fe Fe oxides	0,2	+	0,1	0,2	0,7	0,9	–

+ – ilości śladowe (traces).

Lokalizacja: 1 – NW stok Izerskiego Stogu; 2 – Świeradów Zdrój, potok Mirotka; 3 – N stok Izerskiego Stogu; 4 – Czerniawa Zdrój, potok Czerniawka; 5 – szczytowe partie Izerskiego Stogu, potok Czerniawka; 6 – E stok Izerskiego Stogu, potok Świeradówka; 7 – SW stok Izerskiego Stogu
Localities: 1 – NW slope of Izerski Stóg; 2 – Świeradów Zdrój, the Mirotka stream; 3 – N slope of Izerski Stóg; 4 – Czerniawa Zdrój, the Czerniawka stream; 5 – vicinity of the Izerski Stóg summit, the Czerniawka stream; 6 – E slope of Izerski Stóg, the Świeradówka stream; 7 – SW slope of Izerski Stóg

Wszystkie analizy według autora pracy.

All analyses by the present author.

wykazujące śladów deformacji ziarna normalnie zbliżonego albitu (0-20% An).

Gnejsy drobnosmużyste przedstawione w tabeli 3 reprezentują odmiany: oligoklazowo-mikroklinową, mikroklinową i albitowo-mikroklinową. Ich skład mineralny odpowiada granitom właściwym (fig. 13a). Są najstarszą i najmniej zaawansowaną w ewolucji odmianą gnejsów smużystych. Prawie w ogóle nie uległy one regionalnej albityzacji (fig. 13b,c), a mikroklinizacja przebiegała w nich głównie w rezultacie wypierania oligoklazynu i kwarcu, przy stałej zawartości muskowitu (fig. 13g,i) i biotytu (fig. 13e,f). Ich kierunkowość jest pochodzenia mechanicznego (deformacyjnego).

Gnejsy średnio- i grubooczkowo-smużyste różnią się od odmian bezoczkowych i drobnoczkowych wielkością oraz liczbą fenokryształów skaleniny i kwarcu. Długość tabliczkowatych – rzadziej owalnych – skaleniny dochodzi do kilku centymetrów, natomiast średnica mniej licznych, zaokrąglonych, szarych lub sinoniebieskawych oczek kwarcu rzadko przekracza 1 cm. Często w skałach tych widoczne są pojedyncze, duże (średnica do 4 mm) i bezładnie rozmieszczone blaszki jas-

nej miki. Słabą kierunkowość nadają omawianym gnejsom wydłużone agregaty lyszczykowe. Liczba fenokryształów jest bardzo różna; niekiedy występują tak gęsto, że skały te przechodzą w średnio- i gruboziarniste granitognejsy lub przy całkowitym zatarciu kierunkowości – w granity izerskie.

Mikroskopowo gnejsy średnio- i grubooczkowo-smużyste wykazują struktury blastokataklastyczne i blastomylonityczne. Ich skład mineralny przedstawia tabela 3 (an. 4-7). Obraz mikroskopowy tych skał jest podobny do obrazu opisywanych już gnejsów drobnosmużystych i drobnoczkowo-smużystych. Najczęściej różnią się od nich większym zaawansowaniem procesu albityzacji, rekrytalizacji i pegmatytyzacji.

W skałach tych oprócz skatklazowanych ziarn i agregatów kwarcu (Q Ia,b) występują oczka tego mineralu (Q Ic) powstałe po głównej regionalnej kataklazie. Oczka te charakteryzują się spokojnym lub nieco falistym wygaszaniem światła oraz często szarofioletowym zabarwieniem. Niekiedy kwarc ten koroduje obok leżące ziarna mikroklinu, tworząc w nich metasomatyczne żyłki. Sporadycznie spotykany jest kwarc młodszej generacji (Q II lub Q III), który w

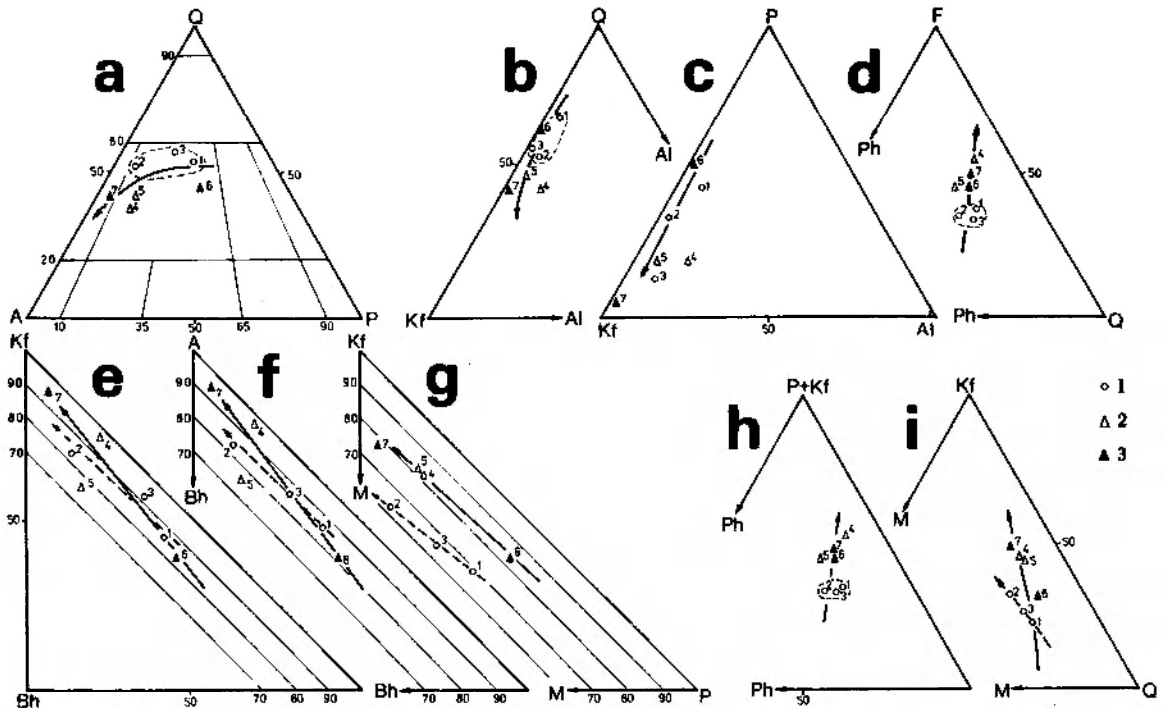


Fig. 13

Gnejsy smużyste w trójkątach (% obj.): a – klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych – Q-A-P; b – Q-Kf-Al; c – P-Kf-Al; d – F-Ph-Q; e – Kf-Bh-P; f – A-Bh-P; g – Kf-M-P; h – (P+Kf)-Ph-Q; i – Kf-M-Q

Gnejsy: 1 – drobnosmużyste; 2 – średniooczkowo-smużyste; 3 – grubooczkowo-smużyste (numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 3); pozostałe objaśnienia na figurze 9

Flaser gneisses in diagrams (vol. %): a – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P; b – Q-Kf-Al; c – P-Kf-Al; d – F-Ph-Q; e – Kf-Bh-P; f – A-Bh-P; g – Kf-M-P; h – (P+Kf)-Ph-Q; i – Kf-M-Q

Gneisses: 1 – fine-flaser; 2 – medium-augen-flaser; 3 – coarse-augen-flaser (projection points numbers in accordance with table 3); remaining explanations in figure 9

postaci spokojnie wygaszających światło żyłek wnika w różne minerały. Między innymi powoduje on korozję płytek porfiroblastycznego biotytu (B II; fig. 14) i rzadziej muskowitu (M II lub III).

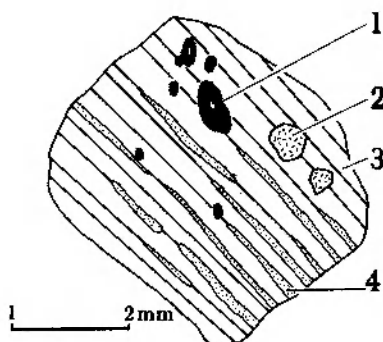


Fig. 14

Wypieranie (zgodnie z powierzchniami łupliwości) porfiroblastycznego biotytu II przez metasomatyczny kwarc II lub III; gnejs grubooczkowo-smużysty, SW stok Izerskiego Stogu, pr. 54-1-Ż

1 – cyrkon; 2 – apatyt; 3 – biotyt; 4 – metasomatyczny kwarc

Replacement of porphyroblastic biotite II by metasomatic quartz II or III along the cleavage; coarse-augen-flaser gneiss, SW slope of Izerski Stóg, sample 54-1-Ż

1 – zircon; 2 – apatite; 3 – biotite; 4 – metasomatic quartz

Błaszki łyszczyków pierwszej generacji (B I i M I) występują zazwyczaj w formie nieregularnych, kierunkowo wyciągniętych skupień (pl. IV, 3 i 4) i niemal zawsze noszą ślady tektonicznych deformacji. Silnie skatakazowane są też mętne porfiroblasty oligoklazau (pl. V, 5), choć sporadycznie spotyka się czyste plagioklasy (nieoznaczone) nie wykazujące deformacji. Należą one zapewne do młodszej generacji, gdyż minerał ten powoduje wypieranie niezdeformowanych blaszek muskowitu (M II lub M III), tworząc po nich pseudomorfozy (fig. 15).

W drobnoziarnistym tle omawianych skal występują niekiedy niewielkie i stosunkowo czyste ziarna skalenia potasowych z regularnymi mikropertytami przypominającymi struktury z odmieszania (pr. 14b-Ż i 441-Ż). Są one niezgodnie przecinane przez infiltracyjne żyłki albitu (fig. 16). W kilku ziarnach mikroklinu stwierdzono typowe, granofirowe przerosty kwarcu (np. pr. 399-Ż).

Wrostki cyrkonu w biotycie – obok ziarn owalnych – tworzą też formy słupkowe o elongacji od 4 do 15 (np. pr. 5-Ż). Sporadycznie spotykany turmalin (szerlit) zajmuje przestrzeń między ziarnami innych minerałów (pr. 6-Ż), natomiast andaluzyt (pr. 170-Ż) stwierdzono w odległości około 400 m na N od kontaktu gnej-

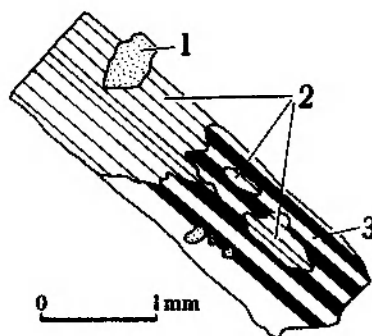


Fig. 15

Wypieranie porfiroblastycznego muskowitu III i kwarcu I przez plagioklaz w gnejsie grubooczkowo-smużystym; SW stok Izerskiego Stogu, pr. 54-1-Ż

1 – kwarc; 2 – muskowit; 3 – plagioklaz

Replacement of porphyroblastic muscovite III and quartz I by plagioclase in coarse-augen-flaser gneiss; SW slope of Izerski Stóg, sample 54-1-Ż

1 – quartz; 2 – muscovite; 3 – plagioclase

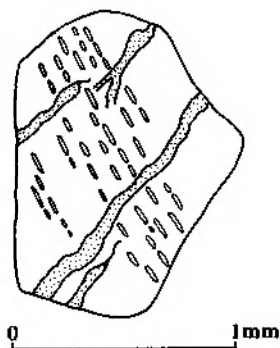


Fig. 16

Dwie generacje pertytów – pierwotnych z odmieszania i późniejszych infiltracyjnych – występujące w ziarnie skalenia potasowego w gnejsie średniooczkowo-smużystym; dolina potoku Świeradówka na E stoku Izerskiego Stogu, pr. 14b-Ż

Two generations of perthite – the primary dissolution perthite and the later infiltration one – within a potash feldspar grain in medium-augen-flaser gneiss; the Świeradówka stream valley, at E slope of Izerski Stóg, sample 14b-Ż

sów izerskich z intruzją granitoidów Karkonoszy, gdzie powstał wskutek jej termicznego oddziaływania na skały osłony.

Gnejsy średnio- i grubooczkowo-smużyste reprezentują różne stadia ewolucji. W pewnych rejonach zatrzymały się w rozwoju na etapie mikroklinizacji oligoklazau, w innych natomiast wykazują wyraźne wpływy albityzacji mikroklinu, aż po wykształcenie się czystych ziarn albitu szachownicowego włącznie. Skały te przedstawione w tabeli 3 (an. 4–7), reprezentują odmiany: oligoklazowo-mikroklinowe, mikroklinowo-oligoklazowe i mikroklinowe. Swym składem mineralnym odpowiadają granitom właściwym, a sporadycznie granitom alkaliczno-skaleniovym

MINERAŁY MINERALS	PROCESY PROCESSES								
	SEDYMENTACJA SEDIMENTATION	METAMORFIZM REGIONALNY INTRUZYJA REGIONAL METAMORPHISM INTRUSIONS	REKRYSZTAŁIZACJA FELDSPATYZACJA RECRYSTALLIZATION FELDSPATHIZATION	REGIONALNA DIAFOTREZA REGIONAL DIAPHTHORESIS	MIKROKLINIZACJA PEGMATYZACJA MICROCLINIZATION PEGMATIZATION	REGIONALNA METASOMATOZA REGIONAL METASOMATISM	LOKALNA DEFORMACJA LOCAL DEFORMATION	LOKALNA METASOMATOZA LOCAL METASOMATISM	METAMORFIZM KONTAKTOWY CONTACT METAMORPHISM
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
KWARC Quartz		■■■■■ Q I ■■■■			■■■■■		■■■■■ III		
PLAGIOKLAZ > 5% An Plagioclase > 5% An		■■■■■						■■■■■	
SKALEŃ POTASOWY K-feldspar		■■■■■			■■■■■				
ALBIT zbliż. normalnie Normal albite						■ (c) ■		■■■■■	
ALBIT szachownicowy Checked albite						■ (d) ■			
BIOTYT Biotite		■■■■■ B I ■■■■	■■■■■			■■■■■ B II ■■■■			
MUSKOWIT Muscovite		M I ?		■■■■■	■■■■■ M II ■■■■ ■■■■■ M III ■■■■			■■■■■ M IV ■■■■	
SERYCYT Sericite			■■■■■ (e) ■■■■				■■■■■ (f) ■■■■		
CHLORYT Chlorite			■■■■■				■■■■■ (g) ■■■■		
CYRKON Zircon		■■■■■							
APATYT Apatite		■■■■■							
TYTANIT Titanite (sphene)		■■■■■							
TLENKI Fe Fe oxides		■■■■■		■■■■■					■■■■■
TURMALIN Tourmaline						■■■■■			
ANDALUZYT Andaluzite									■■■■■

Fig. 17
Schemat sukcesji mineralnej w gnejsach smużystych; objaśnienia na figurze 11 oraz w tekście
Mineral succession scheme for flaser gneisses; explanations in figure 11 and in the text

(fig. 13a). Figury 13b-d ukazują, że w miarę wzrostu zawartości plagioklazów i mikroklinu, ubywa kwarcu i łyszczyków. Przyrost mikroklinu powoduje spadek ilości plagioklazów. Na zmniejszanie się zawartości łyszczyków nie miała wpływu albityzacja (por. figury 13d i 13h oraz 13e i 13f), a ubytek mik dotyczy głównie biotytu (por. figury 13d,h oraz 13i, jak również 13f i 13g).

Na podstawie następstwa obserwowanych zjawisk i współzależności między minerałami dokonano próby przedstawienia schematu sukcesji mineralnej w gnejsach smużystych (fig. 17).

ONEJSY PRĘTOWE

Na obszarze bloku izerskiego gnejsy te nie były dotychczas wyróżniane. Stwierdzono je w luźnych blokach w przyszczytowych partiach Łuźca. Stanowią one odmianę gruboprętową; średnica prętów waha się od kilku do kilkunastu centymetrów (fig. 7g). Wydaje się, że ich charakterystyczna oddzielność spowodowana jest krzyżowaniem się powierzchni foliacji z kilkoma ze-

społami splekań. Tekstury te rozwinęły się w gnejsach grubooczkowo-słojowych oraz dużo rzadziej – w gruboziarnistych granitognejsach.

GRANITOGNEJSY

Reprezentowane są przez granitognejsy drobno-, średnio- i gruboziarnisto-porfirowate oraz równo-gruboziarniste. W terenie nie natrafiono na pozostałe możliwe ich odmiany: równo-drobnoziarniste i równo-średnioziarniste. Stwierdzone odmiany granitognejsów podzielono na dwie grupy.

Granitognejsy drobnoziarniste występują na badanym obszarze w szczytowych partiach Grzbietu Wysokiego (fig. 5), najczęściej w towarzystwie gnejsów drobnosmużystych, droбноoczkowo-smużystych i drobnoziarnistych granitów, do których tworzą płynne, trudno uchwytnie przejścia. Od wymienionych odmian gnejsów smużystych różnią się makroskopowo jedynie słabszą, nieraz ledwie dostrzegalną, kierunkowością. J. Szalamacha i M. Szalamacha (1968,

1971a,b) oraz W. Smulikowski (1972) omawiane granitognejsy zaliczają do tych samych grup skalnych, w obrębie których znalazły się również gnejsy smużyste.

Obraz mikroskopowy drobnoziarnistych granitognejsów jest identyczny, jak opisywanych już gnejsów drobnosmużystych i droбноoczko-smużystych. Ich skład mineralny przedstawia tabela 4 (an. 1–3). Kataklaza i w mniejszym stopniu mylonityzacja objęły drobnoziarniste tło skał, biotytowe (B I) i kwarcowe (Q Ib) agregaty oraz fenokryształy oligoklazau (pl. VI, 1). W tle, obok mętnych plagioklazów, często występują osobniki czyste, prawidłowo wykształcone, z dużą ilością

zbliźniaczeń. W niektórych niewielkich ziarnach skaleni potasowych stwierdzono przerosty pismo-we kwarcu, przypominające przerosty eutektyczne (np. pr. 294-Ż). W jednej z prób obserwowano metasomatyczne turmalinowe infiltracje ziarn mikroklinu (pl. VI, 2). Nieraz minerał ten wypełnia zluźnienia międzyziarnowe oraz powstaje kosztem kataklastycznej masy (pl. VI, 3). Turmaliny widoczne są też makroskopowo w postaci nieregularnych, ciemnych smużek o długości do kilkunastu centymetrów. Powszechnym procesem jest muskowityzacja biotyту (B I); która postępuje od brzegów blaszek. Większość jasnej miki (M II) charakteryzuje się brunatnymi plamami i niewy-

Tabela 4

Skład mineralny granitognejsów izerskich (‰ obj.)
Mineral composition of Iżera granite-gneisses (vol. ‰)

Skały Rocks	Granitognejsy drobno- ziarnisto-porfirowate Fine-grained-porphyraceous granite-gneisses			Granitognejs średnioziarnisto- porfirowaty Medium-grained -porphyraceous granite-gneiss	Granitognejsy równo-gruboziarniste Coarse-grained- isogranular granite-gneisses		
	1	2	3	4	5	6	7
Nr analizy – Analysis No	1	2	3	4	5	6	7
Nr próby Sample No	53-Ż	123-Ż	294-Ż	579-Ż	446-Ż	1 S 124-KK	
Liczba szlifów Quantity of thin sections	2	1	1	1	2		
Analizy chemiczne Chemical analyses				x	x	x	
Kwarc Quartz	42,5	43,4	20,7	20,3	36,2	33,0	
Plagioklaz Plagioclase	20,0	12,2	18,0	10,5	15,7	–	
% An w plagioklazie % An in plagioclase	n.o.	17	28	14-15	12		
Albit szachownicowy Checked albite	–	–	1,4	39,1	0,9	–	
Albit zbliźniaczony normalnie Normal albite	–	–	–	–	–	10,3	
% An w albicie % An in albite						7	
Skaleń potasowy Potash feldspar	26,2	30,5	45,0	15,1	34,6	51,1	
Analizy Rtg K-skaleń X-ray analyses of Kfs				x			
Muskowit Muscovite	3,0	9,2	6,2	11,7	1,9	3,0	

c.d. tab. 4

	1	2	3	4	5	6	7
Serycyt		+	0,2	1,2	2,4	6,3	–
Sericite							
Biotyt		2,5	3,5	5,5	+	1,5	1,2
Biotite							
Chloryt		+	0,8	1,2	0,4	2,5	0,8
Chlorite							
Pinit		–	–	–	0,5	–	–
Pinite							
Cyrkon		–	+	–	+	0,1	+
Zircon							
Apatyt		+	+	0,4	–	0,3	+
Apatite							
Turmalin		5,7	–	–	–	–	–
Tourmaline							
Tłenki Fe		0,1	0,2	0,4	+	–	0,2
Fe oxides							

+ – ilości śladowe (traces); n.o. – nie oznaczono (not determined).

Lokalizacja: 1 – SW stok Izerskiego Stogu; 2 – szczytowe partie góry Smrk; 3 – NE stok Izerskiego Stogu; 4 – okolice Polany Izerskiej, potok Mokrzyca; 5 – NW stok Izerskiego Stogu, górny bieg potoku Czerniawka; 6 – Świeradów Zdrój, koryto rzeki Kwisy w okolicach ujścia potoku Mirotki.

Localities: 1 – SW slope of Izerski Stóg; 2 – Mount Smrk, near the summit; 3 – NE slope of Izerski Stóg; 4 – vicinity of Polana Izerska, the Mokrzyca stream; 5 – NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream head; 6 – Świeradów Zdrój, the Kwisa river bed at the Mirotki mouth.

Analizy: 1-5 – według autora pracy; 6 – według K. Smulikowskiego (1958a, tab. 2, s. 22) i Kozłowskiej-Koch (1965, tab. 14, s. 214-215).

Analyses: 1-5 – by the present author; 6 – after K. Smulikowski (1958a, tab. 2, p. 22) and Kozłowska-Koch (1965, tab. 14, p. 214-215).

partymi relikdami biotyту. Część muskowitu tworzy się też w wyniku rekrystalizacji serycytu powstającego kosztem plagioklazów. Wydaje się, że pierwotnie skały te zawierały spośród łuszczyków wyłącznie lub prawie wyłącznie biotyt.

Wszystkie drobnoziarniste granitognejsy reprezentowane są przez odmianę plagioklazowo-mikroklinową. Ich skład mineralny odpowiada granitom właściwym (fig. 18a, pole I). Duże skoncentrowanie punktów projekcyjnych tych skał (fig. 18) nasuwa przypuszczenie, że ich obecny skład mineralny niewiele odbiegł od składu skały wyjściowej.

Granitognejsy średnio- i gruboziarniste stanowią na badanym obszarze jedną z podstawowych grup skalnych. Najczęściej spotykane są w szczytowych partiach Izerskiego Stogu i Łużca oraz w dolinie rzeki Kwisy (fig. 5). Ogólnie odpowiadają skałom określanym przez Berga (1912) oraz innych autorów mianem granitognejsów (por. fig. 7e, f).

Makroskopowo charakteryzują się bardzo słabą, reliktową kierunkowością wyrażoną przez szczytkowo zachowane lub kierunkowo wyciągnięte agregaty łuszczykowe oraz rzadziej – laminarną segregację kwarcu. Ze względu na ich ho-

mofaniczną strukturę (Sederholm 1923) można zaliczyć je do gnejsów homofanicznych (*sensu* Mehnert 1962). Stanowią grupę skał łączącą grubooczkowe odmiany gnejsów słojoych i smużystych, ze średnio- i gruboziarnistymi granitami izerskimi. Procesy rekrystalizacji, metasomatozy i pegmatytyzacji spowodowały w nich niemal całkowite zatarcie pierwotnych struktur i tekstur, tak że stosunkowo trudno udaje się określić ich pochodzenie, czyli odpowiedzieć na pytanie, czy powstały one z gnejsów słojoych czy smużystych. Niekiedy w odsłonięciach lub w większych blokach skalnych można obserwować bezpośrednio, stopniowe przejścia wymienionych gnejsów w granitognejsy. W takich przypadkach ich pochodzenie jest niewątpliwe. Na podstawie szczegółowych obserwacji terenowych i badań laboratoryjnych autor skłania się do przypuszczenia, iż większość granitognejsów średnio- i gruboziarnistych, występujących w dolinie Kwisy, powstała z gnejsów słojoych; natomiast w szczytowych partiach Izerskiego Stogu i Łużca – z gnejsów smużystych.

Mikroskopowo przebadano granitognejsy z 14 różnych punktów terenu oraz uwzględniono ich opisy z przełomu Kwisy w Świeradowie

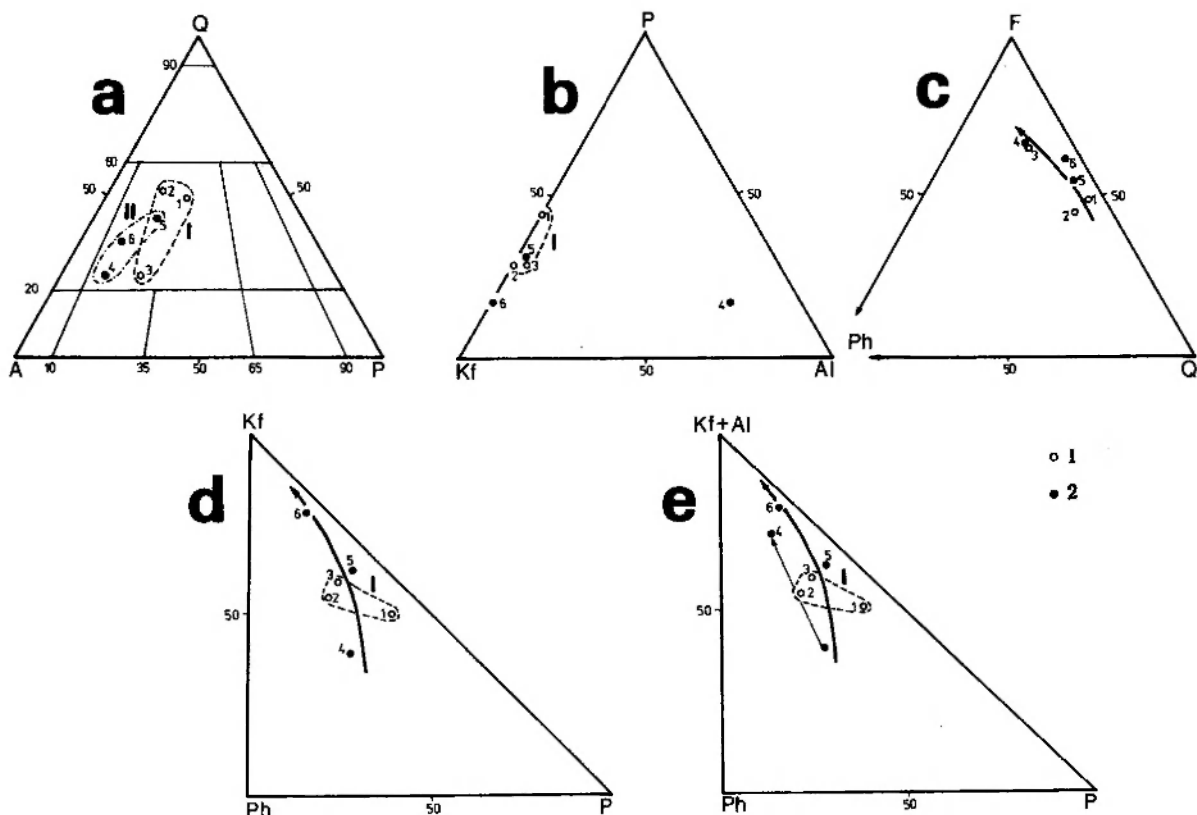


Fig. 18

Granitognejsy izerskie w trójkątach (% obj.): *a* – klasyfikacyjnym dla skal plutonicznych – Q-A-P; *b* – P-Kf-Al; *c* – F-Ph-Q; *d* – Kf-Ph-P; *e* – (Kf+Al)-Ph-P

Granitognejsy: *1* – drobnoziarniste (pole I); *2* – średnio- i gruboziarniste (pole II); numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 4; pozostałe objaśnienia na figurze 9 oraz w tekście

Izera granite-gneisses in diagrams (vol. %) : *a* – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P; *b* – P-Kf-Al; *c* – F-Ph-Q; *d* – Kf-Ph-P; *e* – (Kf+Al)-Ph-P

Granite-gneisses: *1* – fine-grained (region I); *2* – medium- and coarse-grained (region II); projection points numbers in accordance with table 4; remaining explanations in figure 9 and in the text

Zdroju (K. Smulikowski 1958a; Kozłowska-Koch 1965). Analizy mikrometryczne wybranych skal przedstawiono w tabeli 4 (an. 4–6).

W obrazie mikroskopowym badane granitognejsy nie wykazują żadnej kierunkowości. Udział kataklastycznego tła skały jest bardzo niewielki. Spotyka się jego relikty między stykającymi się ze sobą fenokryształami lub jako wrostki w agregatach i oczkach kwarcu (Q I) oraz porfiroblastach plagioklastu (7–17% An) i rzadziej mikroklinu. Pod względem zaawansowania poszczególnych procesów skały te nie różnią się od gnejsów grubooczkowo-słojowych i grubooczkowo-smużystych. Reprezentują na ogół etap rozpoczynającej się, pertytowej albityzacji mikroklinu (stopień uporządkowania struktury tego minerału wynosi: 0,68 – pr. 579-Ż; por. tab. 23). Tylko wyjątkowo proces ten doprowadza do powszechnego zastępowania ziarn tego minerału przez albit szachownicowy. W takich przypadkach za-

wartość mikroklinu w skale wyraźnie spada (por. tab. 4, an. 4; też fig. 18*d,e* – pkt. 4).

Do minerałów, nie wykazujących oznak deformacji lub wyjątkowo wykazujących jej słabe oznaki, należą: zrekrytalizowane oczka kwarcu (Q Ic), nieraz zawierające wrostki skataklastycznego oligoklastu lub fragmenty lamin biotytowo-chlorytowych; fenokryształy mikroklinu; pomikroklinowe paragenezy albitu szachownicowego oraz porfiroblastyczne płytki lyszczyków (B II oraz M II i III), które niekiedy atakowane są zgodnie z łupliwością przez kwarc młodszej generacji (pl. VI, 4). Kwarc ten wypełnia też spękania w porfiroblastach mikroklinu lub sporadycznie tworzy żyłki, układające się zgodnie z płaszczyznami zrostu w karlsbadzko zbliżniaczonych skałeniach potasowych.

W jednej z płytek cienkich (pr. 579-Ż) stwierdzono drobnołuseczkowe agregaty chlorytowo-pinitowe, tworzące pseudomorfozy prawdo-

podobnie po kordierycie. W kilku próbach, pobranych z okolic kontaktu bloku izerskiego z masywem Karkonoszy, występuje andaluzyt.

Granitognejsy z przełomu Kwisy w Świeradowie Zdroju (tab. 4, an. 6) K. Smulikowski (1958a, s. 20 i 21) zaliczył do zdeformowanych skał intruzywnych. Kozłowska-Koch (1965, s. 176) tę samą skałę zaliczyła do suprakrustalnych. Na podstawie obecności drobnych, zgodnych i w różnym stopniu sfeldspatyzowanych łupków biotytowych zamkniętych w granitognejsach autorka ta stwierdziła, że skały te powstały wskutek granityzacji łupków. Powyższe pochodzenie granitognejsów z przełomu Kwisy w pełni potwierdzają badania autora niniejszej pracy. Podobny charakter mają również granitognejsy z potoku Mokrzyca w okolicach Polany Izerskiej, w których stwierdzono fragmentarycznie zachowane powierzchnie foliacji o orientacji: 340/65 oraz zgodne z nimi wkładki łupków kwarcowo-chlorytowych, kwarcytów i gnejsów średniooczkowo-słojowych.

Granitognejsy przedstawione w tabeli 4 (an. 4-6) reprezentują odmiany: plagioklazowo-mikroklinową i mikroklinowo-albitową. Ich skład mineralny odpowiada granitom właściwym (fig. 18a, pole II). Wzrost zawartości sumy skaleni nie wpływał w tych skałach na większe zmiany ilości łuszczyków (fig. 18c,d). Granitognejsy te w minimalnym stopniu uległy albityzacji (fig. 18b,e); wyjątek stanowi granitognejs z Polany Izerskiej (fig. 18b,e; pkt. 4). Strzałka na figurze 18e wskazuje drogę, jaką przebył punkt projekcyjny tej skały po zastąpieniu części mikroklinu przez albit szachownicowy.

LEUKOGRANITOGNEJSY

Leukogranitognejsy występują głównie w pobliżu kontaktu gnejsów i granitów izerskich z leżącymi bardziej na północ leukogranitami. Niekiedy tworzą izolowane wystąpienia wśród gnejsów i granitognejsów izerskich. Są to zazwyczaj leukogranitognejsy drobnoziarniste lub drobnoziarnisto-porfirowate (fig. 6, pr. 21). Średnica fenokryształów w tych ostatnich, nie przekracza 2 mm. Makroskopowo przypominają one granitognejsy drobnoziarnisto-porfirowate, z tym że są od nich jaśniejsze. Ich obraz mikroskopowy również niewiele różni się od powyższych skał. Są one blastokataklastycznymi. Z łuszczyków występuje w nich muskowit oraz wtórny, pobiotytowy chloryt. Ciemna mika należy do rzadkości. Skalenie potasowe nie zawierają albitowych perytów.

Wydaje się, że leukokratyzacja omawianych skał nastąpiła głównie w wyniku daleko posuniętej chlorytyzacji i przypuszczalnie muskowitzacji biotyty. Na zmniejszenie się zawartości tego minerału miała też wpływ metablasteza oligoklazu i mikroklinu.

GRANITOIDY

Na obszarze górskiego masywu Izerskiego Stogu występują dwie odrębne grupy granitoidów: przedwaryscyjskie (izerskie) oraz waryscyjskie (Karkonoszy). Przedmiotem niniejszej pracy są tylko granitoidy izerskie współwystępujące i ściśle genetycznie związane z gnejsami i granitognejsami bloku izerskiego. Granitoidy te, by zachować ciągłość przyjętego podziału opartego głównie na kryteriach teksturalno-strukturalnych (Żaba 1982), w dalszej części pracy będą nazywane granitami. Na opracowywanym obszarze wydzielono granity (mezogranity) i leukogranity.

GRANITY IZERSKIE

Nazwa „granity izerskie” określa wszystkie przedwaryscyjskie mezogranity bez względu na zabarwienie występującego w nich kwarcu. Tak zwane „granity rumburskie” traktowane są jako jedna z odmian granitów izerskich (por. Żaba 1982).

Granity drobnoziarniste występują na badanym terenie w szczytowych partiach Grzbietu Wysokiego (fig. 5), najczęściej w towarzystwie gnejsów drobnosmużystych, drobnooczkowo-smużystych i drobnoziarnistych granitognejsów, z którymi tworzą płynne, trudno uchwytnie przejścia. Stanowią one odmianę wymienionych skał, w której deformacje nie doprowadziły do wykształcenia się tekstur kierunkowych. Granity drobnoziarniste w miarę wzrastania ilości i rozmiarów fenokryształów stopniowo przechodzą w odmiany średnio- i gruboziarniste. J. Szalamacha i M. Szalamacha (1968, 1971a,b) oraz W. Smulikowski (1972) granity te zaliczają do tych samych grup skalnych, w obrębie których znalazły się też gnejsy smużyste i drobnoziarniste granitognejsy.

Drobnoziarniste granity przebadano mikroskopowo z 15 różnych punktów terenu. Analizy mikrometryczne wybranych skał przedstawiono w tabeli 5 (an. 1-3). W obrazie mikroskopowym wykazują one struktury kataklastyczne lub blastokataklastyczne.

Skałami zdecydowanie najmniej zmienionymi są granity równo-drobnoziarniste (pr. 8a-Ż, 527-

-1-Ż). Zbudowane są one ze skataklastycznych ziarn kwarcu, olioklazu i w mniejszej ilości – skalenia potasowego. Skalenie nie wykazują wzrostków ani infiltracyjnych pertytów, natomiast często charakteryzują się zbliżeniami albitowymi, karlsbadzkimi i karlsbadzko-albitowymi. W niektórych ziarnach K-skaleń obserwowano drobne pertyty przypominające struktury eutektyczne. Biotyt przeszedł całkowicie w agregaty zielonawego chlorytu. W skałach tych nie stwierdzono muskowitu.

Granity drobnoziarnisto-porfirówate mikroskopowo niczym nie różnią się od gnejsów drobno-smużystych, drobnooczkowo-smużystych i drobnoziarnistych granitognejsów. W pewnych punktach terenu ich rozwój zatrzymał się na etapie mikroklinizacji oligoklaz (pl. VI, 5), w innych – zastępowania mikroklinu przez albit szachownicowy (pl. VII, 1) lub tworzenia się paragenez albitu (0–2% An) po oligoklazie. Stopień uporządkowania struktury mikroklinu wynosi 0,62 (por. tab. 23). Liczne złużnienia intergranularne i spękania w ziarnach (najczęściej mikroklinu) wykorzystują tlenki Fe, chloryt, spokojnie wygaszający światło kwarc młodszej generacji (np. pr. 443-Ż) oraz niekiedy turmalin (pr. 8c-Ż, 443-1-Ż).

Turmaliny występują też w postaci nieregularnych, najczęściej zdyslokowanych „żyłek” o grubości od kilku do kilkunastu milimetrów. Mikroskopowo zbudowane są one z turmalinu oraz podrzędnie z kwarcu, muskowitu i prawidłowo wykształconych słupków apatyty o średnicy dochodzącej do 1,5 mm. Ziarna turmalinu zwykle są silnie spękanymi; ulegają rozpadowi na mniejsze elementy oddzielone kwarcem i drobnołuseczkowym muskowitem. Ten ostatni rekrystalizuje w większe płytki (M IV).

W omawianych skałach często występują duże (do 0,5 cm średnicy) płytki porfiroblastycznego biotyty (B II). Zazwyczaj nie wykazują one tektonicznych deformacji (pl. VII, 2), jednak niekiedy zdarzają się blaszki wygięte lub rozwarstwione wzdłuż łupliwości (pl. VII, 3).

Granity drobnoziarniste (tab. 5) reprezentowane są przez odmiany: oligoklazowo-mikroklinową, albitowo-oligoklazowo-mikroklinową i albitowo-mikroklinową. Ich skład mineralny odpowiada głównie granitom właściwym z przejściami do granitów alkaliczno-skaleńowych (fig. 19a). Na figurze 19e strzałkami zaznaczono drogę, jaką przeszły punkty projekcyjne tych skał (pkt. 2 i 3) wskutek albityzacji mikroklinu (por. fig. 19d).

Granity średnio- i gruboziarniste występują w różnych punktach na całym badanym obszarze. Stanowią jedną z podstawowych grup skalnych (fig. 5). Reprezentowane są najczęściej przez odmiany porfirowate, rzadziej równoziarniste. Według klasyfikacji stosowanej przez Berga (por. fig. 4) odpowiadają gnejsom granitowo-ziarnistym. Przez innych autorów skały tego typu nazywane są granitami rumburskimi lub izerskimi.

Granity te makroskopowo najbardziej przypominają granitognejsy średnio- i gruboziarniste (gnejsy homofaniczne), nie wykazują jednak kierunkowości. Niekiedy w odsłonięciach lub w większych blokach skalnych można obserwować bezpośrednie przejścia omawianych granitów w gnejsy grubooczkowo-słojowe, grubooczkowo-smużyste i najczęściej granitognejsy. Procesy rekrystalizacji, feldspatyzacji, pegmatytyzacji i metasomatozy spowodowały w nich niemal całkowite zatarcie wcześniejszych struktur i tekstur. Struktury te widoczne są nieraz podczas badań mikroskopowych. Przez analogię do gnejsów homofanicznych omawiane skały zaliczono do granitów homofanicznych.

Badania mikroskopowe przeprowadzono na próbach pochodzących z 20 różnych punktów terenu. Analizy mikrometryczne wybranych skał przedstawiono w tabeli 5 (an. 4–13). Mikroskopowo są one nieodróżnialne od granitognejsów średnio- i gruboziarnistych. Poniżej przedstawiono tylko te zjawiska, które mają miejsce tylko w tych skałach lub zaznaczają się w nich szczególnie wyraźnie.

Myrmekit występuje w postaci przerostów kwarcu i plagioklaz na granicy ze skaleniem potasowym (np. pr. 11-Ż, 149-Ż). Tworzy najczęściej zatoki wychodzące ze skataklastycznych i zsercytyzowanych ziarn oligoklaz w obręb skalenia potasowego (pl. VII, 4). Zatoki te przerosnięte są robaczkowatymi, rozgałęziającymi się lub ułożonymi wachlarzowato, żyłkami kwarcu (rabydymi). Obserwowane myrmekity mają charakter infiltracyjny. Są one produktem reakcji wymiennych zachodzących między plagioklazem i młodszym od niego K-skaleniem. Według nomenklatury wprowadzonej przez Sederholma (1916), stanowią one utwory synantetyczne, przyjmujące postać symplektytów.

Przerosty pismowe (mikropismowe) podzielono na dwie genetyczne grupy: struktury eutektyczne oraz infiltracyjne (Żaba 1984c).

Przerosty grupy pierwszej obserwowano niemal wyłącznie w granitach średnioziarnistych w niewielkich ziarnach skaleń potasowych, nie za-

Tabela 5

Skład mineralny ganiów izerskich (% obj.)
Mineral composition of Izera granites (vol. %)

Skaly Rocks	Granity drobnoziarnisto- -porfirowate Fine-grained-porphyr- aceous granites	Granity równno-śred- nioziarniste Medium-grain- ed-isogra- nular granites	Granity średnioziarnisto- -porfirowate Medium-grained-porphyr- aceous granites	Granity równno-gruboziarniste Coarse-grained-isogranular granites
Nr analizy Analysis No	1 2 3	4	5 6 7	8 9 10 11 12 13
Nr próby Sample No	443-2Ż 89-Ż 443-1Ż	127-Ż	149-Ż 241-Ż 469-Ż	716-Ż 42-7 310-7 167-Ż 193-Ż 712-Ż
Liczba szlifów Quantity of thin sections	2 1 1	2	1 1 1	1 1 1 1 1 2 1
Analizy chemiczne Chemical analyses	x	x	x x	x x x
Analizy spektralne Spectral analyses	x		x	x x x
Kwarc Quartz	18,6 39,8 36,0	41,2	31,8 42,7 38,7	35,9 15,7 46,9 16,9 27,0 9,6
Plagioklaz Plagioclase	8,7 0,9 12,4	12,1	20,9 18,1 8,8	8,1 16,2 17,3 9,1 2,4 -
% An w plagioklazie % An in plagioclase	12-14 11-12 15-16	17	12-14 8-17 10-12	9-12 13-15 15 14-17 n.o.
Albit szachownicowy Checked albite	1,2 - 14,3	3,6	2,2 4,2 0,5	- - 0,8 - 2,5 -
Albit w spękaniaach Albite in cracks	0,4 - 1,5	-	0,2 - -	- - - - -
Żyłki albitu w mikroklinie Albite veins in microcline	- - -	-	1,5 - -	- - - - -
Albit zbliżony normalnie Normal albite	- 10,8 -	-	- - -	- - 1,0 - - 4,9
% An w albitcie	0-2			3-5 0-1

% An in albite	44,5	29,8	18,1	30,0	25,5	26,3	26,1	7,5	35,5	19,2	64,2	31,2	57,4
Skaleń potasowy	x					x		x		x			x
Potash feldspar													
Analizy Rtg K-skaleń	1,2	8,0	+	1,7	2,5	4,2	—	22,6	6,6	3,6	6,5	1,8	0,7
X-ray analyses of Kfs													
Muskowit	12,3	4,4	7,4	4,5	4,9	1,2	8,7	8,0	0,3	2,6	1,1	19,0	1,0
Muscovite													
Serycyt	12,4	5,5	10,6	3,7	8,4	2,8	11,2	14,8	10,5	2,5	1,2	13,3	0,4
Sericite													
Biotyt	—	0,6	1,1	0,7	0,5	+	3,5	+	5,9	1,2	—	+	1,0
Biotite													
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chlorite													
Chlorytoid	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chloritoid													
Cyrkon	0,4	+	+	0,4	0,3	—	—	—	—	—	0,1	0,4	—
Zircon													
Tytanit	—	—	—	—	—	—	—	1,5	0,1	4,6	+	—	—
Titanite (sphene)													
Apatyt	0,3	+	0,5	1,4	0,6	0,5	0,7	1,5	0,8	0,2	0,9	0,8	0,8
Apatite													
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tourmaline			5,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Andaluzyt	—	—	—	—	—	—	—	—	8,1	—	—	—	—
Andalusite													
Klinozoizyt	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Clinozoisite													
Tlenki Fe	+	0,2	0,5	0,8	0,7	+	1,8	0,1	0,3	0,1	—	1,6	0,3
Fe oxides													

+ — ilości śladowe (traces); no — nie oznaczono (not determined).

Lokalizacja: 1 — NW stok Izerskiego Stogu, górny bieg potoku Czerniawka; 2 — W stok Opaleniec; 3 — NW stok Izerskiego Stogu, górny bieg potoku Czerniawka; 4 — szczytowe partie góry Smrk; 5 — N stok góry Smrk; 6 — okolicę Polany Izerskiej; 7 — NE stok gór Opaleniec, koryto potoku Mirotki; 8 — TIE stok góry Świeradowiec; 9 — przełęcz Łącznik między górą Smrk i Izerskim Stogiem; 10 — NE stok Izerskiego Stogu; 11 — SE stok Izerskiego Stogu; 12 — okolice schroniska turystycznego na Izerskim Stogu; 13 — SE część Świeradowa Zdroju, koryto rzeki Kwisy.

Wszystkie analizy według autorstwa pracy.

Localities: 1 — NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream head; 2 — W slope of Mount Opaleniec; 3 — NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream head; 4 — Mount Smrk, near the summit; 5 — N slope of Mount Smrk; 6 — vicinity of Połana Izerska; 7 — NE slope of Mount Opaleniec, the Mirotki stream bed; 8 — NE slope of Mount Świeradowiec; 9 — Łącznik pass between Mount Smrk and Izerski Stóg; 10 — NE slope of Izerski Stóg; 11 — SE slope of Izerski Stóg; 12 — vicinity of the tourist hut at Izerski Stóg; 13 — SE part of Świeradow Zdrój, the Kwisa river bed.

All analyses by the present author.

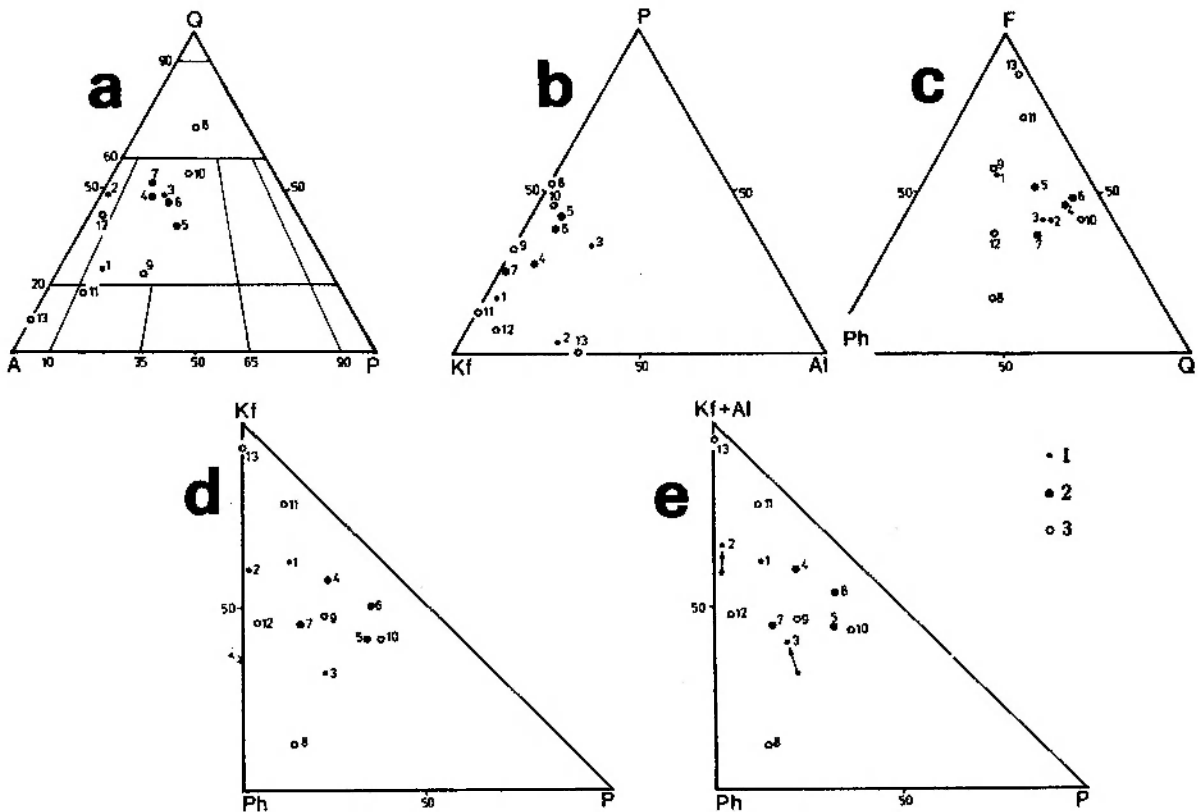


Fig. 19

Granity iżerskie w trójkątach (% obj.): *a* – klasyfikacyjnym dla skal plutonicznych – Q-A-P; *b* – P-Kf-Al; *c* – F-Ph-Q; *d* – Kf-Ph-P; *e* – (Kf+Al)-Ph-P

Granity: 1 – drobnoziarniste; 2 – średnioziarniste; 3 – gruboziarniste; numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 5; pozostałe objaśnienia na figurze 9 oraz w tekście

Iżera granites in diagrams (vol. %): *a* – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P; *b* – P-Kf-Al; *c* – F-Ph-Q; *d* – Kf-Ph-P; *e* – (Kf+Al)-Ph-P

Granites: 1 – fine-grained; 2 – medium-grained; 3 – coarse-grained; projection points numbers in accordance with table 5; remaining explanations in figure 9 and in the text

wierających wrostków ani nie wykazujących innych oznak ich wtórnego charakteru. Stosunek kwarcu z przerostów do zawierających go K-skaleń jest zawsze wyjątkowo stały i wynosi w przybliżeniu 2:3 (tab. 6). Również kształt tych struktur jest typowy dla przerostów pismowych występujących w magmowych skałach granitoidowych (pl. VII, 5 i 6; pl. VIII, 1). Przedstawione obserwacje wskazują, iż granity, w których występują przerosty tej grupy, są zmetamorfizowanymi intruzjami magmowymi.

Infiltracyjne przerosty grupy drugiej występują we wszystkich odmianach granitów homofanicznych, a więc również w tych, w których obserwowano struktury eutektyczne. Zawierające je skalenie potasowe często wykazują wtórny charakter; występują w nich liczne reliktywne wrostki oligoklaz, mik i kwarcu. Struktury mikropismo- we tej grupy charakteryzują się wyjątkowo dużym zróżnicowaniem zawartości kwarcu w K-skaleńcach, wynoszącym w różnych ziarnach od

10 do 85%. Mają one nieregularne i zwykle zaokrąglone kształty (pl. VIII, 2, 3). Często wykazują korozyjną naturę. Nieraz występują równocześnie w K-skaleńcach oraz w zawartych w nich wrostkach plagioklaz. Niekiedy wykraczają poza granice skaleń potasowych, infiltrując w ziarna sąsiednie.

Kwarc młodszej generacji (Q II) wypełnia przestrzenie intergranularne (pl. VIII, 4), spękania w ziarnach oligoklaz i mikroklinu (pl. VIII, 5) oraz atakuje porfiroblastyczny biotyt (B II) zgodnie z jego powierzchniami łupliwości. Nie wykazuje na ogół oznak tektonicznych deformacji, sporadycznie jednak przecinają go pojedyncze spękania (przechodzące też na sąsiednie ziarna innych minerałów) wypełnione sercytem.

Stopień trójskości fenokryształów skaleń potasowych zawiera się w przedziale od 0,51 do 0,65 (por. tab. 23). Wyjątek stanowi granit gruboziarnisty pochodzący z koryta Kwisy w Świeradowie Zdroju Górnym (pr. 712-Ż), w

Tabela 6

Zróżnicowanie zawartości kwarcu z przerostów pismowych występujących w skaleniach potasowych w średnio- i gruboziarnistych granitach izerskich (granitach homofanicznych)

Differentiation in the contents of quartz from micrographic intergrowths within potash feldspars in medium- and coarse-grained Iżera granites (homophanous granites)

Nr próby Sample No	Nr ziarna K-skalenia Number of K-feldspar grain	Analiza planimetryczna Planimetric analysis		Liczba ciągów planimetrycznych Number of traverse lines	Procenty objętościowe Volume per cent			
		pod mikroskopem under microscope	na fotografii on photo		Kwarc Quartz	K-skaleń K-feldspar	Średnia Mean	
							Kwarc Quartz	K-skaleń K-feldspar
127-Ż	1	x	—	7	39,4	60,6	40,8	59,2
	2	x	—	10	40,8	59,2		
	3	x	—	5	42,1	57,9		
148-Ż	1	x	—	6	40,5	59,5	39,4	60,7
	2	x	—	5	38,1	61,9		
149-Ż	1	x	—	5	39,3	60,7	39,6	60,4
	2	x	—	7	39,9	60,1		
310-Ż	1	x	—	8	41,2	58,8	41,2	58,8
469-Ż	1	x	—	5	38,7	61,3	39,1	60,9
	2	x	—	7	39,5	60,5		
470-Ż	1	x	—	5	44,7	55,3	38,6	61,4
	2	x	—	4	31,9	68,1		
	3	x	—	4	40,9	59,1		
	4	—	x	5	33,8	66,2		
	5	—	x	7	39,7	60,3		
	6	—	x	8	40,7	59,3		
A	1	—	x	7	42,0	58,0	42,0	58,0
B							38,4	61,6
C							25,0	75,0

A — pegmatoidalny granit Karkonoszy z okolic Szklarskiej Poręby (Żaba 1979, pl. 1, fot. 3); B — według Leightona (1954); C — według Simpsona (1962).

A — Pegmatoid granite of Karkonosze from the vicinity of Szklarska Poręba (Żaba 1979, pl. 1, phot. 3); B — after Leighton (1954); C — after Simpson (1962).

którym stopień uporządkowania struktury K-skalenia wynosi 0,78.

Cyrkon tworzy zazwyczaj owalne ziarna przerastające blaszki biotyту. Sporadycznie występuje w postaci słupków o elongacji dochodzącej nawet do 13. Tytanit w większej ilości występuje przede wszystkim w granitach gruboziarnistych, sąsiadujących z gnejsami oczkowo-słojowymi, na północnych stokach góry Smrk, Izerskiego Stogu i Łużca (np. pr. 310-Ż, 527-Ż, 716-Ż). Zwykle tworzy on ksenoblastyczne, brunatne skupienia, współwystępujące z lyszczkami, tlenkami Fe i apatytem. Nieraz spotyka się ziarna o charakterystycznym kopertowym pokroju. Klinozoyt stwierdzono w towarzystwie schlorytowanego biotyту. Występuje on w postaci niewielkich, igielkowych agregatów (pr. 149-Ż). Chlorytoid przerastany z muskowitem obserwowano tylko w jednej próbie (pr. 712-Ż), pochodzącej z koryta Kwisy w Świeradowie

Zdroju Górnym. A ndaluzyt tworzy ksenoblastyczne wrostki w skaleniu potasowym (pr. 125-Ż) oraz spore ziarna o zarysach słupa (pl. IX, 1). Charakteryzuje się różowym pleochroizmem oraz dwoma zespołami wyraźnej łupliwości, przecinającymi się pod kątami zbliżonymi do prostego. Zgodnie z tymi płaszczyznami andaluzyt rozpada się na mniejsze elementy, otaczane przez kwarc (pl. IX, 2). Omawiany minerał stwierdzono w gruboziarnistych granitach około 1500 m na N od kontaktu z masywem Karkonoszy.

Wszystkie granity średnioziarniste (tab. 5, an. 4-7) reprezentują odmianę oligoklazowo-mikroklinową. Ich skład mineralny odpowiada, bez wyjątków, granitom właściwym. Natomiast granity gruboziarniste charakteryzują się dużą różnorodnością składu mineralnego (tab. 5, an. 8-13); reprezentowane są przez odmiany: mikroklinowo-oligoklazową, oligoklazowo-mikroklinową, mikroklinową i albitowo-mikroklinową. Ich

skład mineralny odpowiada kolejno: silnie kwarcowym granitoidom, granitom właściwym, kwarcowym syenitom, granitom alkaliczno-skaleniovym i kwarcowym syenitom alkaliczno-skaleniovym (fig. 19a).

Na trójkątach kumulacyjnych (fig. 19b-e) widoczna jest duża jednolitość składu mineralnego granitów średnioziarnistych oraz spora dyspersja punktów projekcyjnych, reprezentujących granity gruboziarniste. Wzajemne porównanie figur 19d i 19e ukazuje, że albityzacja zatrzymała się w tych skałach głównie na etapie pertytyzacji mikroklinu, w niewielkim stopniu doprowadzając do tworzenia się czystego albitu.

LEUKOGRANITY

Nazwę „leukogranit” wprowadził do polskiej literatury K. Smulikowski (1947). Na terenie bloku izerskiego autor ten zastąpił powyższym terminem nazwy Berga – gnejs pegmatytowy i pegmatytowa facja brzeżna (K. Smulikowski 1958a). Na badanym obszarze leukogranity występują pomiędzy gnejsami i granitami izerskimi a łupkami krystalicznymi pasma kamienickiego, na północnych zboczach gór: Smrk, Opaleniec i Zajęcznik. Ponadto leukogranity tworzą liczne wkładki wśród gnejsów i granitów masywu Izerskiego Stogu (fig. 5).

Leukogranity z głównych wystąpień w rejonie Czerniawy i Świeradowa Zdroju scharakteryzował petrograficznie K. Kozłowski (1966, 1974). Według tego autora są to skały jasne lub białe, zwykle średnio- lub gruboziarniste. Zbudowane są ze skaleni i kwarcu oraz często zawierają wystąpienia turmalinu, nieraz w postaci tzw. „słońc turmalinowych”.

Na podstawie szczegółowych badań K. Kozłowski (1974) podzielił leukogranity na dwie grupy: albitowo-mikroklinowe i albitowe. Pierwsze z nich zbudowane są z mikroklinu (wypieranego przez albit szachownicowy), dwu generacji albitu o normalnej budowie bliźniaczej oraz kwarcu. Nie zawierają one biotytu, a muskowit jest w nich obecny w niewielkich ilościach (do 2% obj.). Leukogranity albitowe zbudowane są głównie z albitu (zbliźniaczonego albitowo lub szachownicowo) i kwarcu. Udział odmiany szachownicowej jest stosunkowo duży (30–40% obj.). Niekiedy obecne są nieznaczne ilości mikroklinu i biotytu. Muskowit występuje podrzędnie (0,5–3,5% obj.). Cytowany autor uważa, że

leukogranity powstały – podobnie jak gnejsy leukokratyczne – kosztem gnejsów izerskich.

Na podstawie badań inkluzji w ziarnach kwarcu, pochodzących z izerskich leukogranitów, stwierdzono, że skały te powstały w wyniku działalności hydroterm w temperaturach 380–490°C (A. Kozłowski 1978, tab. 6, s. 197).

Leukogranity tworzące wkładki wśród gnejsów i granitów izerskich spotyka się na całym badanym obszarze, a szczególnie na N stokach Grzbietu Wysokiego. Makroskopowo są to skały drobno- i średnioziarniste, leukokratyczne, o strukturach równoziarnistych lub porfirowatych. Mikroskopowo przebadano 12 płytek cienkich, a analizy mikrometryczne wybranych skał przedstawiono w tabeli 7 (an. 1–7). W tej samej tabeli, dla porównania, umieszczono skład mineralny leukogranitów pochodzących z ich głównych wystąpień w rejonie Czerniawy (an. 8–15) i Świeradowa Zdroju (an. 16 i 17).

Mikroskopowo omawiane skały ujawniają struktury porfiroblastyczne, a sporadycznie blastokataklastyczne. Ich tekstury są przeważnie bezładne, lecz nieraz można w nich obserwować relikty kierunkowości w postaci: (1) naprzemiennie ułożonych warstewek zbudowanych z drobno- i gru-

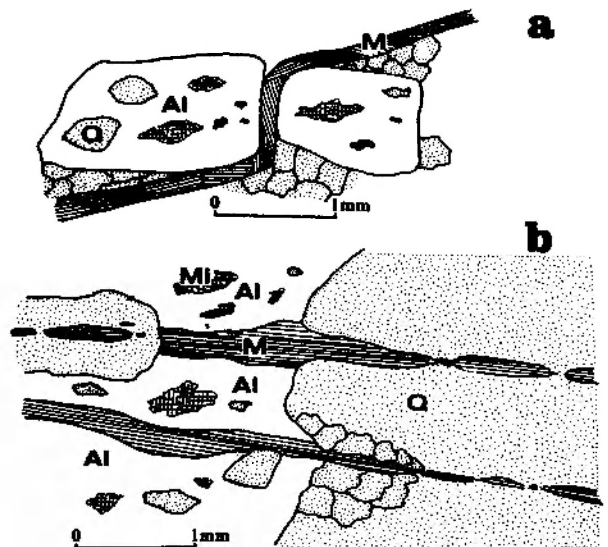


Fig. 20

Reliktowa kierunkowość w drobnoziarnistych leukogranitach

a – lamina muskowitowa wygięta przez rosące porfiroblasty mikroklinu, które następnie zostały zastąpione albitem szachownicowym, pr. 545-Z; *b* – reliktywne laminy jasnej miki tkwiące w obrębie większych ziarn kwarcu i albitu szachownicowego, pr. 545-Z; Q – kwarc; Mi – mikroklin; Al – albit szachownicowy; M – muskowit

Relict directive structure in fine-grained leucogranites

a – muscovite lamina bended by growing microcline porphyroblast which was afterwards replaced by checked albite, sample 545-Z; *b* – relict laminae of light mica within larger quartz and checked albite grains, sample 545-Z; Q – quartz; Mi – microcline; Al – checked albite; M – muscovite

boziarnistego kwarcu (Q Ia), będących reliktem pierwotnego warstwowania osadu; (2) powyginanych lamin jasnej miki (fig. 20a); (3) reliktyw lamin muskowitzowych, występujących w obrębie agregatów kwarcu młodszych generacji i ziarn pomikroklinowego albitu szachownicowego (fig. 20b); (4) kierunkowo zorientowanych, pojedynczych, niewielkich blaszek muskowitzu (M I).

Pod względem składu mineralnego omawiane leukogranity niewiele różnią się od granitów izerkich. Jediną różnicą jest brak lub minimalna zawartość ciemnej miki oraz nieco większe nasilenie procesu albityzacji. Część porfiroblastów mikroklinu przechodzi – niekiedy całkowicie – w albit szachownicowy (pl. IX, 3). Sporadycznie proces ten doprowadza do całkowitego wyparcia

ze skały skalenia potasowego. Nieraz pseudomorfozy albitu szachownicowego wykazują rozmyte zbliżniaczenia karlsbadzkie, odziedziczone po starszym mikroklinie. Niezmiernie rzadko zdarza się, że albit szachownicowy powstaje kosztem metasomatycznego, pooligoklazowego albitu (0–3% An), który charakteryzuje się zbliżniaczeniami normalnymi lub niekiedy albitowymi i peryklinowymi (lub aklinowymi) (pl. IX, 4).

Zdeformowane plagioklasy (7–19% An) pojawiają się w większych ilościach jedynie w niektórych drobnoziarnistych leukogranitach (por. fig. 21a – pole I; 21b – pole I–III; 21e), natomiast w odmianach bardziej gruboziarnistych występują jedynie jako wrostki w ziarnach mikroklinu i albitu szachownicowego (pl. IX, 5). Prawidłowość

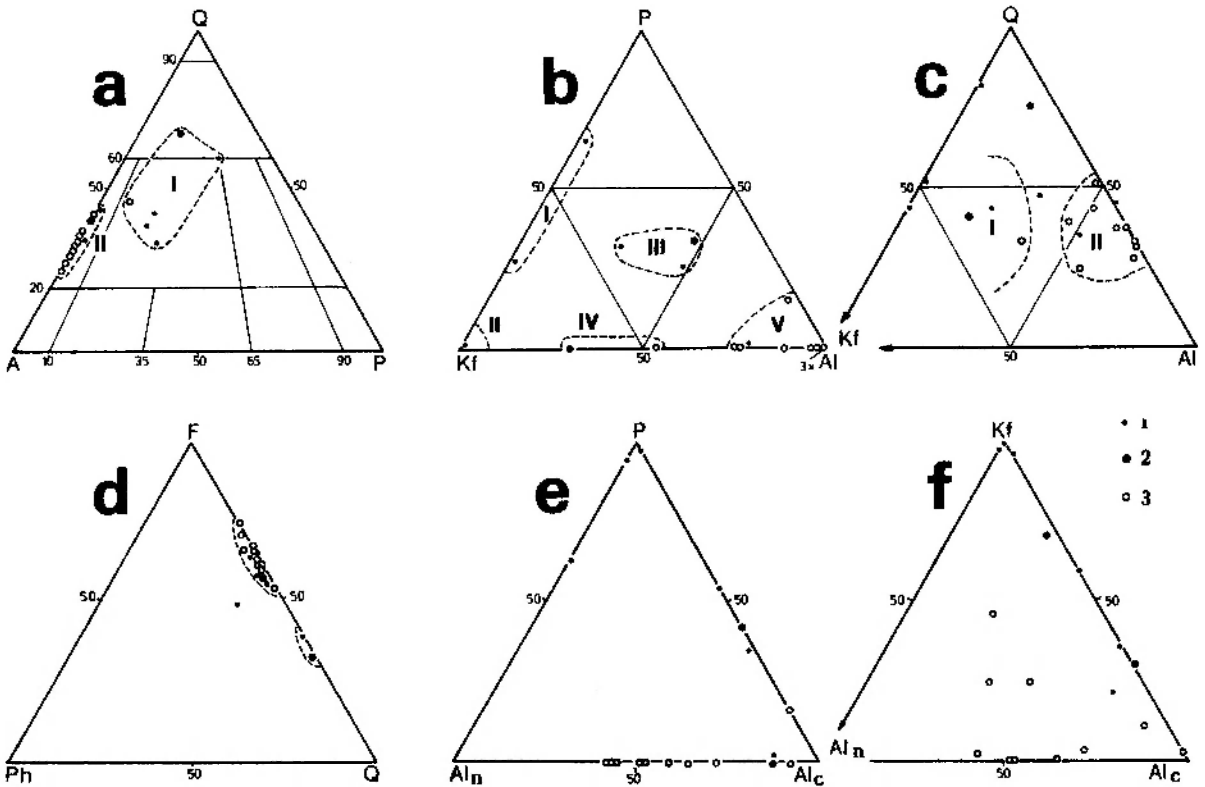


Fig. 21

Leukogranity izerkie w trójkątach (% obj.): a – klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych – Q-A-P (I – granity właściwe; II – granity alkaliczno-skaleniove); b – P-Kf-Al (leukogranity: I – mikroklinowo-oligoklazowe i oligoklazowo-mikroklinowe, II – mikroklinowe, III – albitowo-oligoklazowo-mikroklinowe, IV – albitowo-mikroklinowe, V – albitowe); c – Q-Kf-Al (leukogranity: I – albitowo-mikroklinowe, II – albitowe); d – F-Ph-Q; e – P-Al_n-Al_c; f – Kf-Al_n-Al_c. Leukogranity: 1 – drobno- i 2 – średnioziarniste, występujące wśród gnejsów i granitoidów masywu Izerkiego Stogu; 3 – średnio- i gruboziarniste, z głównych wystąpień w rejonie Czerniawa i Świeradowa Zdroju (por. tab. 7). Symbole literowe: Al_n – albit niezbliniaczony lub zbliżniaczony normalnie; Al_c – albit szachownicowy; pozostałe objaśnienia na figurze 9 oraz w tekście

Izerian leucogranites in diagrams (vol. %): a – classification triangle for plutonic rocks – Q-A-P (I – true granites, II – alkali-feldspar granites); b – P-Kf-Al (I – microcline-oligoclase and oligoclase-microcline leucogranites, II – microcline I, III – albite-oligoclase-microcline I, IV – albite-microcline I, V – albite I); c – Q-Kf-Al (I – albite-microcline leucogranites, II – albite I); d – F-Ph-Q; e – P-Al_n-Al_c; f – Kf-Al_n-Al_c.

Leucogranites: 1 – fine- and 2 – medium-grained found within the gneisses and granitoids of the Izerian Stóg massif; 3 – medium- and coarse-grained from the main incoming in the area of Czerniawa and Świeradów Zdrój (compare with tab. 7). Letter symbols: Al_n – untwinned or normally twinned albite; Al_c – checked albite; remaining explanations in figure 9 and in the text

Skaleń potasowy	12,9	54,4	13,8	25,6	14,6	39,9	6,3	30,4	18,5	-	2,2	1,9	-	15,0	6,3	1,4
Potash feldspar																
Muskowit	0,5	1,8	1,0	2,3	1,6	3,0	-	1,6	0,9	0,5	0,6	1,2	2,3	3,6	0,5	0,7
Muscovite																
Serycyt	-	-	-	0,2	+	0,3	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sericite																
Biotyt	-	-	-	0,5	0,9	-	-	-	-	-	-	-	1,3	-	0,3	+
Biotite																
Chloryt	0,9	0,4	-	-	0,9	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlorite																
Cyrykon	-	0,2	-	+	0,2	0,1	-	+	+	-	-	+	-	+	-	0,1
Zircon																
Tytanit	0,3	-	-	-	1,6	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanite (sphene)																
Apatyt	-	0,1	-	-	1,2	1,1	0,4	-	-	0,3	2,8	0,7	0,2	1,2	-	0,6
Apatite																
Turmalin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-
Tourmaline																
Tlenki Fe	-	0,4	-	0,2	1,2	0,3	0,2	-	-	-	0,5	-	-	1,4	-	+
Fe oxides																

+ - ilości śladowe (traces).

Localizacja: 1 - Świeradów Zdrój, środkowy bieg potoku Świeradówka; 2 - okolice Polan / złoże, NW stok góry Świeradowiec; 3 - W stoku góry Opalenie; 4 - NW stok Izerskiego Stogu, dolina potoku Czerniawka; 5 - Świeradów Zdrój, stadion sportowy; 6 - Swieradów Zdrój, koryto rzeki Kwisa; w okolicy ujścia potoku Mirołka; 7 - NW stok Izerskiego Stogu; 8-15 - Czerniawka Zdrój; 16 i 17 - Świeradów Zdrój.

Analizy według: 1-7 - autora pracy; 8-15 - K. Kozłowski (1974, tab. 10, an. 15; tab. 11, an. 10-16; t. 32); 16-17 - K. Smulikowski (1958a, tab. 3, an. 8-11, s. 24).

Localities: 1 - Świeradów Zdrój, the middle course of the Świeradówka stream; 2 - vicinity of Polana Izerska, NW slope of Mount Świeradowiec; 3 - W slope of Mount Opalenie; 4 - NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream valley; 5 - Świeradów Zdrój, the sports stadium; 6 - Świeradów Zdrój, the Kwisa river bed at the Mirołka mouth; 7 - NW slope of Izerski Stóg; 8-15 - Czerniawka Zdrój; 16-17 - Świeradów Zdrój.

Analyses by: 1-7 - the present author; 8-15 - K. Kozłowski (1974 tab. 10, an. 15; tab. 11, an. 10-16; p. 32); 16-17 - K. Smulikowski (1958a, tab. 3, an. 8-9, p. 24).

ta również dotyczy drobnoziarnistego kwarcu (Q Ia) i jego agregatów (Q Ib).

Do minerałów tylko niekiedy wykazujących słabe oznaki deformacji należy: mikroklin, albit – zarówno zbliżony normalnie (pl. IX, 4), jak i szachownicowo (pl. IX, 3) – oraz powstały dzięki rekrytalizacji i częściowo metasomatozie niebieskawy kwarc (Q Ic). Spękania w wymienionych minerałach często wypełnione są serycytem lub powstałym wskutek jego rekrytalizacji muskowitem (M IV). Słaba kataklaza, odpowiedzialna za powstanie wymienionych deformacji, zaznacza się lokalnie, nie obejmując wszystkich skał.

Kwarc najmłodszej generacji (Q III) nigdy nie wykazuje deformacji. Tworzy on duże ziarna lub agregaty, w obrębie których tkwią izolowane wzrostki m. in.: porfiroblastycznego muskowitu, mikroklinu i albitu szachownicowego (pl. IX, 6). W kwarcu tej generacji występują też, sporych rozmiarów, ksenomorficzne ziarna apatytu.

W kilku płytkach cienkich w obrębie porfiroblastów mikroklinu obserwowano infiltracyjne przerosty mikropismowe kwarcu. Niekiedy przerosty te tkwią też w pomikroklinowych albitach szachownicowych. Wskazuje to, że powstały one jeszcze przed albityzacją mikroklinu, najprawdopodobniej w okresie tworzenia się, częściowo metasomatycznego, kwarcu Q Ic. Niektóre leukogranity (pr. 19a-7) w niewielkim stopniu uległy grejzenizacji, prowadzącej do rozpadu skał na kwarc i muskowitz.

Obserwowane zjawiska wskazują, że leukogranity rozwinęły się kosztem granitów izerskich. Stanowią one, najdalej na badanym terenie, stadium ewolucji skał gnejsowych i granitoidowych. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, że część leukogranitów rozpoczęła swój rozwój od gnejsów słojujących, czyli skał pochodzenia suprakrustalnego.

Wkładki drobnoziarnistych leukogranitów, poza wyższym stopniem leukokratyzacji,

MINERAŁY MINERALS	PROCESY PROCESSES							
	SEDYMENTACJA SEDIMENTATION	METAMORFIZM REGIONALNY INTRUZJA ? REGIONAL METAMORPHISM INTRUSIONS ?	REKRYSTALIZACJA FELDSPATYZACJA RECRYSTALLIZATION FELDSPATHIZATION	REGIONALNA DIAFOREZA REGIONAL DIAPHORESIS	MIKROKLINIZACJA PEGMATYZACJA MICROCLINIZATION PEGMATIZATION	REGIONALNA METASOMATOZA REGIONAL METASOMATISM	LOKALNA DEFORMACJA LOCAL DEFORMATION	LOKALNA METASOMATOZA LOCAL METASOMATISM
	1	2	3	4	5	6	7	8
KWARC Quartz		Q Ia	Q Ib		Q Ic	Q II		Q III
PLAGIOKLAZ >5% An Plagioclase >5% An								
SKALEŃ POTASOWY K-feldspar		?	?					
ALBIT zbliż. normalnie Normal albite						(c)		(h)
ALBIT szachownicowy Checked albite						(d)		
BIOTYT Biotite		Bi						
MUSKOWIT Muscovite		?						
SERYCYT Sericite		?		(e)			(f)	
CHLORYT Chlorite								
CYRKON Zircon								
APATYT Apatite								
TYTANIT Titanite (sphene)								
TLENKI Fe Fe oxides								
TURMALIN Tourmaline								

Fig. 22

Schemat sukcesji mineralnej w leukogranitach; objaśnienia na figurze 11 oraz w tekście
Mineral succession scheme for leucogranites; explanations in figure 11 and in the text

niewiele różnią się od otaczających je skał. Reprezentowane są przez odmiany: mikroklinowo-oligoklazowe, oligoklazowo-mikrokinowe, mikrokinowe i albitowo-oligoklazowo-mikrokinowe (fig. 21b — pola I–III). Odmiany albitowe, charakterystyczne dla typowych leukogranitów, występują tylko sporadycznie (fig. 21b — pole V), najczęściej w pobliżu głównych wystąpień tych skał w rejonie Czerniawy i Świeradowa Zdroju.

Wkładowe leukogranitów średnioziarnisto-porfirowanych reprezentowane są przez bardziej zaalbitowane odmiany: albitowo-mikrokinowe i mikrokinowo-oligoklazowo-albitowe (fig. 21b — pola III i IV).

Typowe leukogranity z rejonu Czerniawy i Świeradowa Zdroju niemal wszystkie należą do odmiany albitowej (fig. 21b — pole V).

Wyraźne zróżnicowanie składu mineralnego między leukogranitami z wkładek a pochodzącymi z głównych wystąpień zaznacza się też na

innych diagramach. Na figurze 21c pierwsze z nich są leukogranitami albitowo-mikrokinowymi (pole I), drugie albitowymi (pole II). Pierwsze generalnie odpowiadają granitom właściwym, drugie — granitom alkaliczno-skaleńcowym (fig. 21a); wreszcie pierwsze odznaczają się większą niż grupa druga zawartością oligoklazu i mikrokinu oraz brakiem albitu zbliźniaczonego normalnie (fig. 21e, f). Ten ostatni minerał w większej ilości pojawia się dopiero w typowych leukogranitach Czerniawy i Świeradowa Zdroju, choć i tam ilościowo ustępuje albitowi szachownicowemu. Cechą łączącą wszystkie leukogranity jest wyjątkowo niska zawartość lub brak ciemnej miki (fig. 21d).

Na podstawie następstwa obserwowanych zjawisk i współzależności między minerałami dokonano próby przedstawienia schematu sukcesji mineralnej w leukogranitach (fig. 22).

PETROGRAFIA WTRĄCEŃ INNYCH SKAŁ W OBRĘBIE GNEJSÓW I GRANITOIDÓW

BAZYTNY

AMFIBOLITY

Amfibolity występują w obrębie gnejsów i granitoidów izerskich oraz łupków krystalicznych pasma kamienickiego. Pierwsze z nich Berg (por. fig. 4) zaliczył do orto-, natomiast drugie — do paraamfibolitów. Te ostatnie przypuszczalnie powstały z pierwotnego materiału marglistego (K. Kozłowski 1974). Wśród metabazytów izerskich wydzielono cztery wiekowe i genetyczne grupy (Kozłowska-Koch 1971). Na opracowywanym terenie amfibolity występują na N stokach góry Smrk oraz w okolicach Polany Izerskiej (fig. 5). Nigdzie nie stwierdzono ich odsłoneń in situ.

Makroskopowo są to skały równo-drobnoziarniste, barwy szarozielonkawej, niekiedy wykazujące relikty struktury ofitowej. Ich tekstury bywają bezkierunkowe (pl. X, 1), względnie słabo lub wyraźnie łupkowe (pl. X, 2). Ogółem przebadano 12 płytek cienkich tych skał, a skład mineralny czterech z nich przedstawiono w tabeli 8.

Głównym minerałem skałotwórczym jest hornblenda zwyczajna (ponad 50% obj.) o wyraźnym pleochroizmie w barwach: α — bladezielonkawa, $\beta = \gamma$ — szmaragdowozielonkawa i o $\chi z/\gamma = 16-19^\circ$, wykształcona w postaci słupków lub ziarn o nieprawidłowych zarysach (pl. X, 3). W skałach o widocznej laminacji (z N stoku góry

Smrk) spotyka się — obok hornblendy zwyczajnej — śladowe występowanie amfiboli z szeregu aktynolitu, o igiełkowym pokroju oraz pleochroizmie w barwach: α — bezbarwna, $\beta = \gamma$ — bladezielonkawa i $\chi z/\gamma = 10-11^\circ$. Amfibole ulegają zazwyczaj wyraźnej biotytyzacji — postępującej od brzegów ziarn, jak również wzdłuż spękań i powierzchni łupliwości — oraz chlorytyzacji (sporadycznie serycytyzacji) powstałego w ten sposób biotytytu. Wtórny biotytyt tworzy niekiedy płytki o średnicy do 1,5 mm i odznacza się pleochroizmem w tonach brunatnych; natomiast drobnofuseczkowy, zielonkawy chloryt często występuje w postaci rozetkowych agregatów. Jego cechy optyczne wskazują na szereg pennin-szeridantit. Wtórnym przeobrażeniem towarzyszy wydzielanie się nieregularnych grudek tlenków Fe i tytanu.

Plagioklasy tworzą silnie zserycytyzowane, mętne i zwykle niezblźniaczone ziarna. Nieraz zawierają wrostki hornblendy i biotytytu. Nieliczny kwarc występuje w postaci drobnoziarnistych agregatów. Niektóre amfibolity zawierają dużą ilość tytanu, dochodzącą nawet do 18% obj. (pl. X, 4) oraz wydłużone skupienia magnetytu (pl. X, 3). W wielu amfibolitach z okolic Polany Izerskiej, bardzo często spotyka się popękane i zakrzywione słupki apatytytu o elongacji dochodzącej do 18 (fig. 23).

Tabela 8

Skład mineralny bazytów (% obj.)
Mineral composition of basites (vol. %)

Skały Rocks	Amfibolity Amphibolites				Lamprofiry Lamprophyres	
	1	2	3	4	5	6
Nr analizy Analysis No					5	6
Nr próby Sample No	139-Ż 140-Ż 563a-Ż 584-Ż				597b-Ż 628-Ż	
Analizy chemiczne Chemical analyses	x		x	x		
Kwarc Quartz	0,2	0,5	2,4	-	-	7,4
Plagioklaz Plagioclase	12,8	7,1	17,8	24,5	22,3t	52,1
Skaień potasowy Potash feldspar	-	-	-	-	-	9,1
Muskowit Muscovite	-	-	-	-	-	0,1
Serycyt Sericite	11,3	15,9	2,1	0,3	-	+
Biotyt Biotite	1,3	0,8	2,2	8,4	+	14,2
Chloryt Chlorite	+	1,2	+	-	5,3t	1,0
Hornblenda zwyczajna Common hornblende	51,6	51,7	66,4	58,2	5,9f	13,5
Aktynolit Actinolite	+	+	-	-	-	-
Tytanit Titanite (sphene)	13,9	18,1	2,6	3,9	-	2,5
Apatyt Apatite	+	0,6	0,7	+	-	0,1
Kalcyt Calcite	+	+	+	+	-	-
Tlenki Fe Fe oxides	8,9	4,1	5,8	4,7	7,4t	+

+ - ilości śladowe (traces); t - tło skalne (groundmass); f - fenokryształy (phenocrysts).

Lokalizacja: 1-2 - siedło między górą Smrk i Czernańska Kopa; 3 - E stok góry Świeradowiec; 4 - okolice Polany Izerskiej, dolina potoku Mokrzyca; 5 - N stok góry Podmokła, dolina potoku Mokrzyca; 6 - Świeradów Zdrój, dolina potoku Świeradówka powyżej domu wczasowego „Czeszka”.

Localities: 1-2 - pass between Mount Smrk and Czernańska Kopa; 3 - E slope of Mount Świeradowiec; 4 - vicinities of Polana Izerska, the Mokrzyca stream valley; 5 - N slope of Mount Podmokła, the Mokrzyca stream valley, above the vacation house of "Czeszka".

Wszystkie analizy według autora pracy.
All analyses by the present author.

Badane skały składem mineralnym odpowiadają *amfibolitom* lub częściej - *melanokratycznym amfibolitom* (fig. 24).

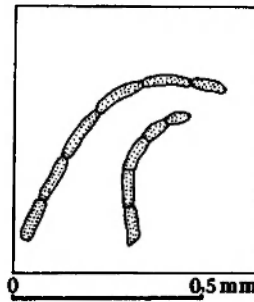


Fig. 23

Silnie wydłużone, popękane ziarna apatytu w amfibolitach z okolic Polany Izerskiej

Strongly elongated broken-up apatite grains in amphibolites from vicinities of Polana Izerska

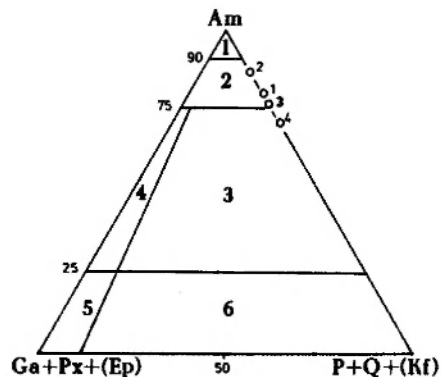


Fig. 24

Amfibolity masywu Izerskiego Stogu w trójkącie klasyfikacyjnym Tonika (1971); numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 8

1 - hornblendyty; 2 - melanokratyczne amfibolity; 3 - amfibolity; 4 - eklogitowe amfibolity lub amfibolowe eklogity; 5 - eklogity; 6 - piroksenowe granulity, erlany, kwarcyty, gnejsy i łupki krystaliczne. Symbole literowe: Am - amfibol; Ga - granat; Px - piroksen; Ep - epidot; P - plagioklaz; Q - kwarc; Kf - skaień potasowy

Amphibolites of the Izerski Stóg massif in the classification diagram of Tonika (1971); projection points numbers in accordance with table 8

1 - hornblendites; 2 - melanocratic amphibolites; 3 - amphibolites; 4 - eclogite amphibolites or amphibole eclogites; 5 - eclogites; 6 - pyroxene granulites, erlans, quartzites, gneisses and mica schists. Letter symbols: Am - amphibole; Ga - garnet; Px - pyroxene; Ep - epidote; P - plagioclase; Q - quartz; Kf - potash feldspar

LAMPROFIRY

Na badanym terenie lamprofiry po raz pierwszy wyróżnił Berg (por. fig. 4), określając je jako spessartyty i kersantyty. Część wydzielonych przez Berga lamprofirów reprezentuje w rzeczywistości inne grupy skalne, np. spessartyt występujący wśród łupków łyszczykowych w okolicy Czernaży Zdroju jest w istocie mikrotonalitem

(Nowakowski 1956). Kozłowska-Koch (1971) uważa, że część lamprofirów bloku izerskiego może być związana z przedwaryscyjskimi diabazami lub z waryscyjskimi granitoidami Karkonoszy. Na omawianym obszarze wyróżniono spessartyty i malchity.

Spessartyty (figury 25 i 26) stwierdzono w luźnych blokach na N stoku góry Podmokła (fig. 5). Makroskopowo są to skały niemal czarne o strukturze porfirowej i bezładnej teksturze. Fenokryształy o średnicy do 3 mm tworzy tylko hornblenda (pl. XII, 6). Mikroskopowo jest ona wykształcona w postaci ziarn o wyraźnym automorfizmie ścian słupowych, nierzadko zbliżonych według (100) lub polisyntetycznie. Odznacza się ona: słabym pleochroizmem w barwach od bladozielonkawożółtej – α , poprzez bladożółtawą – β , do oliwkowozielonawej – γ ; schematem absorpcyjnym $\alpha < \beta = \gamma$ oraz zmiennym kątem z/γ od 13 do 34°. Niekiedy od brzegów ziarn wypierana jest przez zielonkawy, niskodwójłomny chloryt, a sporadycznie – biotyt. Fenokryształy hornblendy zajmują 5,9% objętości skały. Pozostałą jej część stanowi drobnoziarniste tło, zbudowane z hornblendy, plagioklaz, magnetytu i chlorytu (tab. 8, an. 5).

Malchity stwierdzono w luźnych blokach w dolinie potoku Świeradówka (fig. 5). Berg (1925a) zaznaczył w tej okolicy żyły kersantytu (por. fig. 4). Makroskopowo są to skały szare o strukturze porfirowej i bezładnej teksturze. Fenokryształy

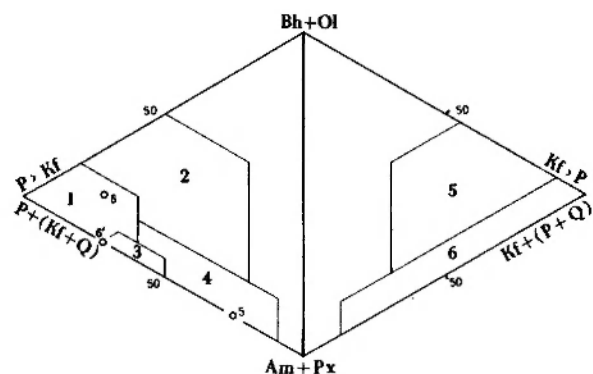


Fig. 25

Lamprofiry masywu Izerskiego Stogu na diagramie klasyfikacyjnym Wimmenauera (1973); numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 8

1 – malchit; 2 – kersantyt; 3 – odinit; 4 – spessartyt; 5 – minetta; 6 – wogezyt. Symbole literowe: Bh – biotyt+chloryty; Ol – oliwin; P – plagioklaz; Kf – skałen potasowy; Q – kwarc; Am – amfibol; Px – piroksen

Lamprophyres of the Izerski Stóg massif in the Wimmenauer (1973) classification diagram; projection points numbers in accordance with table 8

1 – malchite; 2 – kersantite; 3 – odinite; 4 – spessartite; 5 – minette; 6 – vogesite. Letter symbols: Bh – biotite+chlorites; Ol – olivine; P – plagioclase; Kf – potash feldspar; Q – quartz; Am – amphibole; Px – pyroxene

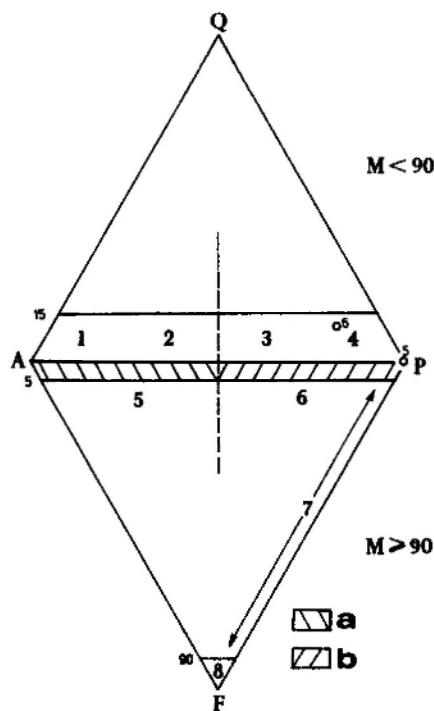


Fig. 26

Lamprofiry masywu Izerskiego Stogu na diagramie klasyfikacyjnym Streckeisena (1978); numery przy punktach projekcyjnych według tabeli 8

1 – minetta; 2 – wogezyt; 3 – kersantyt; 4 – spessartyt; 5 – sannait; 6 – kamptonit; 7 – monchikit; 8 – polzenit; a – pole wspólne dla: sannaitu, minetty i wogezytu; b – pole wspólne dla: kamptonitu, kersantytu i spessartytu. Symbole literowe: Q – kwarc; A – skałen potasowy+albit (An_{0-5}); P – plagioklaz (An_{5-100}); F – fojdy; M – wskaźnik barwy

Lamprophyres of the Izerski Stóg massif in the Streckeisen (1978) classification diagram; projection points numbers in accordance with table 8

1 – minette; 2 – vogesite; 3 – kersantite; 4 – spessartite; 5 – sannait; 6 – camptonite; 7 – monchiquite; 8 – polzenite; a – region in common for sannait, minette and vogesite; b – region in common for camptonite, kersantite and spessartite. Letters symbols: Q – quartz; A – potash feldspar+albite (An_{0-5}); P – plagioclase (An_{5-100}); F – fojds; M – colour index

tworzą skałenie (średnica do 4 mm) oraz słupki i igielki hornblendy (długość do 6 mm). Skały te przypominają wyglądem andezyty.

Pod mikroskopem ujawniają one strukturę porfirową. Fenokryształy reprezentowane są przez: (1) silnie wydłużone, tabliczkowate plagioklasy, (2) zbiotyzowaną i niekiedy schlorytzowaną oraz zawierającą grudki tytanitu zwyczajną hornblendę – $z/\gamma = 15-18^\circ$, (3) nieliczne i znacznie zsercytyzowane skałenie potasowe. Te ostatnie zwykle zawierają wzrostki kwarcu i amfiboli lub obrastają niektóre większe słupki hornblendy. Tło skały stanowi drobnoziarnistą masę zbudowaną głównie z plagioklaz, hornblendy, biotytu i kwarcu oraz podrzędnie chlorytu, tytanitu, apatytu i tlenków żelaza (tab. 8, an. 6).

Omawianą skałę według klasyfikacji Wimme-

nauera (1973) określono jako *malchit* (fig. 25, pkt. 6). Zakładając, że całość biotyty i chloryty powstała w niej kosztem amfiboli, dodano procentowe zawartości tych minerałów do obecnie istniejącej hornblendy i otrzymano nowy punkt projekcyjny niezmienniczej skały (fig. 25, pkt. 6'). Wypada on na granicy pół odinitu i malchitu. Według klasyfikacji Streckeisen (1978) badana skała odpowiada *spessartytowi* (fig. 26, pkt. 6). Jednak makroskopowo i składem mineralnym bardzo wyraźnie różni się od uprzednio opisanego spessartytu. Jest też od niego starsza.

SKAŁY ŁYSZCZYKOWE I CHLORYTOWE

ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE

Największym wystąpieniem łupków mikowych na obszarze bloku izerskiego jest pasmo kamienickie, szczegółowo petrograficznie opracowane przez K. Kozłowskiego (1974). W niniejszej pracy w celach porównawczych podano skład mineralny kilku typowych łupków mikowych z rejonu Czerniawy, Świeradowa i Kwieciszowic (tab. 9, an. 1–8) oraz przedstawiono je w trójkątach kumulacyjnych (fig. 29).

Łupki łyszczkowe występują też w formie enklaw (o długości do kilkunastu centymetrów) w gnejsach oczkowo-słojowych i we współwystępujących z nimi średnio- i gruboziarnistych granitognejsach. Znajduwane są tylko w luźnych blokach, szczególnie w górnym biegu potoku Świeradowka na E stoku Izerskiego Stogu (pr. 728-Ż, 730-Ż, 731-Ż). Ich kontury są ostre lub rozmyte, a laminacja – bez zmian orientacji – jest kontynuowana w stykających się z nimi gnejsach. Często otoczone są cienką biotytową obwódką i (lub) szerszą strefą leukokratyczną. Skład mineralny enklaw łyszczkowych przedstawiono w tabeli 9 (an. 14–16) oraz na wykresach (fig. 27). Enklawy te zawierają znacznie więcej niż skały z ich otoczenia biotyty, a mniej kwarcu i plagiokładu (oligoklaz i kwaśny andezyn). Brak w nich K-skaleń, a jasna mika występuje w nieco większej ilości. W ciemnej obwódce (fig. 27a) gwałtownie wzrasta zawartość biotyty, przy równie skokowym spadku ilości innych minerałów, z wyjątkiem plagioklazów. Natomiast na zewnątrz obwódki – w strefie leukokratycznej – wyraźnie wzrasta ilość muskowitu, plagiokładu i kwarcu oraz pojawia się mikroklin. Przedstawione zjawiska wskazują na istnienie silnego frontu metasomatycznego.

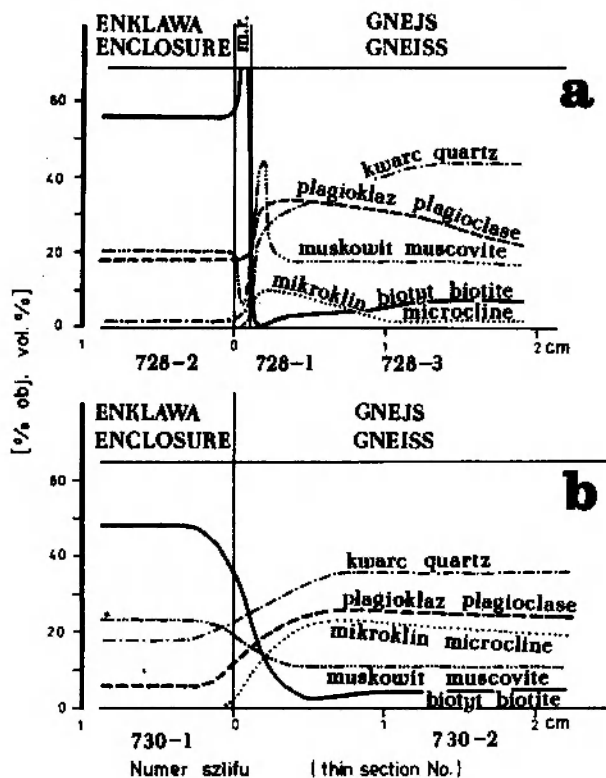


Fig. 27

Zmienność zawartości głównych minerałów na granicy enklaw łyszczkowych z gnejsami słojowymi

a – enklawa o ostrych konturach z ciemną obwódką biotytową (m.r. = obwódka biotytowa – mafic rim); b – enklawa o konturach rozmytych

Differentiation of main mineral contents. at the contact between mica enclosures and laminated gneisses

a – enclosure with a sharp contour and dark biotite rim (m.r. – mafic rim); b – enclosure with an indistinct contour

ŁUPKI BIOTYTOWE

Ich odsłonięcia in situ występują w rejonie Czerniawy oraz Świeradowa Zdroju (fig. 5). Ponadto spotyka się je w luźnych blokach m. in. w rejonie Polany Izerskiej.

W rejonie Czerniawy Zdroju w korycie potoku Czerniawka łupki biotytowe tworzą dwie zgodne wkładki o miąższości około 0,5 m (niżej-legła), 1,8–2,0 m oraz liczne, niewielkie enklawy. Są to skały równo-drobnoziarniste, ciemnoszare o zielonkawym odcieniu, wyjątkowo silnie zaangażowane tektonicznie. Uwidaczniają się w nich dwie generacje struktur planarnych: starsza – podkreślona płasko-równoległym ułożeniem blaszek biotyty i zapadająca najczęściej na NE pod zmiennymi kątami 35–85°, oraz młodsza – typu dyferencyjnego złupkowania krenulacyjnego. W skałe występują liczne wąskopromienne mezo-faldy. Gdzienigdzie powierzchnie starszej foliacji podkreślają cienkie (miąższość 1–5 mm) „wkładki” kwarcu, a sporadycznie gnejsów słojowych

(pr. 351-Ż, 152-Ż). Omawiane łupki kontaktują się zgodnie z gnejsami i leukognejsami oczkowo-słojuowymi oraz z granitognejsami, których powierzchni foliacji zapadają na NNE pod kątem 30–50°. Przejście jednej skały w drugą odbywa się na niewielkim, kilkumilimetryowym odcinku.

Mikroskopowo łupki te zbudowane są niemal wyłącznie z wymiętych, postrzępionych i niekiedy schlorytyzowanych blaszek brunatnego biotyty, rozmieszczonych na ogół bezładnie, a tylko lokalnie skupiających się w warstewki. Na uwagę zasługuje stosunkowo liczny tytanit, apatyt i tlenki żelaza (tab. 9, an. 10, 11 i 13).

Kilkadziesiąt metrów poniżej opisywanych wkładek spotykane są luźne bloki laminowanych łupków w kwarcowo-biotytowych (pr. 112-Ż), o wyraźnej alternacji jasnych lamin kwarcowych z biotytowymi. Mikroskopowo (tab. 9, an. 9) skały te również odznaczają się dużą zawartością: apatytu – tworzącego ksenomorficzne ziarna o średnicy do 2 mm; tlenków Fe – rozsianych w postaci nieregularnych plamek (pl. XI, 1) oraz tytanitu – często układającego się w warstewki zgodne z kierunkowością skały (pl. XI, 2 i 3).

W rejonie Świeradowa Zdroju łupki biotytowe występują na NE stoku Izerskiego Stogu we wcięciu okresowo płynącego potoku, bezpośrednio nad ostatnimi zabudowaniami uzdrowiska (fig. 5). Tworzą niezgodną wkładkę (pl. XI, 4) o miąższości 0,5 m (orientacja: 130/25) w gruboziarnistych granitognejsach zapadających na NNE pod kątem około 20°. Łupki te najprawdopodobniej stanowią zbiotytowane ortoamfibolity. Mikroskopowo (pr. 703-Ż) nie różnią się od łupków z rejonu Czerniawy Zdroju, poza bezkierunkową teksturą, mniejszą zawartością tytanitu i brakiem apatytu (tab. 9, an. 12).

LUPKI MUSKOWITOWE

Stwierdzono je tylko w luźnych blokach na N stoku góry Smrk (pr. 138-Ż, 146-Ż), w rejonie występowania leptynitów i leukognejsów słojuowych. Makroskopowo przypominają leptynity. Charakteryzują się białą barwą oraz wyraźną teksturą łupkową.

Mikroskopowo (tab. 9, an. 19) widoczne są w nich regularne, naprzemianległe warstewki zbudowane z kwarcu i podrzędnie oligoklaz (28⁰/o An) oraz drobnołuseczkowego muskowitu, a niekiedy również kwarcu i plagioklaz (pl. XI, 5). Są one reliktem warstwowania pierwotnych skał osadowych. Większość blaszek muskowitu zawiera brunatne plamy oraz rzadziej wyblakłe wrostki

biotytu, co wskazuje, że jasna mika całkowicie lub w większości powstała dzięki muskowityzacji tego minerału. W całej skale rozsiane są słupki rutylu, wykazujące niekiedy kolankowe zbliżenia (pl. XI, 6). Szczególnie licznie towarzyszą one strefom translacyjnych mikrościęć.

SKAŁY CHLORYTOWE

Najczęściej występują w luźnych blokach na N stoku góry Smrk i w okolicach Polany Izerskiej. W górnym biegu potoku Mokrzyca tworzą zgodne wkładki (odmiany kwarcowo-chlorytowe) w średnioziarnistych granitognejsach o orientacji 345/65, obok identycznie zorientowanych wkładek kwarcytów i gnejsów oczkowo-słojuowych (fig. 5). Charakteryzują się ciemnoszarą barwą, ksenoblastyczną strukturą oraz bezładną (rzadziej kierunkową) teksturą. Pod względem mineralnym reprezentowane są najczęściej przez odmiany: chlorytowe (pr. 143-Ż), kwarcowo-chlorytowe (pr. 575-Ż, 578-Ż, 583-Ż) oraz rzadziej – biotytowo-kwarcowo-chlorytowe (pr. 580-Ż) i amfibolowo-biotytowo-chlorytowe (pr. 581-Ż).

Skały chlorytowe o teksturze bezładnej zbudowane są wyłącznie z rozetkowych agregatów poamfibolowego chlorytu (pl. XI, 7), odznaczającego się prostym wygaszaniem światła względem śladów łupliwości w przekrojach prostopadłych do (001), dodatnim znakiem optycznym oraz brunatnymi, anormalnymi barwami interferencyjnymi (tab. 9, an. 17).

W łupkach kwarcowo-chlorytowych spotyka się – poza chlorytem – agregaty chlorytowo-serycytowe, serycytowe i kwarcowe, silnie schlorytyzowane relikty brunatnego biotyty oraz wyjątkowo – pojedyncze ziarna plagioklaz. Zawartość tytanitu dochodzi w nich do 9⁰/o obj. (tab. 9, an. 18). Ponadto w skalach tych występują reliktoowo zachowane mikrofałdy o amplitudzie poniżej 1 mm, zbudowane z chlorytu i serycytu (fig. 28) oraz nieciągłe, kwarcowe laminy, nabrzmiewające niekiedy w soczewki.

PORÓWNANIE PRZEDSTAWIONYCH ODMIAN SKALNYCH

W trójkątach (fig. 29a,b) przedstawione odmiany skalne najczęściej znacznie odbiegają składem mineralnym od łupków mikowych pasma kamienickiego (pole I). Stosunkowo najbliższe tym skałom są łupki muskowitowe (pkt. 19) i enklawy łyszczykowe (pole III). Figura 29b ukazuje ponadto, iż enklawy łyszczykowe i łupki muskowitowe wykazują podobny skład mineral-

Skład mineralny łupków mikowych pasma Starej Kamienicy oraz wtrąceń i enklaw
 Mineral composition of mica schists of the Stara Kamienica belt, intercalations and

Skały Rocks	Łupki mikowe pasma Starej Kamienicy Mica schists of the Stara Kamienica belt								Łupki Biotite	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nr analizy Analysis No										
Nr próby Sample No	60-K	518-K	519-K	22k-K	22g-K	156-K	152-K	154-K	112-Ż	345-Ż
Analizy chemiczne Chemical analyses										
Kwarc Quartz	55,3	56,0	42,0	40,0	43,3	57,5	67,2	55,4	39,6	8,2
Plagioklaz (An > 5) Plagioclase (An > 5)	6,1	12,7	9,7	—	—	2,5	1,8	2,1	0,3	6,4
Albit zbliż. normalnie (An 0-5) Normal albite (An 0-5)	—	—	1,3	—	—	—	—	—	—	—
Skaleń potasowy Potash feldspar	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskowit Muscovite	34,8	23,9	35,7	52,7	48,8	25,0	12,0	15,4	+	—
Serycyt Sericite	—	—	—	—	—	—	—	—	2,7	—
Biotyt Biotite	2,0	5,2	5,7	4,3	6,1	13,7	17,1	14,3	41,7	74,6
Chloryt Chlorite	1,2	1,9	5,6	1,5	1,1	0,7	1,9	11,9	—	0,8
Rutyl Rutile	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tytanit Titanite (sphene)	—	—	—	—	—	—	—	—	4,4	4,8
Apatyt Apatite	—	—	—	—	—	—	—	—	6,4	2,2
Cyrkon Zircon	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—
Turmalin Tourmaline	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe Fe oxides	0,6	—	—	1,5	0,7	0,6	—	0,9	4,9	4,0

+ — ilości śladowe (traces).

Lokalizacja: 1 — Krobica, koryto rzeki Kwisy; 2-3 — góra Czarniawska Kopa; 4-5 — Krobica, kamieniołom „Jerzy”; 6-8 — rejon Kwieciszowic; 9-11 — Czarniawa Zdrój Górna, dolina potoku Czarniawka; 12 — Świeradów Zdrój, NE stok Izerskiego Stogu; 13 — Czarniawa Zdrój, dolina potoku Czarniawka; 14-16 — E stok Izerskiego Stogu; 17 — siedło między górą Smrk i Czarniawską Kopą; 18 — okolice Polany Izerskiej, dolina potoku Mokrzyca; 19 — Czarniawa Zdrój-Ulicko, N stok góry Smrk; 20 — SSW stok Izerskiego Stogu.

Analizy według: 1-8 — K. Kozłowskiego (1974, tab. 2, an. 1-3 i 10-14, s. 15); 9-20 — autora pracy.

Tabela 9

skały łuszczykowych i chlorytowych, w gnejsach i granitoidach masywu Izerskiego Stogu (% obj.)
enclosures of mica and chlorite rock within gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (vol. %)

biotytowe (wkładki) schists (intercalations)			Łupki łuszczykowe (enkławy) Mica schists (enclosures)			Skały chlory- towe (wkładki) Chlorite rocks (intercalations)		Łupki muskowi- towe (wkładki) Muscovite schists (intercalations)	Gniazda biotytowe Biotite nodules
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
352-Ż	703-Ż	725-Ż	728-2Ż	730-1Ż	731-Ż	143-Ż	583-Ż	146-Ż	54-2Ż
x	x		x				x		
2,9	0,7	14,5	2,4	18,6	16,0	—	40,0	18,5	21,5
+	+	—	18,7	6,1	6,4	—	0,7	3,5	6,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,4
—	0,4	—	20,3	23,1	7,9	—	—	64,0	10,2
—	—	—	2,1	—	26,4	—	—	—	0,8
87,2	92,9	68,1	55,6	47,9	41,7	—	—	8,4	47,0
2,3	0,4	2,2	—	+	+	100,0	47,3	—	0,3
—	—	+	—	—	—	—	—	5,6	—
0,2	1,0	9,4	—	—	0,7	—	8,9	—	0,4
1,6	—	2,2	0,7	1,5	—	—	0,8	—	2,8
—	—	—	0,2	0,4	0,3	—	—	0,1	1,7
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,8	4,6	3,6	—	2,4	0,6	+	2,4	0,4	1,0

Localities: 1 — Krobica, the Kwisa river bed; 2-3 — Mount Czerniawska Kopa; 4-5 — Krobica, the quarry of "Jerzy"; 6-8 — the Kwieciszowice region; 9-11 — Czerniawa Zdrój Górna, the Czerniawka stream valley; 12 — Świeradów Zdrój, NE slope of Izerski Stóg; 13 — Czerniawa Zdrój, the Czerniawka stream valley; 14-16 — E slope of Izerski Stóg; 17 — pass between Mount Smrk and Czerniawska Kopa; 18 — vicinities of Polana Izerska, the Mokrzyca stream valley; 19 — Czerniawa Zdrój-Ulicko, N slope of Mount Smrk; 20 — SSW slope of Izerski Stóg.

Analyses by: 1-8 — K. Kozłowski (1974, tab. 2, an. 1-3 and 10-14, p. 15); 9-20 — the present author.

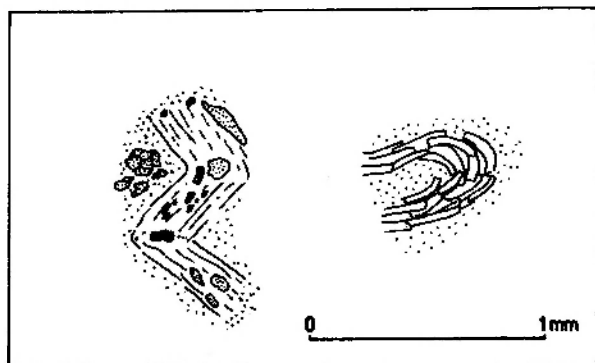


Fig. 28

Reliktowe mikrofałdy F_1 w poamfibolitowych skałach chlorytowych

Relict microfolds F_1 in postamfibolitic chlorite rocks

ny, a łupki biotytowe i skały chlorytowe upodabniają się do siebie poprzez brak lub niewielką zawartość skaleni i kwarcu (pole II+IV). Podobnym udziałem tych minerałów charakteryzują się też amfibolity (por. tab. 8, an. 1-4). Łupki muskowitzowe (pkt. 19) znacznie różnią się od leptynitów (pole V), z którymi nieraz współwystępują i do których makroskopowo są bardzo podobne.

Biorąc pod uwagę obserwacje terenowe i mikroskopowe można stwierdzić, iż amfibolity (występujące obecnie, oraz te, z których powstały skały biotytowe i chlorytowe) tworzą: (a) zgodne

wkładki w pierwotnych osadach, np. amfibolity z rejonu Czerniawy Zdroju i przynajmniej część tych skał z okolic Polany Izerskiej: (b) niezgodne żyły, np. amfibolity z rejonu Świeradowa Zdroju oraz część tych skał z okolic Polany Izerskiej. Pierwsze z nich różnią się od drugich wyraźnie kierunkową teksturą (nieraz podkreśloną wkładkami kwarcu i gnejsów drobnosłojowych) oraz większą ilością apatytu i tytanitu. Wszystkie amfibolity, skały chlorytowe i biotytowe łączą niska zawartość kwarcu i plagioklastu oraz najczęściej brak muskowitzu.

Enklawy łuszczkowe różnią się od łupków mikowych pasma kamienickiego nieco niższą zawartością kwarcu i muskowitzu oraz większą biotytu. Wydaje się, że różnice te mógł spowodować nieco odmienny skład pierwotnych, ilastych osadów, z których niewątpliwie powstały te skały. Niektóre łupki łuszczkowe (podobne do tych z enklaw) uległy leukokratyzacji, przechodząc w łupki muskowitzowe.

LEPTYNITY

Zwykle towarzyszą od południa łupkom łuszczkowym pasma kamienickiego (fig. 5). Nieraz tworzą niewielkie wkładki w leukogranitach i leukognejsach słojowych. Berg (1926a) i Zimmer-

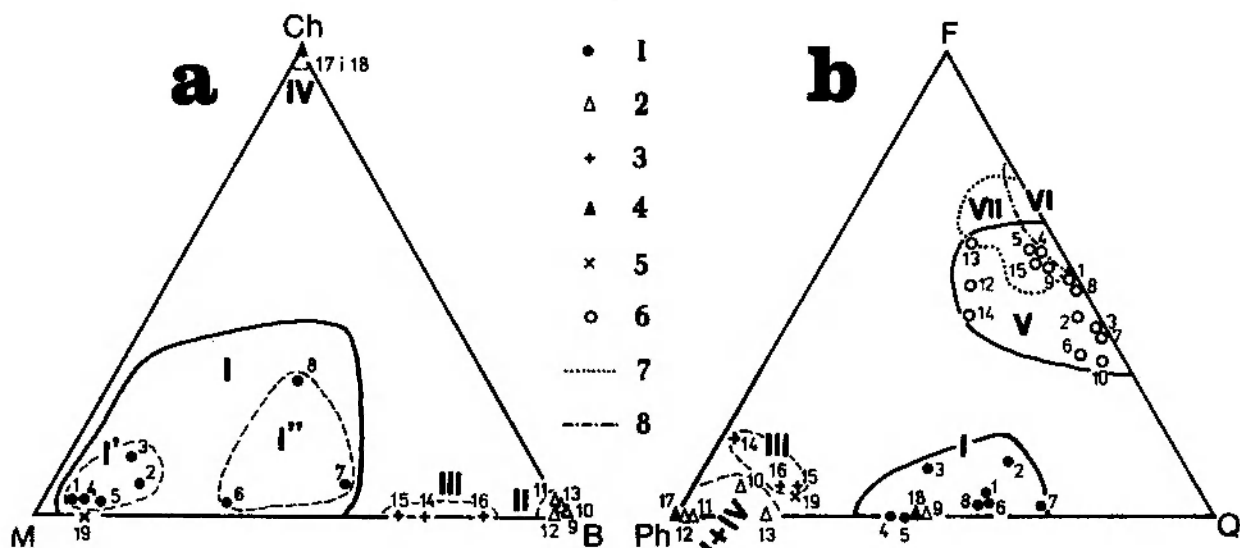


Fig. 29

Skały łuszczkowe, chlorytowe i leptynity w trójkątach kumulacyjnych (w % obj.): a - Ch-M-B, b - F-Ph-Q

I - łupki mikowe pasma kamienickiego (pole I); I' - z rejonu Czerniawy i Świeradowa Zdroju, I'' - z rejonu Kwieciszowice; 2 - łupki biotytowe (pole II); 3 - enklawy łuszczkowe z gnejsów izerskich (pole III); 4 - skały chlorytowe (pole IV); 5 - łupek muskowitzowy, pkt. 19 (punkty 1-19 por. tab. 9); 6 - leptynity (pole V, por. tab. 10); 7 - leukogranity (pole VI, por. fig. 21d); 8 - leukognejsy słojowe (pole VII, por. fig. 12c). Znaki literowe: Ch - chloryty; M - muskowitz; B - biotyt; Ph - łuszczki+chloryty; F - skaleni; Q - kwarc

Mica and chlorite rocks and leptinites in cumulative diagrams (vol. %) a - Ch-M-B, b - F-Ph-Q

I - mica schists of the Stara Kamienica belt (region I); I' - from the area of Czerniawa and Świeradow Zdrój, I'' - from the area of Kwieciszowice; 2 - biotite schists (region II); 3 - mica enclosures from the Iżera gneisses (region III); 4 - chlorite rocks (region IV); 5 - muscovite schist, point 19 (points 1-19 - see tab. 9); 6 - leptinites (region V, see tab. 10); 7 - leucogranites (region VI, see fig. 21d); 8 - laminated leucogneisses (region VII, see fig. 12c). Letter symbols: Ch - chlorites; M - muscovite; B - biotite; Ph - micas+chlorites; F - feldspars; Q - quartz

mann (1937) skały te nazywali fyllitowymi łupkami mikowymi z blaszkami biotyту (por. fig. 4). K. Smulikowski (1958a) określił je mianem łupki aplitowe, natomiast K. Kozłowski (1966) zaproponował dla nich nazwę leptynity. Autor ten (K. Kozłowski 1974) wydzielił leptynity: (a) plamiste z postdeformacyjnym biotytem, (b) leukokratyczne, (c) szare i (d) turmalinowe. Leptynity pierwszych trzech odmian występują głównie w rejonie Świeradowa Zdroju na stokach góry Zajęcznik, natomiast w rejonie Czerniawy Zdroju stwierdzono przede wszystkim leptynity leuko-

kratyczne, a podrzędnie szare i turmalinowe (tab. 10, an. 1-14).

Autor niniejszej pracy natrafił w dolinie potoku Czerniawka na leptynity leukokratyczne kwarcowo-albitowo-mikroklino-we (tab. 10, an. 15). Są to skały białe, równo- i bardzo drobnoziarniste, z wyraźną teksturą łupkową. Mikroskopowo ujawniają naprzemianległe laminy granoblastyczne skaleni z kwarcem oraz laminy lepidoblastyczne zbudowane z jasnej miki. Ich obraz mikroskopowy najbardziej przypomina gnejsy drobnoślójowe. Leptynity te różnią się od

Tabela 10

Skład mineralny leptynitów (‰ obj.)
Mineral composition of leptinites (vol. ‰)

Nr analizy Analysis No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Nr próby Sample No	532a-K	533b-K	535a-K	535c-K	543-K	544a-K	545-K	546-K	546b-K	547a-K	547b-K	550b-K	551-K	552-K	113a-Ż
Kwarc Quartz	46,0	51,3	58,0	39,0	35,9	57,5	59,7	48,9	41,2	61,1	16,4	28,6	25,5	32,8	39,7
Plagioklaz (An > 5) Plagioclase (An > 5)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,6
Albit szachownicowy Checked albite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18,6
Albit zbliźniaczony normalnie (An 0-5) Normal albite (An 0-5)	48,4	40,8	38,9	55,5	56,4	35,0	38,1	48,3	52,8	32,6	72,0	49,5	58,2	35,2	1,5
Skaleń potasowy Potash feldspar	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,6	25,0
Muskowit Muscovite	+	0,6	0,9	+	2,1	0,4	0,3	0,8	1,5	+	6,7	8,6	5,6	11,1	4,8
Serycyt Sericit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5
Biotyt Biotite	0,9	3,2	0,3	4,1	3,1	6,2	-	-	2,5	5,0	3,4	11,9	10,7	13,3	0,3
Chloryt Chlorite	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rutyl Rutile	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatyt Apatite	+	+	0,2	0,6	+	+	0,6	+	+	0,3	+	+	+	+	-
Cyrkon Zircon	+	+	+	0,2	+	+	+	+	+	+	0,2	+	+	+	+
Turmalin Tourmaline	4,1	3,0	1,2	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-	-	-
Tlenki Fe Fe oxides	0,6	1,1	0,5	0,6	2,5	0,6	1,3	0,9	2,0	1,0	1,3	1,4	-	+	+

+ - ilości śladowe (traces).

Lokalizacja: 1-14 - NW stok góry Opaleniec, rejon Czerniawy Zdroju;
15 - Potok Czerniawka, NE stok góry Smrk, rejon Czerniawy Zdroju.

Analizy według: 1-14 - K. Kozłowskiego (1974, tab. 8, an. 1, 3, 6-14, 17-19, s. 29); 15 - autora pracy.

Localities: 1-14 - NW slope of Mount Opaleniec, the Czerniawa Zdrój area; 15 - the Czerniawka stream, NE slope of Mount Smrk, the Czerniawa Zdrój area.

Analyses: 1-14 - after K. Kozłowski (1974, tab. 8, an. 1, 3, 6-14, 17-19, p. 29); 15 - by the present author.

c.d. tab. 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Titanite (sphene)										
Apatyt	–	+	0,9	–	–	0,2	–	1,1	–	–
Apatite										
Rutyl	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rutile										
Turmalin	–	24,3	30,4	–	–	–	38,1	16,1	5,7	73,7
Tourmaline										
Fluoryt	–	–	–	50,5	13,0	–	–	–	–	–
Fluorite										
Amfibol*	0,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Amphibole*										
Getyt	–	–	–	0,1	0,1	–	–	–	–	–
Goethite										
Tlenki Fe	3,6 ^h	+	+	–	–	0,4	–	–	0,1	–
Fe oxides										

+ – ilości śladowe (traces): * – antofyllit, kumingtonit lub tremolit (anthophyllite, cummingtonite or tremolite); h – hematyt (hematite).

Lokalizacja: 1 – okolice Polany Izerskiej, dolina potoku Mokrzyca; 2-3 – Czerniawa Zdrój, NW stok góry Opaleniec; 4-5 – Świeradów Zdrój, S stok góry Zajęcznik; 6 – Świeradów Zdrój Dolny, koryto rzeki Kwisy poniżej ujścia potoku Mirotka; 7 – NW zbocze Izerskiego Stogu; 8-9 – SW stok Izerskiego Stogu; 10 – okolice Polany Izerskiej, dolina potoku Mokrzyca (N zbocze góry Podmokła).

Analizy według: 1 i 6-10 – autora pracy; 2-3 – K. Kozłowski (1974, tab. 8, an. 2 i 15, s. 29); 4-5 – Pawłowskiej (1966, tab. 2, an. 1-2, s. 19).

Localities: 1 – vicinity of Polana Izerska, the Mokrzyca stream valley; 2-3 – Czerniawa Zdrój, NW slope of Mount Opaleniec; 4-5 – Świeradów Zdrój, S slope of Mount Zajęcznik; 6 – Świeradów Zdrój Dolny, the Kwisa river bed below the Mirotka mouth; 7 – NW slope of Izerski Stóg; 8-9 – SW slope of Izerski Stóg; 10 – vicinities of Polana Izerska, the Mokrzyca stream valley (N slope of Mount Podmokła).

Analyses by: 1 and 6-10 – the present author; 2-3 – K. Kozłowski (1974, tab. 8, an. 2 and 15, p. 29); 4-5 – Pawłowska (1966, tab. 2, an. 1-2, p. 19).

an. 4 i 5). Zdaniem obu autorów są to zmetamorfizowane, osadowe skały kwarcowe, a wysoka zawartość turmalinu i fluorytu jest efektem metasomatozy.

Na terenie masywu Izerskiego Stogu kwarcyty stwierdzono w potoku Mokrzyca, poniżej Polany Izerskiej (fig. 5). Tworzą one w obrębie granitognejsów zgodne oraz wyraźnie wyodrębniające się wkładki o miąższości kilkunastu centymetrów i orientacji 345/65. Z powodu bliskości strefy dyslokacyjnej są bardzo silnie zmienione i zaangażowane tektonicznie.

Makroskopowo omawiane kwarcyty odznaczają się ciemnobrunatną barwą z rdzawymi plamami i smugami oraz drobnoziarnistą strukturą i bezładną teksturą. Są spękane i poprzecinane białymi żyłkami kwarcu. Ich skład mineralny przedstawiono w tabeli 11 (an. 1). Kwarc występuje w postaci połamanych ziarn różnej wielkości, o falistym lub mozaikowym wygaszaniu światła. W całej skale rozsiane są tlenki Fe i tytanit oraz silnie postrzępione i powyginane agregaty lub pojedyncze blaszki mik. Biotyt zwykle jest znacznie schlorytizowany. W towarzystwie kwarcu często obserwuje się bardzo drobne, bezbarwne, igielkowate skupienia amfibolu, reprezentowane

najprawdopodobniej przez antofyllit, kumingtonit lub tremolit (?).

Omawiane kwarcyty można zaliczyć do skał suprakrustalnych. Wkładki mają bieg prostopadły w stosunku do orientacji strefy uskokowej; tak więc kwarcyty te nie mogły powstać w wyniku infiltracji krzemionki z tej strefy, gdyż w takim przypadku powinny raczej rozciągać się wzdłuż uskoku.

SKAŁY ALBITOWO-KWARCOWE

Skały albitowo-kwarcowe występują w korycie rzeki Kwisy około 1 km poniżej cmentarza w Świeradowie Zdroju (fig. 5). Tworzą zgodną wkładkę, o miąższości około 5 m, w obrębie gnejsów drobnooczekowo-słojowych, niedaleko kontaktu z leukognejsami słojowymi. Charakteryzują się jasnoszarą barwą, drobnoziarnistą strukturą i na ogół bezładną teksturą. Wykazują słabą kierunkowość, wyrażoną przez smugi biotytowe o rozmytych konturach. Stwierdzono w nich dwie generacje mezofaldów: starsze – wąskopromienne i młodsze – szerokopromienne.

Mikroskop pozwala stwierdzić, że omawiane skały zbudowane są głównie z kwarcu i albitu

(tab. 11, an. 6). Kwarc wykazuje wyraźne tektoniczne zaangażowanie, natomiast niezdeformowany albit (i niekiedy oligoklaz), reprezentowany jest przez czyste, niezsercytyzowane, normalnie oraz rzadziej szachownicowo zbliżnione ziarna. Często zawierają one wrostki kwarcu. W niewielkich ilościach występuje mętny, spękany i pertytowy skaień potasowy. Biotyt tworzy wydłużone, pojedyncze blaszki, ulegające niekiedy muskowitzacji, postępującej od brzegów ziarn.

Wydaje się, że omawiane skały stanowią polimetamorficznie zmienione osady arkożowe.

SKAŁY KWARCOWO-TURMALINOWE

Skały kwarcowo-turmalinowe występują w obrębie gnejsów i granitów izerskich, tworząc w nich nieregularne strefy o średnicy najczęściej nie przekraczającej 50 cm, lecz maksymalnie dochodzącej nawet do kilkudziesięciu metrów (np. N stok góry Podmokła – fig. 5). Zwykle związane są z gnejsami smużysto-oczkowymi, leukogranitami i granitognejsami (pl. XII, 1), rzadziej z gnejsami słojuowymi. Charakteryzują się średnio- lub gruboziarnistą strukturą oraz bezkierunkową i kataklastyczną teksturą. Wśród połamanych słupków czarnego turmalinu, widoczne są nieregularne strefy i żyłki białego kwarcu. Odznaczają się one zmienną grubością – od ułamków milimetra do 1 cm. Z tymi grubszymi często współwystępują agregaty muskowitzowe. Rzadziej wśród kwarcu widoczne są ziarna skaleni.

Mikroskop ujawnia (tab. 11, an. 7–10), że partie kwarcowe zbudowane są niemal wyłącznie z dużych, czystych i spokojnie wygaszających ziarn tego minerału. Sporadycznie towarzyszą im zsercytyzowane wrostki plagioklazu, mętnego skalenia potasowego, łyszczyków i normalnie zbliżnionego albitu. Ziarna turmalinu rozprzestrzenione są nierównomiernie: bądź ilościowo ustępują kwarcowi, bądź tworzą koncentracje, w których zajmują ponad 90% objętości skały. Zwykle charakteryzują się pleochroizmem: ϵ – prawie bezbarwnym, ω – zielonym do brązowego. Ujawniają różny stopień przeobrażenia od dobrze zachowanych do rozpadających się na mniejsze fragmenty otoczone sercytem i kwarcem (fig. 30). Sercyt ten rekrystalizuje w duże blaszki muskowitzu (M IV). Kwarc wypełnia też spękania w turmalinie (Q III), tworząc żyłki (pl. XII, 2), które niekiedy wzajemnie się przecinają. W omawianych skałach występują prawidłowo wykształcone ziarna apatytu o średnicy dochodzącej do 5 mm. Reprezentują

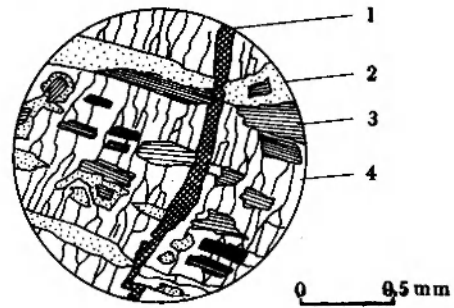


Fig. 30

Zastępowanie ziarna turmalinu (4) przez sercyt (2), muskowitz (3) i kwarc (1) w skałe kwarcowo-turmalinowej w szczytowych partiach Izerskiego Stogu

Replacement of a tourmaline grain (4) by sercite (2), muscovite (3) and quartz (1) in the tourmaline-quartz rock from vicinity of the Izerski Stóg summit

młodsza generację tego minerału, ściśle związaną z procesem turmalinizacji.

W wyniku przeprowadzonych obserwacji można stwierdzić, że skały kwarcowo-turmalinowe tworzyły się kosztem typowych gnejsów i granitów izerskich. Ubytek pierwotnych skaleni nastąpił w wyniku ich rozpadu na kwarc i muskowitz. Częste występowanie tych skał w obrębie gnejsów smużystych można tłumaczyć tym, że jako najsilniej skataklazowane pozwalały na swobodniejsze krążenie w ich obrębie roztworów bor- i fluoronośnych.

Na podstawie badań inkluzji występujących w ziarnach kwarcu, pochodzących z izerskich skał kwarcowo-turmalinowych, ich powstanie należy łączyć z działalnością hydroterm w temperaturach 500–360°C (A. Kozłowski 1978, tab. 6, s. 197).

ŻYŁY GRANITU IZERSKIEGO

Na terenie masywu Izerskiego Stogu w kilku punktach natrafiono na bloki granitów i granitognejsów izerskich, przecięte żyłami drobnoziarnistego granitu (pl. XII, 3 i 4). Ich miąższość waha się od 30 do 50 cm, choć w wielu wypadkach jest znacznie większa, gdyż spotykano bloki tych skał o metrowej średnicy, tylko jednostronnie ograniczone skalą ościenną. Przejście jednej skały w drugą jest zwykle niezbyt ostre i jakby rozmyte.

Są to skały drobno- i najczęściej równoziarniste, o bezkierunkowej teksturze. Miejscami przechodzą w odmiany średnioziarniste lub porfirowe. W tych ostatnich fenokryształy występują w niewielkiej ilości; zazwyczaj dzielą je odległości około 10 cm. Fenokryształy reprezentowane są

przez okrągławe ziarna kwarcu oraz — zwykle prawidłowo wykształcone — skalenie o średnicy od 3 do 15 mm. Prawie wszystkie omawiane granity wykazują słabe i fragmentarycznie zaznaczające się, równoległe do siebie, powierzchnie metamorficznego złupkowania.

Mikroskopowo (tab. 12, an. 1–3) przypominają drobnoziarniste granity izerskie, z tą różnicą, że poszczególne minerały bardzo rzadko wykazują ślady deformacji, a procesy albityzacji tylko sporadycznie doprowadzają do tworzenia się albitu (normalnie zbliźnionego i szachownicowego).

Omawiane skały odpowiadają składem mineralnym granitom właściwym (fig. 31a, pole I). Pomimo że pochodzą z odległych od siebie części terenu, na diagramach tworzą zwarte pole (fig. 31a, b; pole I), którego położenie różni się nieco od pozycji zajmowanej przez granitoidy Karkonoszy (fig. 31a, b, pole II; por. tab. 12, an. 6–12). Od tych ostatnich różnią się ponadto mniejszą ilością plagioklastu i większą zawartością lyszczyków oraz przewagą muskowitu nad biotytem.

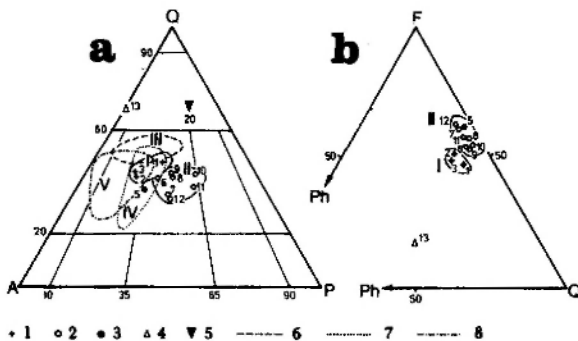


Fig. 31

Granitoidy masywu Karkonoszy, żyły granitu izerskiego oraz mylonit uskokowy i gniazdo biotytowe w trójkątach: *a* — klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych — Q-A-P; *b* — kumulacyjnym — F-Ph-Q

I — żyły granitu izerskiego (pole I); 2 — granitoidy masywu Karkonoszy (pole II); 3 — pegmatytoidalny granit Karkonoszy z wschodni wśród skał izerskich (pkt. 5); 4 — mylonit uskokowy (pkt. 13) (punkty 1–13 por. tab. 12); 5 — gniazdo biotytowe (pkt. 20, por. tab. 9); 6 — gnejsy drobnosmużyste (pole III, por. fig. 13a); 7 — drobnoziarniste granitognejsy izerskie (pole IV, por. fig. 18a); 8 — drobnoziarniste granity izerskie (pole V, por. fig. 19a). Symbole literowe: Q — kwarc; A — skalenie potasowy + albit (An_{0-5}); P — plagioklast (An_{x-100}); F — skalenie; Ph — lyszczyki + chloryty

Granitoids of the Karkonosze massif, Iżera granite veins, fault mylonite and biotite nodule in diagrams: *a* — classification triangle for plutonic rocks — Q-A-P; *b* — cumulative diagram — F-Ph-Q

I — Iżera granite veins (region I); 2 — granitoids of the Karkonosze massif (region II); 3 — Karkonosze pegmatoid granite incoming within the Iżera rocks (point 5); 4 — fault mylonite (point 13) (points 1–13 — see tab. 12); 5 — biotite nodule (point 20, see tab. 9); 6 — fine-flaser gneisses (region III, see fig. 13a); 7 — fine-grained Iżera granite-gneisses (region IV, see fig. 18a); 8 — fine-grained Iżera granites (region V, see fig. 19a). Letter symbols: Q — quartz; A — potash feldspar + albite (An_{0-5}); P — plagioclase (An_{x-100}); F — feldspars; Ph — micas + chlorites

Powyższe cechy wykluczają związek tych żył z masywem Karkonoszy. Również ślady złupkowania (których nie wykazuje granitoid Karkonoszy) wskazują na ich przedwaryscyjski wiek. Skład mineralny tych skał jest identyczny, jak drobnoziarnistych granitów izerskich i powstałych przez ich deformację drobnoziarnistych granitognejsów i gnejsów drobnosmużystych (fig. 31a, pole III–V; por. też figury 13a, 18a, 19a).

MIKROGRANITOIDY

Występują w postaci niewielkich bloczków w okolicach Polany Iżerskiej (fig. 5). Berg (1925a) znaczy w tym miejscu żyłę młodszego porfiru granitowego (por. fig. 4).

Są to skały jasnoszare o strukturze wyraźnie porfirowej i teksturze bezładnej. Fenokryształy, o długości kilku milimetrów, reprezentowane są przez: (a) niemal całkowicie zsercytyzowane, prawidłowo wykształcone skalenie potasowe (pl. XII, 5), (b) słupkowe lub igielkowe pseudomorfozy chlorytowe po biotycie i prawdopodobnie amfibolu, (c) mniej liczne, intensywnie poprzerastane serycytem i epidotem, plagioklasty, (d) automorficzne kryształy magnetytu oraz (e) sporadycznie występujące, okrągławe ziarna kwarcu (tab. 12, an. 4).

Wydaje się, że skały te, przed wtórnymi przeobrażeniami, były porfirami syenitowymi lub granitowymi. Z uwagi na niemożność dokładniejszego ich sklasyfikowania, nazwano je mikrogranitoidami. Genetycznie związane są one z masywem Karkonoszy.

ŻYŁY KWARCOWE

Żyły spotykane są na całym badanym obszarze. Z powodu słabego odsłonięcia terenu obserwowane są najczęściej w luźnych blokach, a in situ występują niekiedy w korytach potoków. Ich grubość zwykle nie przekracza tam kilku centymetrów. Natomiast w okolicach tektonicznych dyslokacji znajdujące się bloki mlecznego kwarcu o średnicy dochodzącej do 0,5 m.

Wiele skał kwarcowych występujących na obszarze bloku izerskiego, powstało przez infiltracyjne skwarcowanie gnejsów i granitoidów (Lewowicki 1967; W. Smulikowski 1969, 1972; Kotowski 1972). Autor pracy stwierdził dużą zbieżność między obszarami występowania skwarcowanych skał gnejsowych (por. fig. 32) a przebiegiem dyslokacji tektonicznych, ułatwiających infiltrację krzemionki.

Tabela 12

Skład mineralny żył granitu izerskiego, mikrogranitoidów, granitów Karkonoszy oraz mylonitów tektonicznych (% obj.)
 Mineral composition of Iżera granite veins, microgranitoids, Karkonosze granites and tectonic (fault) mylonites (vol. %)

Skaly Rocks	Żyły granitu izerskiego Iżera-granite veins	Mikrogranitoid Microgranitoid	Pegmatyoidalny granit Karkonoszy Karkonosze pegmatoid granite	Granitoidy Karkonoszy Karkonosze granitoids						Mylonit tektoniczny (uskokowy) Tectonic (fault) mylonite	
Nr analizy Analysis No	1 2 3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Nr próby Sample No	69-Ż 216a-Ż 587-Ż	247-Ż	245-Ż	502-Ż	12-B	11-B	9-B	9-B	8-B	6-B	727-Ż
Analizy chemiczne Chemical analyses	x x x		x								
Kwarc Quartz	42,4 36,5 36,0	0,2	34,3	38,5	33,1	38,9	40,3	40,6	36,3	31,7	38,2
Plagioklaz Plagioclase	18,2 15,3 13,9	4,3	21,2	22,7	29,8	28,3	27,1	35,4	36,2	31,3	16,9
% An w plagioklazie % An in plagioclase	3 5-7 1-2 7-13 14-15		39,2	31,4	30,8	27,9	26,8	19,0	21,8	31,0	0-1
Skaleń potasowy Potash feldspar	28,5 36,2 33,9	13,1		31,4	30,8	27,9	26,8	19,0	21,8	31,0	--
Muskowit Muscovite	2,4 6,7 7,3	0,7	--	0,7	--	0,05	--	+	0,1	+	4,2
Serycyt Sercite	0,7 2,9 2,8	10,1	1,5	--	--	--	--	--	--	--	27,5
Biotyt Biotite	7,8 2,4 2,7	--	+	6,1	5,4	3,8	5,2	4,0	4,6	5,4	--
Chloryt Chlorite	+	12,9	2,4	0,4	0,5	0,8	0,3	0,5	0,6	0,3	7,2
Tytanit Titanite (sphene)	--	--	1,4	--	+	+	+	+	--	--	5,4

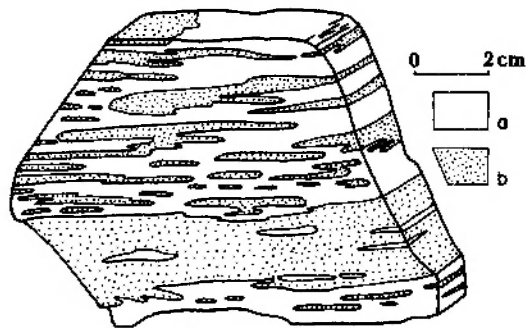


Fig. 32

Silnie zsylikowany gnejs drobnosłojowy z zachowaną płaskorównoległą kierunkowością, N stok góry Świeradowiec, pr. 251a-Ż

a – warstewki kwarcowo-skalieniowe; *b* – warstewki kwarcowe

Strongly silicified fine-laminated gneiss with preserved plain-parallel structure, N slope of Mount Świeradowiec, sample 251a-Ż

a – quartz-feldspar layers; *b* – quartz layers

Część wystąpień jasnoszarego kwarcu – szczególnie o nieregularnych zarysach – powstała zapewne w wyniku metamorficznego „wypoceńnięcia” krzemionki z okolicznych gnejsów i granitoidów, która gromadziła się w zluźnieniach i szczelinach.

Ogromna większość żył kwarcowych bloku izerskiego jest pochodzenia hydrotermalnego (Lewowicki 1967; A. Kozłowski 1978). Tworzyły się one na tym terenie w temperaturach od 440 do 120°C (A. Kozłowski 1978).

GRANITY KARKONOSZY

Tworzą wtrącenia wśród gnejsów i granitów izerskich na S stokach Grzbietu Wysokiego. Największa ich ilość występuje w okolicach Polany Izerskiej, około 1,5 km od kontaktu z masywem Karkonoszy (fig. 5). Są to skały o wyglądzie charakterystycznym dla endogenicznej strefy intruzji (por. Żaba 1979), w których partie pegmatytoidalne płynnie przechodzą w aplitoidalne. Mikroskopowo przebadano 6 płytek cienkich leukokratycznych, pegmatytoidalnych granitów Karkonoszy, a ich typowy skład mineralny przedstawiono w tabeli 12 (an. 5).

Kwarc tworzy duże, zwykle spokojnie wygaszające światło, kryształy. Plagioklasy (8–18% An) intensywnie przerastają się ze skałeniami potasowym i kwarcem. K-skałenie często zawierają dwa krzyżujące się zespoły pertytów: w postaci równoległych do siebie, wydłużonych „mikrokropel” z odmieszania oraz późniejsze, żyłkowate pertyty infiltracyjne. W skałeniach potasowych często spotykane są przerosty granitowe kwarcu oraz wrostki lyszczyków. Niemal wszystkie

skałenie są zbliżone i na ogół nie wykazują wtórnych przeobrażeń. Wśród lyszczyków, poza apatitem, cyrkonem i tlenkami Fe, sporadycznie pojawia się turmalin (pr. 242). Skały te nie noszą znamion deformacji tektonicznych.

Granity masywu Karkonoszy, graniczące od południa z opracowywanym terenem, należą do odmiany porfirowatej, zaliczanej do granitów centralnych (por. tab. 12, an. 6). Niekiedy wcinają się one ku północy, w obręb skał izerskich, tworząc wąskie, tektonicznie uwarunkowane „zatoki”, lub odsłaniają się w głębokich wcięciach potoków, spływających z południowych stoków Izerskiego Stogu (fig. 5). Świadczy to o ich płytkim zaleganiu w tym rejonie pod skałami metamorficznymi. W granitach tych występują niekiedy kilkumilimetrowej długości słupki andaluzytu.

W tabeli 12 (an. 7–12) w celach porównawczych przedstawiono skład mineralny granitów porfirowatych występujących w okolicach Szklarskiej Poręby (Borkowska 1966). Jak wynika z figury 31a,b (pole II), skały z obu rejonów nie różnią się od siebie i odpowiadają granitom właściwym. Również niczym nie różni się od nich granit pegmatytoidalny z okolic Polany Izerskiej (fig. 31a,b – pkt. 5), co wskazuje na jego ścisły związek z waryscyjską intruzją.

BREKCIJE I MYLONITY USKOKOWE

Towarzyszą na badanym terenie większym strefom dyslokacyjnym. Do największych należy uskoki o przebiegu NW–SE, zaznaczony fragmentarycznie przez Berga (1925b) w rejonie Czerniawy Zdroju (fig. 4). W okolicach Rozdroża Izerskiego szczegółowo wykartował go Koziar (1973), nazywając – uskokiem górnej Kwisy. Autor niniejszej pracy stwierdził w terenie dalsze, brakujące części tej dyslokacji (fig. 5). Drugą wielką dyslokacją, przypuszczalnie warunkującą powstanie Obniżenia Świeradowskiego, jest uskoki o generalnym kierunku N–S.

Na liniach przebiegu tych i innych dyslokacji stwierdzono bloki żyłowego kwarcu i brekcji tektonicznych. W ujściowych odcinkach potoków Mirotki i Świeradówka występują odsłonięcia mylonitów. Szerokość stref ich występowania waha się od 30 do 60 m. Są to skały jasne, gęsto pocięte szeregiem grubszych, podobnie zorientowanych, żył kwarcowych, układających się zgodnie z przebiegiem strefy uskokowej. Ponadto skały te pocięte są niezliczoną ilością drobnych, rozgałęziających się, żyłek kwarcowych o grubości często mniejszej od 1 mm. Mikroskopowo stano-

wią one drobnoziarnistą miazgę mineralną, zbudowaną z albitu, kwarcu, chlorytu, tlenków Fe, całkowicie zsercytyzowanych skaleni potasowych oraz rzadziej – nieregularnych ziarn tytanitu o średnicy około 2 mm (tab. 12, an. 13). Pocięte są wieloma rozgałęziającymi się żyłkami kwarcu. Ich skład mineralny znacznie odbiega od typowych gnejsów i granitów izerskich, odpowiadając silnie kwarcowym granitoidom (fig. 31a – pkt. 13).

SKUPIENIA MINERALNE

W gnejsach i granitoidach masywu Izerskiego Stogu często spotykane są nieregularne, plamiste koncentracje (gniazda) turmalinu i biotyty. Powstały one wtórnie, dzięki metasomatycznym procesom, obejmującym te skały. Formy takie Didier (1973, s. 357) określa jako *nodule*.

GNAZDA TURMALINOWE

Występują w obrębie wszystkich typów gnejsów i granitoidów izerskich, a szczególnie często w leukogranitach i leukognejsach, jak również w silnie skatakazowanych gnejsach smużystych, drobnoziarnistych granitach i granitognejsach. Najczęściej spotyka się je w rejonie Czerniawy Zdroju oraz w szczytowych partiach Izerskiego Stogu i góry Smrk.

Gniazda turmalinowe przyjmują formę: (a) ciemnych plam, utworzonych z rozproszonych w skale ziarn turmalinu, lub (b) zwartych wystąpień, zbudowanych prawie wyłącznie z tego minerału. Te ostatnie zwykle otoczone są strefami leukokratycznymi, a nieraz tworzą skupienia promieniaste, tzw. *słońca turmalinowe*. Petrograficzne opisy koncentracji turmalinowych podano kilkakrotnie przy opisach gnejsów i granitoidów izerskich. Formy te, występujące w leukogranitach, szczegółowo omówił K. Kozłowski (1966).

GNAZDA BIOTYTOWE

Kształtem przypominają gniazda turmalinowe. Spotykane są tylko w luźnych blokach gnejsów smużystych, na stokach Izerskiego Stogu. Ich

skład mineralny przedstawiono w tabeli 9 (an. 20).

Biotyt tworzy w nich duże blaszki, ściśle pozazębiane z mniej liczny muskowitem. Niekiedy są one nieznacznie wygięte lub wypierane wzdłuż płaszczyzn łupliwości przez kwarc młodszej generacji (Q II?). Ziarna oligoklazu są nieznacznie popękane i zsercytyzowane, a pertytowy mikroklin nieraz jest zastępowany przez jasną mikę. Kwarc tworzy duże ziarna, nieco faliście wygaszające światło. Opisywane skupienia często są otoczone leukokratyczną strefą.

Gniazda biotytowe w klasyfikacji skał plutonicznych składem mineralnym odpowiadają silnie kwarcowym granitoidom (fig. 31, pkt. 20). Zmiany składu mineralnego, zachodzące na granicy gniazd i otaczających je stref leukokratycznych, graficznie zobrazowano na figurze 33.

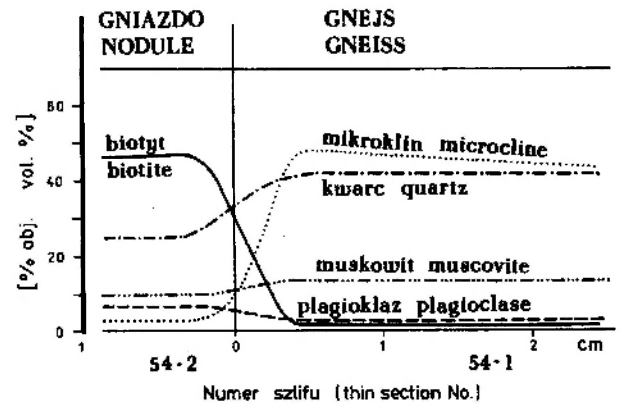


Fig. 33

Zmienność zawartości głównych minerałów na granicy gniazda biotytowego z gnejsami smużystymi

Differentiation of main minerals contents at the contact between biotite nodule and flaser gneisses

Powstanie omawianych form należy łączyć z regionalną, metasomatyczną albityzacją gnejsów izerskich, kiedy wypierane ze skał: K, Fe i Mg, były wychwytywane przez okoliczne skały, w których niekiedy łącząc się z miejscowymi składnikami tworzyły gniazda biotyty. Ten sam proces prowadził również do powstawania blaszek porfiroblastycznego biotyty w plamistych łupkach łuszczkowych i leptynitach oraz gnejsach, leżących w pobliżu S granicy pasma kamienickiego.

CHEMIZM SKAŁ

ANALIZA PETROCHEMICZNA

W celu pełniejszego scharakteryzowania skał masywu Izerskiego Stogu przedstawiono i opracowano 31 nowych analiz chemicznych oraz 33

analizy zaczerpnięte z literatury. Te ostatnie dotyczą głównie skał sąsiadujących z opracowywanym terenem, jak: łupków mikowych, leukogranitów, leptynitów i granitu Karkonoszy. W celach porównawczych przedstawiono również kilka

analiz chemicznych proterozoicznych i ordowickich łupków ilastych, mułowych i kwarcowych, występujących na obszarze Barrandienu w CSRS (Suk 1964; Škvor *et al.* 1978) oraz amfibolitów pochodzących z różnych punktów całego bloku izerskiego (Berg 1926c, 1941a; Kozłowska-Koch 1965, 1971). Autor starał się ustalić, czy wykryte w trakcie badań mikroskopowych powiązania i odrębności między skałami znajdują potwierdzenie w ich składzie chemicznym. W głównej mierze skoncentrowano się na próbach bliższego scharakteryzowania procesu granityzacji, określenia pierwotnego charakteru gnejsów i granitoidów izerskich oraz wyjaśnienia genezy tkwiących w nich wkładek amfibolitów, skał biotytowych, chlorytowych i enklaw łuszczkowych.

Nowo wykonane analizy oraz większość cytowanych z literatury, przeliczono na skład normatywny CIPW (Cross *et al.* 1903), parametry Niggiego (1923) i wskaźniki granitowe (Burchart 1974) (por. tab. 13–21). Przedstawiono je na diagramach klasyfikacyjnych i interpretacyjnych (figury 34–48), na których numery przy punktach projekcyjnych odpowiadają numerom analiz chemicznych w poszczególnych tabelach (tab. 13–21). Objasnienia znaków stosowanych na wszystkich wymienionych rysunkach umieszczono przy figurze 34.

GNESY I GRANITOIDY IZERSKIE

Przy rozpatrywaniu zawartości normatywnych skaleni (fig. 34) wyraźnie zaznacza się duża jednorodność tych skał. Większość punktów projekcyjnych gnejsów, granitognejsów i granitów izerskich grupuje się w niewielkim polu (fig. 34 – linia przerywana), charakteryzującym się nieznaczną przewagą ortoklazu nad albitem ($or = 48\text{--}58\%$), i minimalną ilością anortytu, nie przekraczającą zazwyczaj 5% (w przeliczeniu trzech skaleni na 100%). Największą jednorodnością składu chemicznego odznaczają się gnejsy smużyste, granity izerskie i żyły drobnodziarnistego granitu. Większym natomiast rozproszeniem punktów projekcyjnych charakteryzują się gnejsy i leukognejsy słoje (or = $7\text{--}77\%$) oraz granitognejsy średnio- i gruboziarniste, co do których stwierdzono, iż powstały w wyniku pegmatytyzacji gnejsów słoje. Leukogranity dzielą się na dwie wyraźne grupy; jedna z nich – nieco większa – zawiera ponad 90% albitu, natomiast druga – 60% tego minerału. Zdarzają się jednak leukogranity z niewielką przewagą ortoklazu nad albitem. Powyższe obserwacje w pełni pot-

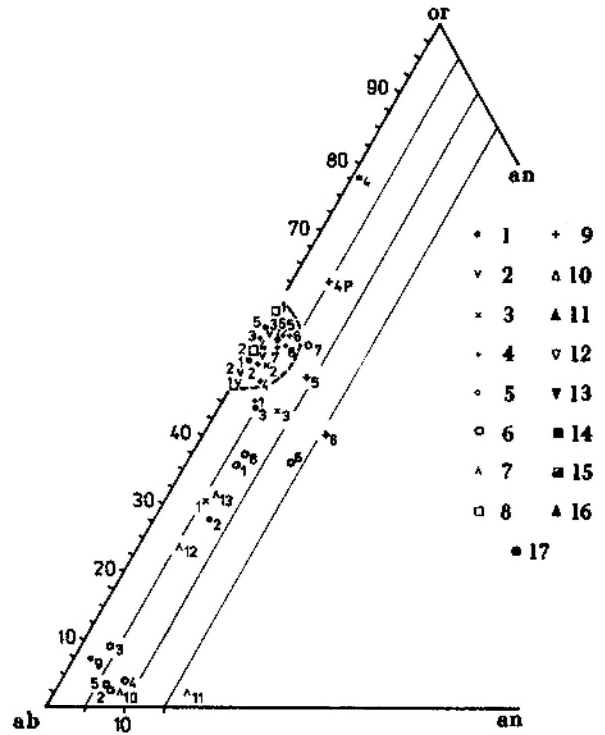


Fig. 34

Zawartość normatywnych skaleni ($\%$ wagowe) w leptynitach, gnejsach i granitoidach izerskich oraz granitoidach Karkonoszy, w trójkącie or-ab-an (ortoklaz-albit-anortyt)

Oznaczenia punktów projekcyjnych do fig. 34 42: 1 – gnejsy słoje; 2 – gnejsy smużyste; 3 – granitognejsy izerskie; 4 – granity izerskie; 5 – leukognejsy słoje; 6 – leukogranity izerskie; 7 – leptynity; 8 – żyły granitu izerskiego; 9 – granity masywu Karkonoszy (P – pegmatoidalne); 10 – łupki mikowe pasma kamienickiego; 11 – łupki biotytowe; 12 – skały chlorytowe; 13 – ilolupki i mułowce Barrandienu; 14 – kwarcyty; 15 – łupki kwarcowe Barrandienu; 16 – enklawa łuszczkowa; 17 – amfibolity (numery punktów projekcyjnych według tabel 13–21); pozostałe objaśnienia w tekście

Normative feldspars contents (wt. %) in leptinites, Iżera gneisses and granitoids and Karkonosze granitoids in the diagram or-ab-an (orthoclase-albite-anorthite)

Explanations of projection points in figures 34–42: 1 – laminated gneisses; 2 – flaser gneisses; 3 – Iżera granite-gneisses; 4 – Iżera granites; 5 – laminated leucogneisses; 6 – Iżera leucogranites; 7 – leptinites; 8 – Iżera granite veins; 9 – granites of the Karkonosze massif (P – pegmatoidal); 10 – mica schists of the Stara Kamienica belt; 11 – biotite schists; 12 – chlorite rocks; 13 – shales and mudstones of Barrandien; 14 – quartzites; 15 – quartz shales of Barrandien; 16 – mica enclosure; 17 – amphibolites (projection points numbers in accordance with tables 13–21); remaining explanations in the text

wierdzają badania mikroskopowe. Podobnie na dwie grupy różnicują się leptynity, w których zawartość albitu waha się najczęściej od 65 do 75% , lecz maksymalnie dochodzi do ponad 95% .

W celach porównawczych naniesiono na omawiany diagram punkty projekcyjne granitów Karkonoszy. Różnią się one od gnejsów i granitów izerskich przede wszystkim wyższą zawartością anortytu ($9\text{--}16\%$), natomiast udział albitu i ortoklazu jest w nich podobny. Powyższe cechy wykazuje większość warwycyjskich granitoidów (Borkowska 1966, fig. 12, s. 41).

Tabela 13 D. Liczba granitowa (Granite index)

Analizy chemiczne gnejsów słojujących
Chemical analyses of laminated gneisses

A. Skład chemiczny (‰ wag.)
Chemical composition (weight ‰)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	76,53	75,49	74,40	74,25	74,91	72,85
Al ₂ O ₃	12,92	14,00	12,90	13,71	12,98	14,87
Fe ₂ O ₃	1,19	0,93	1,64	1,30	1,99	1,26
FeO	0,14	0,36	1,76	0,07	0,04	0,27
MnO	0,018	0,011	0,044	0,012	0,015	0,078
MgO	0,26	0,69	0,54	0,18	0,34	0,47
CaO	0,41	1,03	0,83	0,38	0,36	0,68
Na ₂ O	3,03	3,57	2,87	1,50	2,52	2,73
K ₂ O	4,67	2,18	3,53	7,81	4,66	4,82
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,24	0,16	0,20	0,23
TiO ₂	0,08	0,26	0,37	0,22	0,23	0,24
S	0,13	0,01	0,01	śl.	0,01	śl.
H ₂ O ⁺	0,40	1,14	0,55	0,44	0,80	1,08
H ₂ O ⁻	0,04	0,10	0,14	0,19	0,10	0,13
Suma Total	100,018	99,971	99,824	100,222	99,155	99,708

B. Skład normatywny CIPW
CIPW normative composition

	1	2	3	4	5	6
Q	40,32	43,72	41,68	35,03	41,68	37,00
or	27,61	12,86	20,88	46,15	27,57	28,50
ab	25,65	30,21	24,28	12,64	21,35	23,08
an	0,72	3,81	2,53	0,86	0,47	1,89
C	2,61	4,37	3,43	2,49	3,61	4,47
en	0,64	1,72	1,34	0,45	0,84	1,17
fs	—	—	1,33	—	—	—
ap	0,47	0,47	0,57	0,37	0,47	0,54
il	0,03	0,50	0,70	0,18	0,11	0,45
mt	—	0,24	2,38	—	—	0,44
hm	1,20	0,64	—	1,29	2,00	0,96
pt	0,24	0,01	0,01	—	0,01	—
ru	0,06	—	—	0,12	0,18	—
H ₂ O	0,44	1,24	0,69	0,63	0,90	1,21
Suma Total	99,99	99,97	99,82	100,21	99,19	99,71

C. Parametry Niggiego
Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6
al	49,5	50,8	44,5	49,8	49,3	51,2
fm	9,1	12,5	20,8	8,1	13,3	11,3
c	2,9	6,8	5,2	2,5	2,5	4,2
alk	38,5	29,9	29,5	39,6	34,9	33,3
k	0,50	0,29	0,45	0,77	0,55	0,54
mg	0,27	0,50	0,23	0,21	0,25	0,36
si	493	465	436	457	483	425

	1	2	3	4	5	6
GI ₅	51,30	55,90	48,58	25,40	42,66	46,22
res	45,92	39,34	45,12	71,87	52,41	49,04
Q	26,44	31,26	30,05	29,60	31,65	27,14
or	16,70	—	11,13	39,20	16,70	16,70
ab	—	2,36	—	—	—	—
C	3,06	5,71	4,08	3,10	4,08	5,15
Suma Total	46,20	39,33	45,26	71,90	52,43	48,99

GI₅ – wskaźnik granitowy przy $P_{H_2O} = 5$ kb (granite index at $P_{H_2O} = 5$ kb);
res – restyt (restite).

Analizy: 1 – gnejs mikroklonowy drobnosłojujący (próbka 480-Ż); 2 – gnejs mikroklonowo-albitowy drobnosłojujący (próbka 364-Ż); 3-5 – gnejsy mikroklonowe drobnoczkowo-słojujące (próbki: 156-Ż, 254-Ż i 476-Ż); 6 – gnejs oligoklazowo-mikroklonowy gruboczkowo-słojujący (próbka 318-Ż).

Analyses: 1 – microcline fine-laminated gneiss (sample 480-Ż); 2 – microcline-albite fine-laminated gneiss (sample 364-Ż); 3-5 – microcline fine-augen-laminated gneisses (samples: 156-Ż, 254-Ż and 476-Ż); 6 – oligoclase-microcline coarse-augen-laminated gneiss (sample 318-Ż).

Wszystkie analizy i ich przeliczenia według autora pracy: skład modalny i lokalizacja prób – patrz tab. 1.

All analyses and recalculations by the present author: modal composition and localities of sampling – see tab. 1.

Tabela 14

Analizy chemiczne gnejsów smużystych
Chemical analyses of flaser (streaky) gneisses

A. Skład chemiczny (‰ wag.)
Chemical composition (weight ‰)

	1	2	3	4
SiO ₂	74,83	73,07	75,47	74,87
Al ₂ O ₃	13,68	15,22	12,82	13,35
Fe ₂ O ₃	0,69	1,11	1,94	1,21
FeO	0,45	0,34	0,54	0,68
MnO	0,03	0,026	0,028	0,024
MgO	0,19	0,13	0,35	0,29
CaO	0,41	0,36	0,43	0,47
Na ₂ O	3,57	3,43	2,46	2,96
K ₂ O	4,86	4,86	4,57	4,78
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,21	0,22
TiO ₂	0,06	0,10	0,19	0,23
S	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	0,28	0,70	0,60	0,42
H ₂ O ⁻	0,03	0,14	0,10	0,03
Suma Total	99,33	99,716	99,718	99,544

I. Skład normatywny CIPW
CIPW normative composition

	1	2	3	4
Q	34,86	34,17	42,86	38,52
or	28,73	28,73	27,00	28,22
ab	30,21	29,00	20,82	25,07
an	0,45	0,39	0,75	0,95
C	2,39	4,18	3,55	2,96
en	0,47	0,32	0,87	0,72
fs	0,20	—	—	—
ap	0,57	0,50	0,50	0,50
il	0,12	0,18	0,36	0,44
mt	1,00	0,88	1,25	1,57
hm	—	0,49	1,07	0,13
pt	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O	0,31	0,84	0,70	0,45
Suma Total	99,32	99,69	99,74	99,54

C. Parametry Niggiego
Niggli parameters

	1	2	3	4
al	49,6	52,4	47,9	48,5
fm	7,4	7,8	15,6	11,9
c	2,7	2,2	2,9	3,1
alk	40,3	37,5	33,6	36,5
k	0,47	0,48	0,55	0,51
mg	0,24	0,14	0,21	0,22
si	460	427	479	460

D. Liczba granitowa
Granite index

	1	2	3	4
GI ₃	60,44	58,07	41,64	50,11
res	36,50	38,51	53,68	45,85
Q	17,83	18,03	33,05	26,04
or	16,70	16,70	16,70	16,70
ab	—	—	—	—
C	2,04	4,08	4,08	3,06
Suma Total	36,57	38,81	53,83	45,80

GI₃ – wskaźnik granitowy przy $P_{H_2O} = 5$ kb (granite index at $P_{H_2O} = 5$ kb);
res – restyt (restite).

Analizy: 1 – gnejs mikroklinowy drobnosmążysty (próbka 473-Ż); 2 – gnejs albitowo-mikroklinowy drobnosmążysty (próbka 32-Ż); 3 i 4 – gnejsy oligoklazowo-mikroklinowe średniooczkowo-smążyste (próby: 399-Ż i 441-Ż).

Analyses: 1 – microcline fine-flaser gneiss (sample 473-Ż); 2 – albite-microcline fine-flaser gneiss (sample 32-Ż); 3 and 4 – oligoclase-microcline medium-augen-flaser gneisses (samples: 399-Ż and 441-Ż).

Wszystkie analizy i ich przeliczenia według autora pracy; skład modalny i lokalizacja prób – patrz tab. 3.

All analyses and recalculations by the present author; modal composition and localities of sampling – see tab. 3.

Analizy chemiczne granitognejsów izerskich
Chemical analyses of Izera granite-gneisses

A. Skład chemiczny (% wag.)
Chemical composition (weight %)

	1	2	3
SiO ₂	78,23	75,92	73,15
Al ₂ O ₃	11,80	12,60	14,84
Fe ₂ O ₃	0,87	1,36	0,72
FeO	0,61	0,48	0,70
MnO	0,025	0,025	—
MgO	0,65	0,33	0,51
CaO	0,68	0,50	0,88
Na ₂ O	3,11	2,73	3,45
K ₂ O	2,15	4,32	4,54
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,13
TiO ₂	0,18	0,23	0,11
S	0,01	0,01	—
H ₂ O ⁺	0,76	0,86	0,61
H ₂ O ⁻	0,12	0,07	0,02
Suma Total	99,385	99,635	99,66

E. Skład normatywny CIPW
CIPW normative composition

	1	2	3
Q	49,94	42,51	32,8
or	12,69	25,55	26,7
ab	26,33	23,08	29,3
an	2,17	1,17	4,5
C	3,56	3,01	2,6
en	1,62	0,82	1,9
fs	0,15	—	—
ap	0,44	0,47	0,4
il	0,35	0,44	0,2
mt	1,25	0,95	0,9
hm	—	0,70	—
pt	0,01	0,01	—
H ₂ O	0,88	0,93	0,6
Suma Total	99,39	99,64	99,9

C. Parametry Niggiego
Niggli parameters

	1	2	3
al	48,9	48,5	49,1
fm	15,1	12,7	10,6
C	5,1	3,5	5,2
alk	30,9	35,3	35,1
k	0,31	0,51	0,46
mg	0,45	0,25	0,40
si	550	496	411

E) Liczba granitowa
Granite index

	1	2	3
GI ₅ res	55,13 40,30	46,22 49,35	58,42 37,56
Q or ab C	36,22 — — 4,08	29,95 16,40 — 3,00	19,99 13,36 — 4,21
Suma Total	40,30	49,35	37,56

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb); res – restyt (restite).

Analizy: 1 – granitognejs mikroklinowo-albitowy średnioziarnisto-porfirowy (próbna 579-Ż); 2 – granitognejs oligoklazowo-mikroklinowy równo-gruboziarnisty (próbna 446-Ż); 3 – granitognejs plagioklazowo-mikroklinowy gruboziarnisty (próbna 1-S lub 124-KK).

Analyses: 1 – microcline-albite medium-grained porphyreous granite-gneiss (sample 579-Ż); 2 – oligoclase-microcline coarse-even-grained granite-gneiss (sample 446-Ż); 3 – plagioclase-microcline coarse-grained granite-gneiss (sample 1-S or 124-KK).

Skład chemiczny i normatywny CIPW analizy 3 – według K. Smulikowskiego (1958a) oraz Kozłowskiej-Koch (1965); analizy 1 i 2 oraz wszystkie pozostałe przeliczenia według autora pracy; skład modalny i lokalizację prób przedstawiono w tab. 4.

Chemical and CIPW normative composition of analysis 3 – after K. Smulikowski (1958a) and Kozłowska-Koch (1965); analyses 1-2 and all other recalculations – by the present author; modal composition and localities of sampling – see tab. 4.

B. Skład normatywny CIPW – CIPW normative composition

	1	2	3	4	5	6	7	8
Q or ab an C en fs ap il mt hm pt ru H ₂ O	30,48 26,44 29,68 3,39 3,55 1,55 0,82 0,54 0,67 1,55 — 0,01 — 0,79	40,76 26,72 24,28 1,31 3,39 0,25 — 0,40 0,09 — 1,55 0,12 0,04 0,93	46,68 26,00 21,29 0,25 2,88 0,37 — 0,44 0,18 0,51 0,57 — — 0,60	38,99 25,78 25,70 2,17 2,78 0,92 0,18 0,50 0,53 1,51 — 0,01 — 0,91	43,70 25,55 19,83 1,47 4,20 0,52 — 0,44 0,30 0,53 1,92 0,01 — 1,14	46,27 26,44 20,03 1,58 2,66 0,17 — 0,44 0,23 1,16 0,14 — — 0,72	42,87 26,39 21,56 1,67 3,21 0,52 — 0,44 0,30 1,57 0,05 — — 0,90	23,5 36,2 28,3 2,8 1,6 4,7 0,7 0,4 1,1 — 0,1 — — 1,4
Suma Total	99,47	99,84	99,77	99,98	99,61	99,84	99,48	100,8

C. Parametry Nigglego – Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6	7	8
al fm c alk k mg si	47,4 14,5 5,5 32,6 0,46 0,33 369	51,2 8,8 3,4 36,6 0,51 0,11 487	51,2 8,2 2,3 38,3 0,53 0,20 574	47,9 12,4 4,7 35,0 0,49 0,27 458	49,8 14,5 3,7 32,0 0,55 0,14 476	50,4 8,6 4,3 36,7 0,55 0,09 556	49,8 11,2 4,0 35,0 0,54 0,18 499	43,2 16,4 4,8 35,6 0,55 0,18 347

D. Liczba granitowa – Granite index

	1	2	3	4	5	6	7	8
GI ₅ res	59,43 34,80	48,58 47,78	42,66 54,69	51,47 44,16	39,62 55,15	40,12 56,66	43,17 52,51	56,55 37,61
Q or ab C	18,13 11,53 — 5,10	28,40 15,53 — 3,84	35,49 16,20 — 2,95	24,54 16,60 — 3,06	33,55 16,60 — 5,10	36,25 17,20 — 3,21	31,85 16,70 — 4,08	11,63 23,44 — 2,54
Suma Total	34,76	47,77	54,64	44,20	55,25	56,66	52,63	37,61

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb); res – restyt (restite).

Analizy: 1 – granit oligoklazowo-mikroklinowy drobnoziarnisto-porfirowy (próbna 443-Ż); 2 – granit oligoklazowo-mikroklinowy równo-średnioziarnisty (próbna 127-Ż); 3-4 – granity oligoklazowo-mikroklinowe średnioziarnisto-porfirowe (próbny: 241-Ż i 469-Ż); 5 – granit oligoklazowo-mikroklinowy równo-gruboziarnisty (próbna 310-Ż); 6-7 – granity mikroklinoe równo-gruboziarniste (próbny: 167-Ż i 193-Ż); 8 – granit izerski z okolic Świeradowa Zdroju.

Analyses: 1 – oligoclase-microcline fine-grained-porphyreous granite (sample 443-Ż); 2 – oligoclase-microcline medium-even-grained granite (sample 127-Ż); 3-4 – oligoclase-microcline medium-grained-porphyreous granites (samples: 241-Ż and 469-Ż); 5 – oligoclase-microcline coarse-even-grained granite (sample 310-Ż); 6-7 – microcline coarse-even-grained granites (samples: 167-Ż and 193-Ż); 8 – Iżera granite from vicinity of Świeradów Zdrój.

Skład chemiczny i normatywny CIPW analizy 8 według Eyme (vide Berg 1926c); analizy 1-7 i wszystkie pozostałe przeliczenia – według autora pracy; lokalizację prób oraz skład modalny analiz 1-7 przedstawiono w tab. 5.

Chemical and CIPW normative composition of analysis 8 after Eyme (vide Berg 1926c); analyses 1-7 and all other recalculations by the present author; localities of sampling and modal composition of analyses 1-7 – see tab. 5.

Tabela 16

Analizy chemiczne granitów izerskich
Chemical analyses of Iżera granites

A. Skład chemiczny (% wag.) – Chemical composition (weight %)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70,78	75,48	78,49	74,92	74,83	77,96	75,81	69,90
Al ₂ O ₃	15,41	13,49	11,88	13,30	13,28	11,98	12,85	14,75
Fe ₂ O ₃	1,07	1,55	0,92	1,04	2,28	0,94	1,13	0,75
FeO	1,22	0,04	0,23	0,79	0,29	0,45	0,61	2,57
MnO	0,031	0,01	0,012	0,037	0,03	0,012	0,021	—
MgO	0,62	0,10	0,15	0,37	0,21	0,07	0,21	0,40
CaO	0,98	0,49	0,29	0,72	0,54	0,56	0,58	0,90
Na ₂ O	3,51	2,87	2,52	3,04	2,34	2,37	2,55	3,34
K ₂ O	4,47	4,52	4,40	4,36	4,32	4,47	4,47	6,17
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,18	0,21	0,19	0,18	0,19	0,25
TiO ₂	0,35	0,20	0,10	0,28	0,16	0,12	0,16	0,21
S	0,01	0,01	śl.	0,01	0,01	śl.	śl.	0,02
H ₂ O ⁺	0,74	0,72	0,48	0,84	0,94	0,59	0,72	—
H ₂ O ⁻	0,05	0,21	0,12	0,07	0,20	0,13	0,18	1,38
Suma Total	99,471	99,87	99,772	99,987	99,62	99,832	99,481	100,64

Analizy chemiczne leukogranitów, leukognejsów stojowych i leptynitów
Chemical analyses of leucogranites, laminated leucogneisses and leptinites

A. Skład chemiczny (% wag.) – Chemical composition (weight %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	75,96	77,86	76,44	74,31	76,51	79,58	76,12	77,00	80,46	85,74	82,08	70,20	67,72
Al ₂ O ₃	13,36	13,23	13,92	16,43	14,10	13,52	13,00	13,02	11,72	7,68	10,38	15,60	16,87
Fe ₂ O ₃	0,62	0,49	0,46	0,07	śl.	0,59	0,65	0,26	0,39	0,17	0,56	0,22	1,16
FeO	0,14	0,08	0,11	–	–	–	–	–	0,04	0,81	0,14	2,25	2,05
MnO	0,01	śl.	śl.	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,003	–	–	–	–
MgO	0,10	0,13	0,12	0,16	0,38	0,54	0,38	0,10	0,23	0,87	0,71	1,78	1,26
CaO	0,75	0,81	0,85	1,08	0,81	0,79	0,75	0,88	0,50	0,56	1,42	0,78	0,90
Na ₂ O	4,07	6,15	6,06	6,71	6,59	1,76	2,55	4,02	5,52	3,51	3,24	5,40	4,77
K ₂ O	3,55	0,26	0,89	0,40	0,31	1,81	4,80	3,80	0,68	0,20	0,13	2,60	3,53
P ₂ O ₅	0,25	0,30	0,32	–	–	–	–	–	0,20	–	0,16	–	–
TiO ₂	0,14	0,14	0,13	0,18	0,11	0,11	0,18	0,13	0,15	0,28	0,53	0,14	0,20
S	0,02	0,22	0,03	–	–	–	–	–	0,02	–	0,03	–	–
H ₂ O ⁺	0,67	0,07	0,34	–	–	–	–	–	0,10	0,07	0,35	1,15	1,05
H ₂ O ⁻	0,09	0,07	0,14	–	–	–	–	–	0,05	0,05	0,09	0,15	0,13
st.p.	–	–	–	0,43	0,69	1,28	1,54	0,78	–	–	–	–	–
Suma Total	99,73	99,81	99,81	99,78	99,52	100,0	100,00		100,063		99,82		99,64
								100,00		99,94		100,27	

B. Skład normatywny CIPW – CIPW normative composition

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Q	36,96	39,16	36,71	31,19	34,70	59,92	40,74	37,03	44,89	61,68	59,07	22,83	21,51
or	20,99	1,56	5,23	2,34	1,84	10,69	28,39	22,44	4,01	1,17	0,78	15,36	20,88
ab	34,41	52,03	51,29	56,80	55,75	14,90	21,56	34,04	46,73	29,69	27,43	45,68	40,38
an	3,73	4,01	2,09	5,37	4,01	3,92	3,73	4,37	1,17	2,78	6,01	3,87	4,45
C	1,46	1,37	2,22	2,99	1,46	7,23	2,24	0,69	1,47	0,67	2,70	2,49	3,57
en	0,25	0,32	0,30	0,40	0,94	1,35	0,94	0,25	0,57	2,17	1,77	4,43	3,14
fs	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,88	–	3,71	2,47
ap	0,61	0,71	0,77	–	–	–	–	–	0,47	–	0,37	–	–
il	0,26	–	0,17	0,02	0,05	0,05	0,06	0,02	0,05	0,53	0,23	0,27	0,38
mt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,25	–	0,32	1,69
hm	0,62	0,50	0,46	0,06	–	0,59	0,65	0,26	0,38	–	0,56	–	–
pt	0,04	0,13	0,05	–	–	–	–	–	0,04	–	0,05	–	–
ru	0,01	0,14	0,04	0,16	0,09	0,09	0,15	0,12	0,13	–	0,41	–	–
H ₂ O	0,76	0,14	0,48	–	–	–	–	–	0,15	0,12	0,44	1,30	1,18
st.p.	–	–	–	0,43	0,69	1,28	1,54	0,78	–	–	–	–	–
Suma Total	100,10		99,81		99,53		100,00		100,06		99,82		99,65
		100,07		99,76		100,02		100,00		99,94		100,26	

C. Parametry Niggiego – Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
al	50,6	50,4	50,8	54,1	50,8	61,6	50,8	50,2	49,7	42,0	49,1	42,5	44,7
fm	4,1	4,7	3,8	1,6	3,6	9,8	7,2	2,3	4,8	19,6	12,8	21,7	20,1
C	5,6	5,2	5,6	5,5	5,3	6,5	5,3	6,1	3,8	5,6	12,2	3,9	4,3
alk	39,7	39,7	39,8	37,8	40,3	22,1	36,7	41,4	41,7	32,8	25,9	31,9	30,9
k	0,02	0,36	0,09	0,04	0,03	0,40	0,55	0,38	0,07	0,04	0,03	0,24	0,33
mg	0,30	0,20	0,29	0,82	0,97	0,64	0,52	0,43	0,51	0,62	0,66	0,56	0,42
si	505	486	473	415	468	615	505	504	579	797	659	325	304

D. Liczba granitowa – Granite index

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
GI ₅	68,91	6,67	22,82	10,25	7,95	29,79	43,17	68,06	17,44	5,13	3,34	66,64	80,75
res	28,03	90,83	74,49	87,60	89,58	66,88	53,30	29,78	80,93	92,00	92,49	27,16	12,14
Q	20,18	39,27	31,58	30,94	34,88	54,39	31,29	20,74	42,06	63,15	61,87	10,88	4,75
or	5,07	—	—	—	—	3,84	18,43	6,79	—	—	—	—	2,23
ab	—	48,72	39,97	51,71	51,77	—	—	—	36,71	27,17	25,70	12,43	—
C	2,42	2,82	2,95	4,95	2,94	8,65	3,59	2,24	2,04	1,68	4,91	3,85	5,16
Suma Total *	27,67	90,81	74,50	87,60	89,59	66,88	53,31	29,77	80,81	92,00	92,48	27,16	12,14

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb); res – restyt (restite); st.p. – strata prażenia (calcination loss).

Analyzy: 1-3 – leukogranity albitowe (próby: 538-K, 539a-K i 540-K); 4-8 – leukogranity ze Świeradowa Zdroju (próby: D-21-P, D-23-P, D-24-P, D-25-P i D-27-P); 9 – leukognejs albitowy drobnoczkowo-słojowy (próba 337-Ż); 10 – leptynit jasny z Krobicy; 11 – leptynit jasny z Czerniawy Zdroju; 12 – leptynit z postdeformacyjnym biotytem i chlorytem ze Świeradowa Zdroju; 13 – leptynit z postdeformacyjnym biotytem z Krobicy.

Analyses: 1-3 – albite leucogranites (samples: 538-K, 539a-K and 540-K); 4-8 – leucogranites from Świeradów Zdrój (samples: D-21-P, D-23-P, D-24-P, D-25-P and D-27-P); 9 – albite fine-augen-laminated leucogneiss (sample 337-Ż); 10 – light leptinite from Krobica; 11 – light leptinite from Czerniawa Zdrój; 12 – leptinite with postkinematic biotite and chlorite from Świeradów Zdrój; 13 – leptinite with postkinematic biotite from Krobica.

Analiza 9 oraz wszystkie przeliczenia według autora pracy; skład chemiczny analiz: 1-3 i 10-13 według K. Kozłowskiego (1974), 4-8 – według Pawłowskiej (1968); lokalizację prób i skład modalny analiz 1-3 przedstawiono w tab. 7, natomiast analizy 9 – w tab. 2.

Analysis 9 and all recalculations – by the present author; chemical composition of analyses: 1-3 and 10-13 – after K. Kozłowski (1974), 4-8 – after Pawłowska (1968); localities of sampling and modal composition of analyses: nos. 1-3 – see tab. 7, no. 9 – see tab. 2.

B. Skład normatywny CIPW
CIPW normative composition

	1	2	3	4	5	6
Q	42,20	41,69	83,69	26,62	24,4	28,8
or	30,23	27,28	0,56	44,31	34,8	23,9
ab	22,18	24,81	0,16	22,92	29,9	26,2
an	0,42	0,75	0,67	3,89	6,8	9,7
C	2,52	2,69	4,40	0,57	—	0,8
di	—	—	—	—	1,1	—
en	0,32	0,69	2,09	0,15	—	—
fs	—	—	—	—	0,8	5,4
ap	0,37	0,37	0,34	0,60	—	0,3
il	0,08	0,02	0,96	0,11	0,5	1,1
mt	—	—	—	—	1,2	3,9
hm	0,51	0,67	4,09	0,38	—	—
pt	0,01	0,01	0,01	—	—	—
ru	0,04	0,10	0,56	0,04	—	—
H ₂ O	0,58	0,67	2,00	0,38	0,36	0,55
Suma Total	99,46	99,75	99,53	99,97	99,86	100,65

C. Parametry Niggiego
Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6
al	52,3	51,5	35,4	48,7	44,5	36,4
fm	4,3	6,4	59,3	2,4	9,6	28,8
c	2,2	2,6	4,3	6,8	9,0	10,0
alk	41,2	39,5	1,0	42,1	36,9	24,8
k	0,56	0,51	0,77	0,65	0,52	0,46
mg	0,31	0,45	0,27	0,21	0,35	0,32
si	549	527	1078	414	368	308

Tabela 18

Analizy chemiczne granitów Karkonoszy, żył granitu izerskiego oraz kwarcytów

Chemical analyses of Karkonosze granites, Izera granite veins and quartzites

A. Skład chemiczny (% wag.)
Chemical composition (weight %)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	77,40	77,15	85,70	72,85	71,64	69,41
Al ₂ O ₃	12,52	12,79	4,78	14,57	14,70	13,91
Fe ₂ O ₃	0,51	0,67	4,09	0,39	0,82	2,70
FeO	0,04	—	0,44	0,04	0,72	2,80
MnO	0,004	0,016	0,02	0,012	—	0,03
MgO	0,13	0,28	0,84	0,06	0,44	1,38
CaO	0,29	0,36	0,32	1,12	1,64	2,11
Na ₂ O	2,62	2,93	0,02	2,71	3,55	3,12
K ₂ O	5,12	4,62	0,96	7,50	5,85	4,02
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,14	0,25	0,02	0,16
TiO ₂	0,08	0,10	1,06	0,10	0,20	0,55
S	0,01	0,01	0,01	śl.	—	—
H ₂ O ⁺	0,49	0,56	1,78	0,30	0,28	0,41
H ₂ O ⁻	0,09	0,11	0,22	0,08	0,08	0,14
Suma Total	99,464	99,756	100,38	99,982	99,94	100,74

D. Liczba granitowa (Granite index)

	1	2	3	4	5	6
GI ₅ res	43,36	49,60	0,34	45,88	60,10	52,83
	53,30	47,89	91,12	51,75	35,64	37,63
Q or ab	30,62	29,04	81,80	16,04	12,39	21,66
	20,04	15,92	5,62	33,74	20,76	11,58
C	—	—	—	—	—	—
C	2,64	2,94	3,70	1,97	2,49	4,38
Suma Total	53,30	47,90	91,12	51,75	35,64	37,62

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb);
res – restyt (restite).

Analizy: 1–2 – żyły drobnoziarnistego granitu izerskiego (próby: 216a-Ż, 587-Ż);
3 – kwarcyt (próba 576-Ż); 4 – pegmatytoidalny granit Karkonoszy występujący
wśród gnejsów izerskich (próba 245-Ż); 5 – gruboziarnisty granit Karkonoszy
z Michałowic; 6 – szlirowaty granit Karkonoszy z Michałowic.

Analyses: 1–2 – veins of fine-grained Izera granite (samples: 216-Ż, 587-Ż);
3 – quartzite (sample 576-Ż); 4 – Karkonosze pegmatoid granite from Izera
gneisses (sample 245-Ż); 5 – coarse-grained Karkonosze granite from Michal-
owice; 6 – Karkonosze schlieric granite from Michalowice.

Skład chemiczny i normatywny CIPW analiz 5 i 6 – według Borkowskiej (1966);
analizy 1–4 i wszystkie pozostałe przeliczenia – według autora pracy; lokalizacje
prób oraz skład modalny analiz 1, 2 i 4 przedstawiono w tab. 12, natomiast
analizy 3 – w tab. 11.

Chemical and CIPW normative composition of analyses 5 and 6 – after
Borkowska (1966); analyses 1–4 and all other recalculations – by the present
author; localities of sampling and modal composition of analyses: 1,2 and 4 – see
tab. 12, no. 3 – see tab. 11.

Wtrącenie pegmatytoidalnego granitu Karko-
noszy z okolic Polany Izerskiej odznacza się
większą od większości gnejsów i granitów izers-
kich ilością ortoklazu.

By dokładniej uwidocznic zmienność alkaliów
w gnejsach i granitach izerskich, posłużono się
wykresami, w których na osi rzędnych przedsta-
wiono stosunek Al₂O₃/SiO₂, a na osi odciętych
kolejno zawartości Na₂O (fig. 35A, B) i K₂O (fig.
35C, D), przeliczone na stosunki molekularne
× 10⁴. Układ odniesienia Al₂O₃/SiO₂ okazał się
wyjątkowo stabilny; w omawianych gnejsach i
granitoidach zbliżony jest on do 0,100 (±0,02).
Większość badanych skał odznacza się wyraźnie
niewielkim zróżnicowaniem K₂O, wahającym się
od 4,30 do 4,85⁰/o wag. (por. fig. 35C oraz tab.
13–21). Podobnie jak na figurze 34, największym
rozproszeniem punktów projekcyjnych charakte-
ryzują się gnejsy i leukognejsy słojuowe oraz pow-
stałe ich kosztem granitognejsy (fig. 35C, D).
Mieszczą się one w przedziale 0,68–7,81⁰/o wag.

Tabela 19

Analizy chemiczne łupków lyszczkowych pasma kamienickiego
Chemical analyses of mica schists of the Stara Kamienica belt

A. Skład chemiczny (°/o wag.) – Chemical composition (weight %/o)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,88	56,58	41,28	65,17	71,04	63,16	70,30	62,17
Al ₂ O ₃	24,04	23,48	27,79	18,13	13,27	18,00	15,18	19,10
Fe ₂ O ₃	0,90	2,85	0,98	0,47	2,32	4,60	2,68	4,70
FeO	6,47	5,47	23,96	5,26	3,98	2,75	2,40	2,50
MnO	—	—	—	0,02	0,08	0,09	0,10	0,09
MgO	0,99	2,14	0,80	1,34	1,16	1,00	1,82	1,00
CaO	0,29	0,78	—	0,21	1,66	1,06	1,33	1,06
Na ₂ O	0,77	0,88	0,46	0,39	0,07	0,14	0,18	0,20
K ₂ O	0,75	4,05	0,88	5,26	2,74	3,65	3,52	4,22
P ₂ O ₅	—	—	—	0,16	—	—	—	—
TiO ₂	0,32	0,54	0,57	0,84	0,60	0,70	0,64	0,73
CO ₂	—	—	—	—	0,24	0,71	0,24	0,24
S	—	—	—	0,45	0,21	0,06	0,06	—
H ₂ O ⁺	3,20	3,31	3,41	2,22	2,15	3,22	1,89	3,33
H ₂ O ⁻	0,20	0,22	0,08	0,08	0,13	0,30	0,21	0,33
Suma Total	99,81	100,30	100,21	100,00	99,45	99,44	100,55	99,77

B. Parametry Niggiego – Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6	7	8
al	56,3	49,4	41,6	47,7	42,8	49,2	45,6	50,1
fm	30,0	35,3	55,8	30,2	37,6	34,0	34,8	32,0
C	1,2	3,0	—	1,0	9,7	5,3	7,3	5,1
alk	12,5	12,3	2,6	21,1	9,9	11,5	12,3	12,8
k	0,76	0,75	0,56	0,71	0,96	0,94	0,93	0,93
mg	0,20	0,32	0,05	0,30	0,25	0,20	0,40	0,21
si	234	202	105	291	389	293	358	277

C. Liczba granitowa – Granite index

	1	2	3	4	5	6	7	8
GI ₅ res	13,03	14,94	7,79	6,60	1,19	2,37	3,05	3,38
	71,41	70,08	62,62	82,35	85,93	82,58	86,13	82,31
Q or ab	48,05	31,96	33,12	40,99	59,83	47,72	54,96	43,94
	1,39	20,49	3,45	29,56	15,92	21,04	20,10	24,16
C	—	—	—	—	—	—	—	—
C	21,96	17,63	26,06	11,80	10,19	13,82	11,07	14,20
Suma Total	71,40	70,08	62,63	82,35	85,94	82,58	86,13	82,30

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb);
res – restyt (restite).

Analizy: 1 – łupek muskowitzowo-biotytowy z Krobicy; 2 – łupek muskowitzowo-
chlorytowy z Krobicy; 3 – łupek szczególnie bogaty w granaty z Krobicy; 4–8 – łupki
lyszczkowe z Krobicy

Analyses: 1 – muscovite-biotite schist from Krobica; 2 – muscovite-chlorite schist from
Krobica; 3 – schist (especially rich in garnet) from Krobica; 4–8 – mica schists from
Krobica

Skład chemiczny analiz 1–3 według K. Kozłowskiego (1974), analiz 4–8 według
M. Szalamacha i J. Szalamacha (1974); wszystkie przeliczenia według autora pracy
Chemical composition of analyses 1–3 – after K. Kozłowski (1974), 4–8 – after
M. Szalamacha and J. Szalamacha (1974); all recalculations – by the present author

K₂O. Leukogranity tworzą ciąg zaczynający się w polu reprezentowanym przez większość gnejsów i granitów izerskich – 4,80⁰/o wag. K₂O (leukogranity są tu skałami różniącymi się od powyższych w zasadzie jedynie barwą), a kończący się skałami wybitnie zubożonymi w K₂O (0,26⁰/o wag.). Leptynity, podobnie jak poprzednio, dzielą się na dwie grupy: wybitnie ubogie w K₂O (0,23⁰/o wag.) i średnio zasobne w ten składnik (2,60–3,53⁰/o wag. K₂O). Typowe granity Karkonoszy zawsze odznaczają się dużo większą od gnejsów i granitów izerskich zawartością K₂O (z wyjątkiem nielicznych gnejsów słojoyowych), wahającą się od 5,85 do 7,50⁰/o wagowych. Tę ostatnią wartość osiąga pegmatytoidalny granit Karkonoszy, występujący wśród gnejsów

Tabela 20

Analizy chemiczne łupków ilastych, kwarcowych i mułowych z Barrandieniu oraz wtrąceń i enklaw skal łyszczkowych i chlorytowych w gnejsach i granitoidach masywu Izerskiego Stogu

Chemical analyses of argillaceous, quartzic and silty slates from Barrandien and intercalations and enclosures of mica and chlorite rocks from gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif

A. Skład chemiczny (°/o wag.) – Chemical composition (weight °/o)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,58	61,29	65,93	85,18	50,07	39,24	42,30	38,40
Al ₂ O ₃	18,66	16,70	15,06	6,92	20,60	16,62	16,60	17,44
Fe ₂ O ₃	3,80	1,56	1,45	0,48	2,70	3,74	16,71	14,58
FeO	4,13	4,73	3,80	0,32	10,21	13,93	1,57	4,87
MnO	0,15	0,11	0,09	0,02	0,18	0,21	0,20	0,18
MgO	1,33	2,70	2,53	0,61	2,04	11,38	6,27	7,73
CaO	1,21	1,01	1,12	0,09	0,85	0,32	0,94	0,34
Na ₂ O	0,90	1,17	3,38	0,16	0,74	0,17	0,09	0,02
K ₂ O	4,03	3,62	2,58	0,70	8,30	8,60	6,60	0,56
P ₂ O ₅	0,23	0,21	0,17	0,02	0,26	0,16	0,18	0,33
TiO ₂	0,85	0,77	0,68	0,41	1,13	2,25	2,88	4,85
CO ₂	–	0,36	0,31	0,08	0,56	0,73	0,59	0,66
C	–	–	–	0,82	–	–	–	–
S	–	0,20	0,04	0,07	śl.	śl.	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	–	3,17	2,79	2,37	2,72	2,16	5,54	10,52
H ₂ O ⁻	–	0,25	0,22	0,14	0,18	0,20	śl.	śl.
Suma Total	92,87	97,85	100,15	98,39	100,54	99,71	100,48	100,49

B. Parametry Niggliego – Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6	7	8
al	45,5	41,7	38,4	23,4	37,0	20,7	25,4	27,2
fm	34,8	39,1	35,1	53,0	41,9	66,7	60,8	70,8
C	5,4	4,6	5,2	3,2	2,8	0,7	2,6	1,0
alk	14,3	14,6	21,3	20,4	18,3	11,9	11,2	1,0
k	0,75	0,67	0,33	0,74	0,88	0,97	0,98	0,95
mg	0,24	0,44	0,46	0,58	0,22	0,54	0,40	0,43
si	238	260	285	2887	153	83	110	102

C. Liczba granitowa – Granite index

	1	2	3	4	5	6	7	8
GI ₅	15,23	19,81	57,21	2,71	12,53	2,87	1,52	0,34
res	65,94	62,97	29,74	90,25	67,18	61,32	64,07	56,08
Q	32,81	35,27	21,00	80,85	10,63	6,23	16,12	36,05
or	20,32	16,87	2,06	3,51	46,15	47,60	38,63	3,23
ab	–	–	–	–	–	–	–	–
C	12,81	10,84	6,68	5,89	10,40	7,50	9,31	16,80
Suma Total	65,94	62,98	29,74	90,25	67,18	61,33	64,06	56,08

GI₅ – wskaźnik granitowy przy P_{H₂O} = 5 kb (granite index at P_{H₂O} = 5 kb); res – restyt (restite); śl. – ślady (traces).

Analizy: 1 – ordowickie łupki ilaste z Barrandieniu (średnia z 124 analiz); 2 – proterozoiczne łupki mułowe z Barrandieniu (średnia z 10 analiz); 3 – proterozoiczne łupki mułowe z Barrandieniu (średnia z 9 analiz); 4 – proterozoiczny łupek kwarcowy z Barrandieniu; 5 – enklawa łyszczkowa występująca w gnejsach grubooczkowo-słojoyowych (próbka 728-2Ż); 6 – łupek biotytowy z rejonu Czerniawy Zdroju (próbka 352-Ż); 7 – łupek biotytowy z rejonu Świeradowa Zdroju (próbka 703-Ż); 8 – łupek kwarcowo-chlorytowy z tytanitem z okolic Polany Izerskiej (próbka 583-Ż).

Analyses: 1 – Ordovician argillaceous slates from Barrandien (mean for 124 analyses); 2 – Proterozoic silty slates from Barrandien (mean for 10 analyses); 3 – Proterozoic silty slates from Barrandien (mean for 9 analyses); 4 – Proterozoic quartzic slate from Barrandien; 5 – mica enclosure from coarse-augen-laminated gneisses (sample 728-2Ż); 6 – biotite schist from the Czerniawa Zdrój region (sample 352-Ż); 7 – biotite schist from Świeradów Zdrój (sample 703-Ż); 8 – quartz-chlorite schist with sphene from vicinity of Polana Izerska (sample 583-Ż).

Skład chemiczny analiz: 1 – według Kukala (vide Suk 1964), 2-4 – według Skvora et al. (1978); analizy 5-8 oraz wszystkie przeliczenia według autora pracy; skład modalny analiz 5-8 przedstawiono w tab. 9.

Chemical composition of analyses: no. 1 – after Kukal (vide Suk 1964), nos. 2-4 – after Skvor et al. (1978); analyses 5-8 and all recalculations – by the present author; modal composition of analyses 5-8 – see tab. 9.

Tabela 21

Analizy chemiczne amfibolitów

Chemical analyses of amphibolites

A. Skład chemiczny (°/o wag.) – Chemical composition (weight °/o)

	1	2	3	4	5	6	*7	8
SiO ₂	43,74	46,15	48,36	50,87	51,07	44,08	46,33	37,20
Al ₂ O ₃	15,93	15,87	15,66	13,45	16,78	5,73	13,38	11,24
Fe ₂ O ₃	4,78	3,65	3,59	2,82	3,09	4,70	4,47	3,73
FeO	10,79	9,26	8,59	9,14	7,45	8,82	9,10	11,28
MnO	0,24	0,19	0,17	0,12	śl.	śl.	–	0,22
MgO	6,25	7,01	6,36	7,11	5,48	24,36	6,83	12,14
CaO	9,13	9,40	9,19	9,94	7,84	5,94	9,45	11,46
Na ₂ O	1,70	2,67	2,51	1,57	3,37	0,51	2,58	1,77
K ₂ O	1,17	0,70	0,87	2,27	1,42	1,09	1,10	1,28
P ₂ O ₅	0,28	0,24	0,24	0,09	0,22	0,22	0,36	0,69
TiO ₂	3,86	2,95	2,60	1,42	1,13	1,25	2,80	2,75
CO ₂	0,73	0,77	0,73	–	–	–	–	3,07
S	0,01	0,02	0,06	–	0,02	0,08	0,08	–
H ₂ O ⁺	1,58	1,56	1,54	1,56	2,46	3,09	3,09	2,83
H ₂ O ⁻	0,20	0,21	0,20	0,20	–	–	–	0,08
Suma Total	100,39	100,65	100,67	100,56	100,33	99,87	100,48	99,74

B. Parametry Niggiego – Niggli parameters

	1	2	3	4	5	6	7	8
al	21,5	21,5	22,2	18,9	25,2	5,8	19,4	13,1
fm	50,6	48,4	46,9	48,7	42,7	81,2	47,9	57,6
C	22,4	23,1	23,7	25,4	21,4	11,0	24,9	24,3
alk	5,5	7,0	7,2	7,0	10,7	2,0	7,8	5,0
k	0,31	0,15	0,19	0,49	0,22	0,59	0,22	0,32
mg	0,42	0,50	0,49	0,52	0,49	0,77	0,52	0,62
si	100	106	116	121	130	76	114	74

C. Liczba granitowa – Granite index

	1	2	3	4	5	6	7	8
GI ₅	28,78	17,95	22,30	26,58	36,41	8,64	28,20	29,96
res	33,76	47,44	45,10	41,58	36,23	42,77	35,19	21,53
Q	21,63	23,10	24,37	25,90	16,18	34,62	19,51	13,93
or	0,28	—	—	7,29	—	4,45	—	0,67
ab	—	13,64	10,17	—	10,38	—	7,76	—
C	11,85	10,71	10,56	8,39	9,67	3,70	7,92	6,92
Suma Total	33,76	47,45	45,10	41,58	36,23	42,77	35,19	21,52

GI₅ – wskaźnik granitowy przy $P_{H_2O} = 5$ kb (granite index at $P_{H_2O} = 5$ kb); res. – restyt (restite).

Analizy: 1 – amfibolit z góry Smrk (próbka 139-Z); 2 – amfibolit z okolic Polany Izerskiej (próbka 563a-Z); 3 – amfibolit z okolic Polany Izerskiej (próbka 584-Z); 4 – amfibolit tworzący zgodne wkładki wśród gnejsów Przełomu Siedleńskiego; 5 – amfibolit występujący na E od Kopańca, arkusz „Szkłarska Poręba”; 6 – amfibolit występujący na W od Szkłarskiej Poręby; 7 – ortoamfibolit występujący na NE od Świeradowa Zdroju; 8 – drobnokrystalny i blastoilitowy ortoamfibolit grupy B z okolic Siedleńca.

Analyses: 1 – amphibolite from Mount Smrk (sample 139-Z); 2 – amphibolite from vicinity of Polana Izerska (sample 563a-Z); 3 – amphibolite from vicinity of Polana Izerska (sample 584-Z); 4 – amphibolite from concordant intercalations in gneisses of the Siedlecin gorge; 5 – amphibolite from a locality east of Kopańca (Szkłarska Poręba sheet); 6 – amphibolite from a locality west of Szkłarska Poręba; 7 – orthoamphibolite from a locality NE of Świeradów Zdrój; 8 – fine-grained, blastoophitic orthoamphibolite of the group B from vicinity of Siedlecin.

Skład chemiczny analiz: 4 – według Kozłowskiej-Koch (1965); 5-6 – według Eyme (vide Berg 1941a); 7 – według Eyme (vide Berg 1926c); 8 – według Kozłowskiej-Koch (1971); analizy 1-3 oraz wszystkie przeliczenia – według autora pracy; skład modalny analiz 1-3 przedstawiono w tab. 8.

Chemical composition of analyses: 4 – after Kozłowska-Koch (1965); 5-6 – after Eyme (vide Berg 1941a); 7 – after Eyme (vide Berg 1926c); 8 – after Kozłowska-Koch (1971); analyses 1-3 and all recalculations – by the present author; modal composition of analyses 1-3 – see tab. 8.

sów i granitów izerskich w okolicach Polany Izerskiej.

Szczególną pozycję pod względem zawartości K_2O zajmują łupki mikowe, których pole (fig. 35C – linia przerywana) zażębia się z obszarem charakterystycznym dla większości gnejsów i granitów izerskich. Wskazuje to, iż ilość potasu zawarta w większości łupków mikowych mogła całkowicie wystarczyć do utworzenia się z nich gnejsów słojujących, a następnie oczkowo-słojujących (fig. 35D). Spadek ilości potasu w części gnejsów słojujących i powstałych wskutek ich pegmatytyzacji granitognejsów związany jest z wypieraniem i zastępowaniem tego składnika przez sód (fig.

35A, B). Przypadki ponadprzeciętnej zawartości K_2O w niektórych gnejsach słojujących (np. pkt. 4, fig. 35C, D) można tłumaczyć przegrupowaniem się starszych składników w wyniku dyferencjacji metamorficznej w polu zmiennych ciśnień. Jednakże pole łupków mikowych zalega nieco wyżej od obszaru koncentracji punktów projekcyjnych większości gnejsów i granitów izerskich (stosunek $Al_2O_3/SiO_2 =$ od 0,120 do 0,250). Wynika to z większej niż w wymienionych skałach ilości Al_2O_3 i zwykle nieco niższej zawartości SiO_2 . Czyli – ewentualne przejście łupków łuszczycowych w gnejsy słojujące musiało łączyć się z ubytkiem pierwszego składnika lub ewentualnie dopływem SiO_2 . Procesy te stwierdzono w trakcie badań mikroskopowych w postaci wypierania łuszczyczków i metasomatycznej sylikacji.

Ze względu na ilość Na_2O (fig. 35A, B) gnejsy i granity izerskie grupują się w polu ograniczonym wartościami 2,34–3,57% wag. W polu tym występują też punkty projekcyjne większości gnejsów słojujących. Poza nim znajduje się tylko jeden punkt odpowiadający tym gnejsom (pkt. 4). Przyjmuje on położenie pośrednie między łupkami mikowymi i pozostałymi gnejsami słojującymi. Ekstremalnie zasobnym w sód ogniwnem tego szeregu jest leukognejs słojujący (pkt. 9), zawierający 5,52% wag. Na_2O . Jeżeli założymy, że gnejsy słojujące powstały ze stał zblizonych do łupków łuszczycowych, to konieczny był tu znaczny dopływ sodu.

Leukogranity, podobnie jak na uprzednio omówionych diagramach, tworzą grupę bardzo zasobną w Na_2O (6,06–6,71% wag.) oraz inną grupę niewiele bogatszą w ten składnik od typowych gnejsów i granitów izerskich. Sporadycznie zdarzają się jednak leukogranity znacznie uboższe w sód od wyżej wymienionych skał (fig. 35A – pkt. 6). Podobnie jak na uprzednio omówionych diagramach, zaznacza się wyraźne zróżnicowanie leptynitów na dwie grupy (fig. 35A): bogatą w Na_2O (4,77–5,40% wag. Na_2O) i mieszczącą się w polu występowania typowych gnejsów i granitów izerskich.

Przy omawianiu powyższych wykresów poruszono problem dotyczący typu granityzacji skał łupkowych. W niniejszej pracy pojęcie granityzacji przyjęto zgodnie z definicją K. Smulikowskiego (1958b), określającą ją jako proces, dzięki któremu wszelkie skały starsze na drodze rekrytalizacji i metasomatyizmu w stanie stałym przechodzą w skały nowe, bardziej niż poprzednie podobne do granitów. Opierając się na przedstawionych diagramach oraz na obserwacjach mikroskopowych

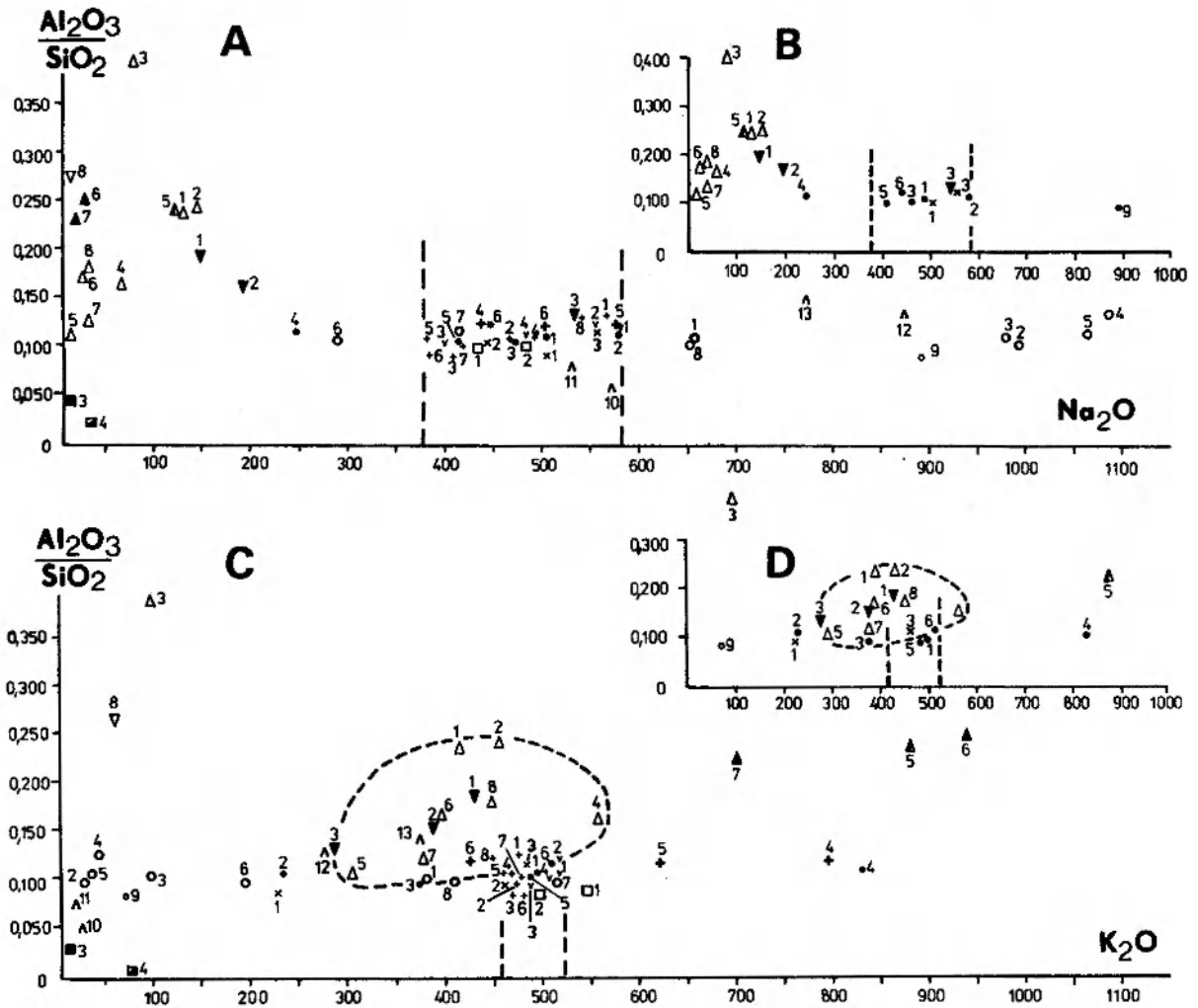


Fig. 35

Zmienność zawartości Na_2O i K_2O (udziały cząsteczkowe $\times 10^4$): A, C – we wszystkich odmianach skał, B, D – w skałach pochodzenia suprakrustalnego; objaśnienia oznaczeń punktów projekcyjnych na figurze 34

Variety of Na_2O and K_2O contents (molecular numbers $\times 10^4$): A, C – in all varieties of rocks, B, D – in rocks of supracrustal origin; explanations of projection points symbols in figure 34

gnejsów słojujowych, można stwierdzić, że najwcześniej utworzone fenokryształy oligoklazau mogły powstać przez rekrytalizację plagioklazau zawartego już uprzednio w łupkach mikowych oraz kosztem łuszczyków i kwarcu. Ponadto łupki te były potencjalnym nośnikiem potasu w ilościach porównywalnych z zawartością K_2O w typowych gnejsach słojujowych. Nie można oczywiście wykluczyć lokalnej dyferencjacji metamorficznej, polegającej na przemieszczaniu tego składnika z jednych miejsc w drugie, lecz w ramach tego samego kompleksu skalnego. Istnienie natomiast metasomatycznej feldspatyzacji sodowej jest niewątpliwe. Zaznaczyła się ona w różnym stopniu niemal we wszystkich badanych skałach.

W celu porównania chemizmu skał w aspekcie domniemanej metasomatycznej granityzacji oraz zawartości teoretycznego granitu zastosowa-

no metodę Burcharta (1974), tzw. wskaźnik granitowy (GI). Metody przeliczeń i konstrukcji diagramu podane zostały w pracach Burcharta (1974), Butkiewicz (1976) i K. Smulikowskiego (1979). Do przeliczeń wzięto proporcje mineralne, odpowiadające granitowi powstającemu przy ciśnieniu H_2O wynoszącym 5 kb (GI_5), co najbardziej odpowiada głębokim warunkom powstawania granitoidów w przyrodzie. Obliczone wskaźniki granitowe przedstawiono na figurze 36A, B.

Gnejsy słojujowe (fig. 36A) tworzą pas niemal w całości mieszczący się w prawym trójkącie: GI-Or-(C+Q), oznaczającym nadmiar normatywnego skalenia potasowego. Tylko jeden z punktów projekcyjnych tych skał (pkt. 2) wypadł w trójkącie lewym: GI-Ab-(C+Q), oznaczającym nadmiar normatywnego albitu. Wskaźnik grani-

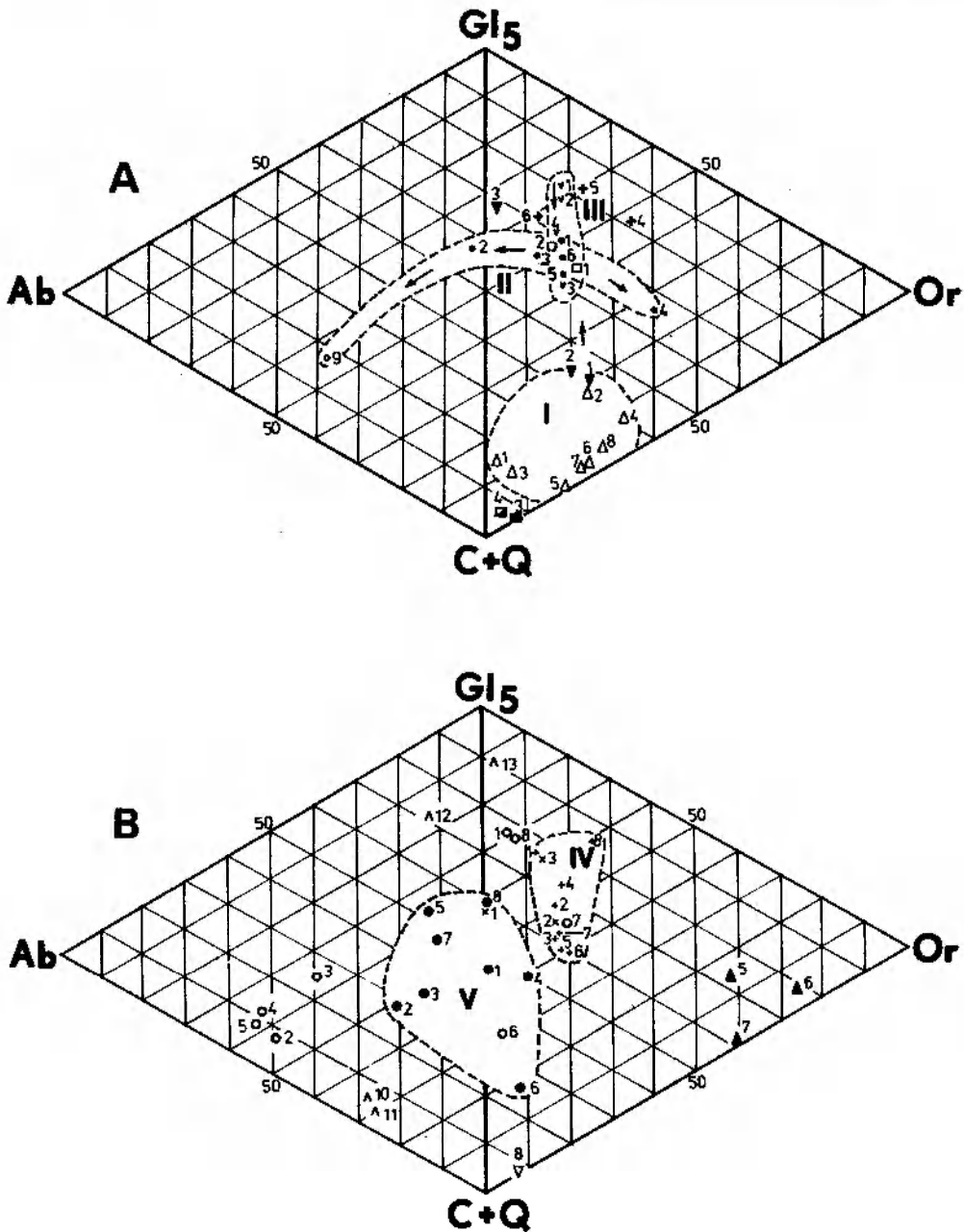


Fig. 36

Wskaźnik granitowy (GI) skał masywu Izerskiego Stogu w trójkątach: *A* – GI_5 -Or-(C+Q), *B* – GI_5 -Ab-(C+Q)

GI_5 (Granite Index) – wskaźnik granitowy przy $P_{H_2O} = 5$ kb; normatywne minerały restytu pogranitowego: Q – kwarc, Or – ortoklaz, Ab – albit, C – korund; pola punktów projekcyjnych: I – łupków lizczykowych, II – gnejsów i leukognejsów słojujących, III – gnejsów smużystych i żył granitu izerskiego, IV – granitognejsów i granitoidów izerskich, V – amfibolitów; objaśnienie oznaczeń punktów projekcyjnych na figurze 34

Granite index (GI) of the Izerski Stóg massif rocks in diagrams: *A* – GI_5 -Or-(C+Q), *B* – GI_5 -Ab-(C+Q)

GI_5 – Granite Index at $P_{H_2O} = 5$ kb; normative minerals of postgranite restite: Q – quartz, Or – orthoclase, Ab – albite, C – corundum; projection points areas: I – mica schists, II – laminated gneisses and leucogneisses, III – flaser gneisses and Izerski granite-gneisses and granitoids, IV – Izerski granite-gneisses and granitoids, V – amphibolites; explanations of projection points symbols in figure 34

towy tych skał waha się od 25,40 do 51,30. Pas utworzony z punktów projekcyjnych gnejsów słojujących układu się w ten sposób, iż występujące w restycie pogranitowym normatywny korund i kwarc nie ulegają zmianom, natomiast w miarę metasomatycznej sodowej feldspatyzacji zmniejsza się ilość nadwyżkowego skalenia potasowego, co powoduje podwyższenie wskaźnika granitowego.

Łupki lizczykowe pasma Starej Kamienicy z okolic Krobicy oraz naniesione porównawczo ordowickie łupki ilaste i proterozoiczne mułowce z obszaru Barrandienu (fig. 36A) tworzą pole w trójkącie z przewagą skalenia potasowego w pobliżu naroża C+Q. Wszystkie wymienione skały łupkowe odznaczają się wskaźnikami granitowym wahającym się od 1,19 do 19,81. Jednakże jeden

z proterozoicznych mułowców (pkt. 3) charakteryzuje się $GI = 57,21$ oraz tylko nieznacznym nadmiarem K-skalenia; wskaźnikiem granitowym przewyższa on nawet najbardziej zgranityzowane gnejsy słojuowe. Potwierdza to obserwacje Butkiewicz (1976), która stwierdziła, że niemal w każdej grupie skał klastycznych istnieje pewien ich procent, który swym składem, czyli zawartością alkaliów i glinki, odpowiada granitowi. Skały takie nie wymagają więc wzbogacenia w składniki granitotwórcze.

Z zamieszczonego wykresu wynika, że w restrykcji pogranitowym rozpatrywanych łupków mikowych, ilastych i mułowych z alkaliów reprezentowany jest jedynie potas. Ilość nadwyżkowego glinu jest na tyle duża, że mimo związania pewnej jego ilości w skalenie pozostaje nadmiar uwzględniany na wykresach jako korund. Oznacza to, że omawiane skały dysponują taką zawartością potasu i glinu, która w przypadku działania granityzacji może stanowić zaczątek nowopowstających skalenia potasowych. Do dalszego upodobnienia się składu tych skał do granitu, konieczne jest doprowadzenie odpowiednich ilości sodu, który razem z pierwotnym glinem powoduje tworzenie się plagioklazów.

Kwarcyty ze zgodnych wkładek w granitognejsach izerskich z okolic Polany Izerskiej oraz proterozoiczny łupek kwarcowy z Barrandienu wypadają niemal w samym narożu C+Q prawego trójkąta (fig. 36A).

Gnejsy smużyte (fig. 36A), powstałe w efekcie silnej deformacji drobno- i niekiedy średnioziarnistych magmowych granitów, tworzą krótki pas występujący tylko w prawym trójkącie, oznaczającym przewagę normatywnego K-skalenia. Pas ten rozciąga się wzdłuż boku $GI-(C+Q)$ w ten sposób, że zmianom ulega GI lub $C+Q$, a ortoklaz (Or) pozostaje bez zmian. Ciekawy jest fakt, iż drobnoziarniste, kataklastyczne gnejsy smużyte – nie objęte późniejszą K-feldspatyzacją, a w szczególności metasomatyczną albityzacją – odznaczają się najwyższą liczbą granitową ($GI = 58,07-60,44$). Wskaźnik ten porównywalny jest z typowo magmowym granitem Karkonoszy z Michałowic ($GI = 60,10$). Wszystkie późniejsze od powyższych oczkowe odmiany tych gnejsów (blastokataklastytów) odznaczają się wyraźnym spadkiem liczby granitowej, dochodzącym do $GI = 41,64$. Czyli, odwrotnie niż gnejsy słojuowe, skały te będąc już na początku typowymi granitami w miarę postępującej Na-metasomatozy – połączonej z wypieraniem potasu – obniżają swój wskaźnik granitowy.

Punkt odpowiadający leukognejsowi słojuowemu (fig. 36A) leży w głębi lewego trójkąta, oznaczającego nadmiar normatywnego albitu. Liczba granitowa tej skały wynosi 17,44. Można sądzić, iż pierwotne gnejsy słojuowe wskutek dopływu sodu wyczerpały nadmiarowy ortoklaz, osiągając w tym „momencie” szczyt swoich możliwości w upodobnieniu się składem do teoretycznego granitu, a następnie – przy kontynuowanym dopływie sodu w dalszym ciągu wypierającym potas – zaczęły spadać w dół wykresu, obniżając swą liczbę granitową i przechodząc do trójkąta z nadmiarem albitu.

Punkty projekcyjne granitognejsów (fig. 36B) występują bądź w polu gnejsów słojuowych (pkt. 1), bądź gnejsów smużytych (pkt. 2 i 3). W tym ostatnim polu również grupują się wszystkie granity izerskie.

Leukogranity – jak to było widoczne na poprzednich wykresach – dzielą się na dwie zasadnicze grupy: z dużym nadmiarem normatywnego albitu, ale z niską liczbą granitową ($GI = 6,67-22,82$) oraz z wybitnie wysokim wskaźnikiem granitowym ($GI = 68,06-68,91$) i z minimalną nadwyżką normatywnego K-skalenia. Tylko jeden z leukogranitów z niewielkim nadmiarem ortoklazu (pkt. 6) charakteryzuje się wyraźnie niższym $GI = 29,79$.

Leptynity – podobnie jak i na innych wykresach – tworzą dwie grupy o niemal skrajnych liczbach granitowych. Grupa pierwsza (pkt. 10 i 11; fig. 36B) odznacza się $GI = 3,34-5,13$ i nadmiarem normatywnego albitu, dochodzącym do 27% Ab. Druga grupa natomiast charakteryzuje się zaskakująco wysoką liczbą granitową ($GI = 66,64-80,75$) i niewielkim nadmiarem albitu (pkt. 12 = 12,43% wag. Ab) lub skalenia potasowego (pkt. 13 = 5,16% wag. Or).

Figura 37A uwidacznia zależność liczby granitowej (oś odciętych) od stosunku Na_2O/K_2O (oś rzędnych). Początkowo wszystkie gnejsy i granity izerskie tworzą ciąg o zwiększającym się GI przy dość stałym stosunku Na_2O/K_2O , wykazującym jedynie słabą tendencję wzrostową (od 0,75 do 1,25). Większość wymienionych skał leży w granicach $GI = 40-60$. Później następuje zdecydowany wzrost Na_2O/K_2O spowodowany dopływem sodu, co (przy jednoczesnym wypieraniu potasu) w końcowym efekcie, prowadzi do zmniejszania się wskaźnika granitowego. W końcowej części linii trendu ewolucyjnego gnejsów i granitów izerskich leżą zasobne w sód i ubogie w potas leukogranity i leukognejsy słojuowe.

Podobny trend rozwojowy uwidacznia się na

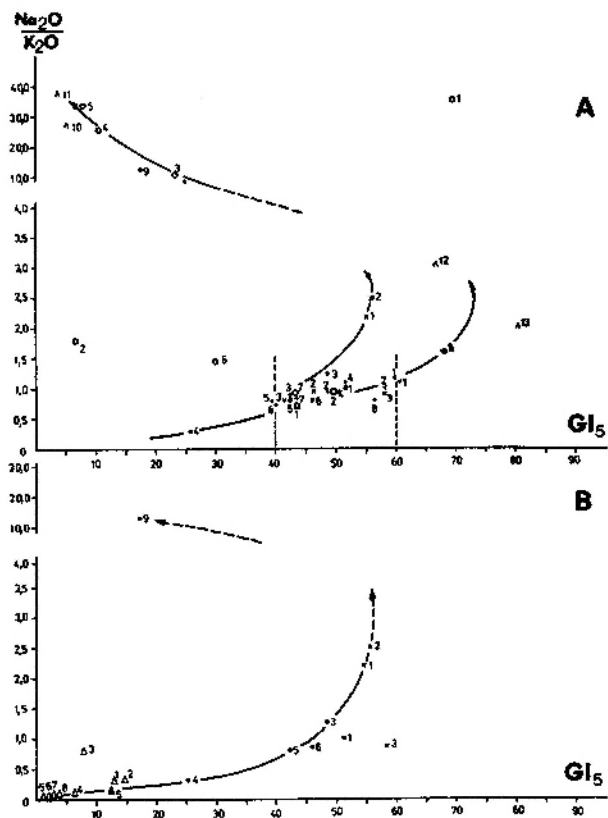


Fig. 37

Zależność wskaźnika granitowego (GI) od stosunku udziałów cząsteczkowych $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \times 10^4$: A – we wszystkich odmianach skał, B – w skałach pochodzenia suprakrustalnego; objaśnienia oznaczeń punktów projekcyjnych w figurze 34

Relationship between the granite index (GI) and the ratio $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (in molecular numbers $\times 10^4$): A – in all varieties of rocks, B – in rocks of supracrustal origin; explanations of projection points symbols in figure 34

figurze 37B. Przedstawiono na niej przypuszczalną ewolucję gnejsów słojujących w nawiązaniu do łupków mikowych pasma kamienickiego z rejonu Krobicy.

Odpowiednio przeliczone analizy chemiczne badanych skał naniesiono na wykresy Simonena (1953), de La Roche'a (1965) oraz Moine'a i de La Roche'a (1968).

Pierwszy z nich, oparty na parametrach Niggiego (1923), ukazuje je na tle wykreślonych przez Simonena (1953) pól, reprezentujących skały osadowe i magmowe (fig. 38A). Łupki mikowe z okolic Krobicy, jak również naniesione porównawczo punkty projekcyjne ordowickich i proterozoicznych łupków ilastych i mułowych (pochodzących z Barrandienu), grupują się w polu pelitów lub między polem pelitów i psamitów. Gnejsy słojujące leżą częściowo w polu psamitów, a częściowo – skał magmowych; gnejsy smużyste

tylko w tym ostatnim polu, natomiast leukognejsy poniżej. Inne skały zajmują różne pozycje w obrębie pola skał magmowych lub jego „przedpola”. W wyniku feldspatyzacji większość punktów projekcyjnych została przesunięta w dół wykresu i obecnie zajmuje pozycje nieraz znacznie różniące się od wyjściowych. Wadą omawianego wykresu jest niemożność określenia charakteru feldspatyzacji (potasowa, sodowa czy wapniowa).

Na dodatkowym diagramie (fig. 38B) przedstawiono punkty projekcyjne jedynie skał suprakrustalnych: łupków mikowych, ilastych i mułowych, gnejsów słojujących oraz powstałych z tych ostatnich – leukognejsów słojujących i niektórych granitognejsów. Wszystkie one układają się wzdłuż jednej linii, lecz nie tworzą całkiem ciągłego pasa. Wskazuje to, że w terenie nie zachowały się skały reprezentujące wszystkie przejściowe ogniwa granityzacji.

Na diagramie de La Roche'a (fig. 39) większość gnejsów i granitów izerskich grupuje się u dołu wykresu, tworząc niewielkie pole, wskazujące na znaczną jednorodność ich składu chemicznego. Część gnejsów i leukognejsów słojujących oraz łupków mikowych, ilastych i mułowych tworzy pas (linia przerywana), ciągnący się przez pola zajmowane na wykresie przez ilowce i częściowo szarogłazy. Kwarcyt ze zgodnej wkładki, pochodzącej z granitognejsów z okolic Polany Izerskiej, oraz proterozoiczny łupek kwarcowy z Barrandienu składem chemicznym zbliżone są do arkoz.

Na następnym wykresie (fig. 40), skonstruowanym przez Moine'a i de La Roche'a (1968), na osi odciętych umieszczono różnicę $((\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}):3) - \text{Na}$, a na osi rzędnych $((\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}):3) - \text{K}$. Większość gnejsów i granitognejsów izerskich uplasowała się na obszarze charakterystycznym dla skał magmowych. Gnejsy słojujące odróżniają się dużym rozrzutem punktów projekcyjnych; reprezentują zarówno odmiany wyjątkowo zasobne w potas i ubogie w sód (pkt. 4), jak również bogate w sód i ubogie w potas (pkt. 9 – leukognejs słojujący). Gnejsy smużyste, granity izerskie i jeden z granitognejsów (pkt. 2) grupują się w stosunkowo zwartym i niewielkim polu. Poza nim występują granitognejsy (pkt. 1 i 3), które powstały z gnejsów słojujących, oraz różne odmiany leukogranitów. Omawiany diagram dobrze ukazuje, iż dopływ sodu wywołuje jednoczesny spadek zawartości potasu. Niestety na wykresie tym nie zaznaczyły się starsze etapy rozwoju gnejsów i granitów izerskich.

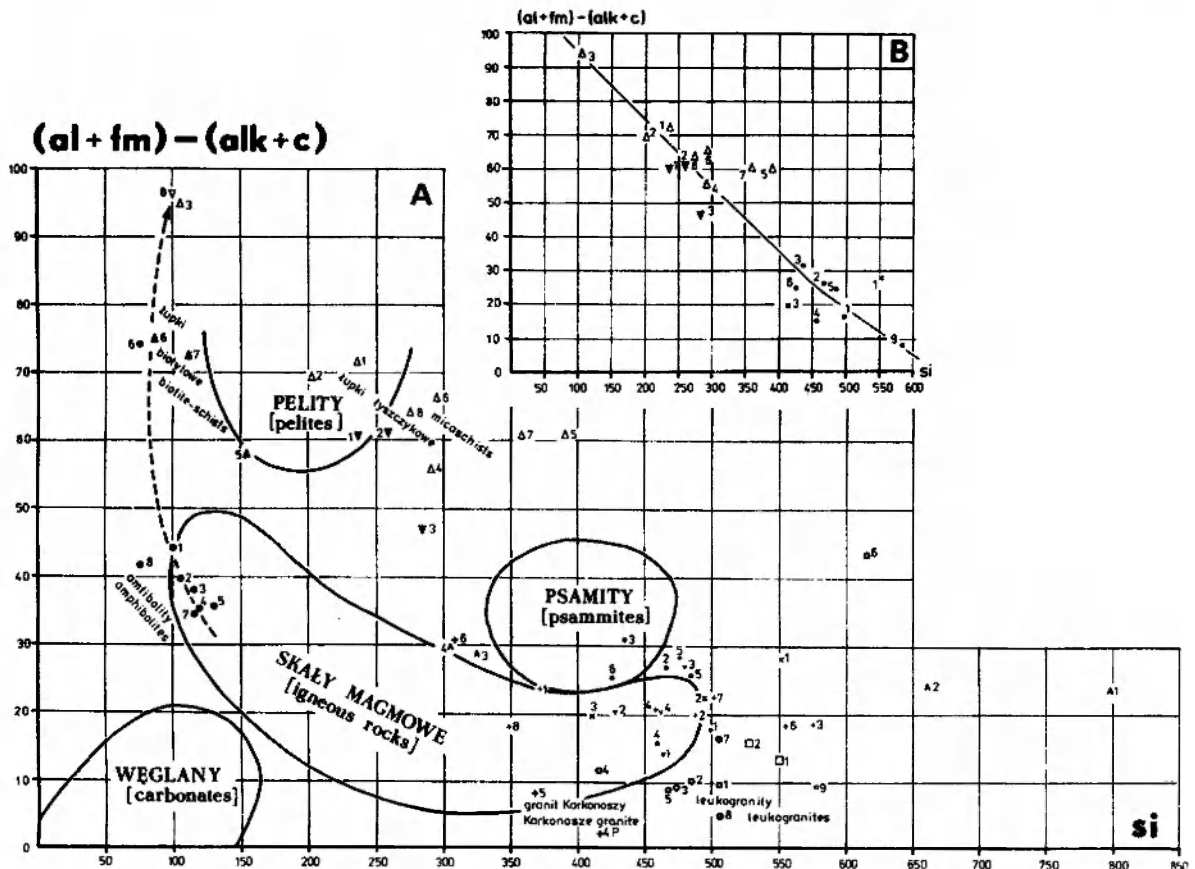


Fig. 38

Zróźnicowanie składu chemicznego skał masywu Izerskiego Stogu na diagramie Simonena (1953), opartym na parametrach Niggiego (1923)

A – wszystkie odmiany skał; B – skały pochodzenia suprakrustalnego; objaśnienia oznaczeń punktów projekcyjnych na figurze 34

Variation in chemical composition of rocks of the Izerski Stóg massif in the Simonen (1953) diagram based on the Niggli (1923) parameters

A – all varieties of rocks; B – rocks of supracrustal origin; explanations of projection points symbols in figure 34

AMFIBOLITY ORAZ WTRĄCENIA SKAŁ ŁYSZCZYKOWYCH I CHLORYTOWYCH

Na diagramie (fig. 41B), opartym na parametrach Niggiego c/mg (wg Leake'a 1964), wszystkie amfibolity z masywu Izerskiego Stogu oraz z innych rejonów bloku izerskiego znalazły się w pobliżu linii dyferencyjnej skał magmowych. W większości odpowiadają one środkowym stadiom dyferencji bazytów. Jeden amfibolit (pkt. 6), znaleziony na W od Szklarskiej Poręby (Berg 1941a), reprezentuje typ wczesnych dyferencjatów magmowych. Skały biotytowe i chlorytowe (pkt. 6–8) znacznie odbiegają składem chemicznym od większości łupków mikowych pasma kamienickiego. Natomiast właśnie wśród tych ostatnich uplasował się punkt projekcyjny odpowiadający enklawie łyszczykowej, pochodzącej z gnejsów oczkowo-słojowych (pkt. 5).

Należy zaznaczyć, że omawiany diagram (fig.

41B) stosowany był przez Benjamin (1968) do określania petrogenyzy gnejsów, które na tej podstawie dzielił on na para- i orto-. Podobne próby poczynione przez autora niniejszej pracy nie powiodły się, gdyż wszystkie gnejsy i granity izerskie uplasowały się w polu pelitów. Tam również wypadły typowo magmowe granity Karkonoszy!

Na diagramie 41A, opartym na parametrach Niggiego $(al-alk)/c$, wszystkie amfibolity uplasowały się w polu skał orto-. Punkty projekcyjne pozostałych skał tworzą układ nie nadający się do porównawczej interpretacji.

Na trójkącie genetycznym Flucka (1971) – stosowanym także do określania petrogenyzy gnejsów (Fediuk 1976) – wszystkie amfibolity wypadły w polu skał orto (fig. 42A). Ponadto diagram ten uwidacznia, iż łupki biotytowe i chlorytowe pod względem zawartości MgO (w % cząsteczkowych) zbliżone są wyraźnie do amfibolitów, natomiast punkt projekcyjny enklawy

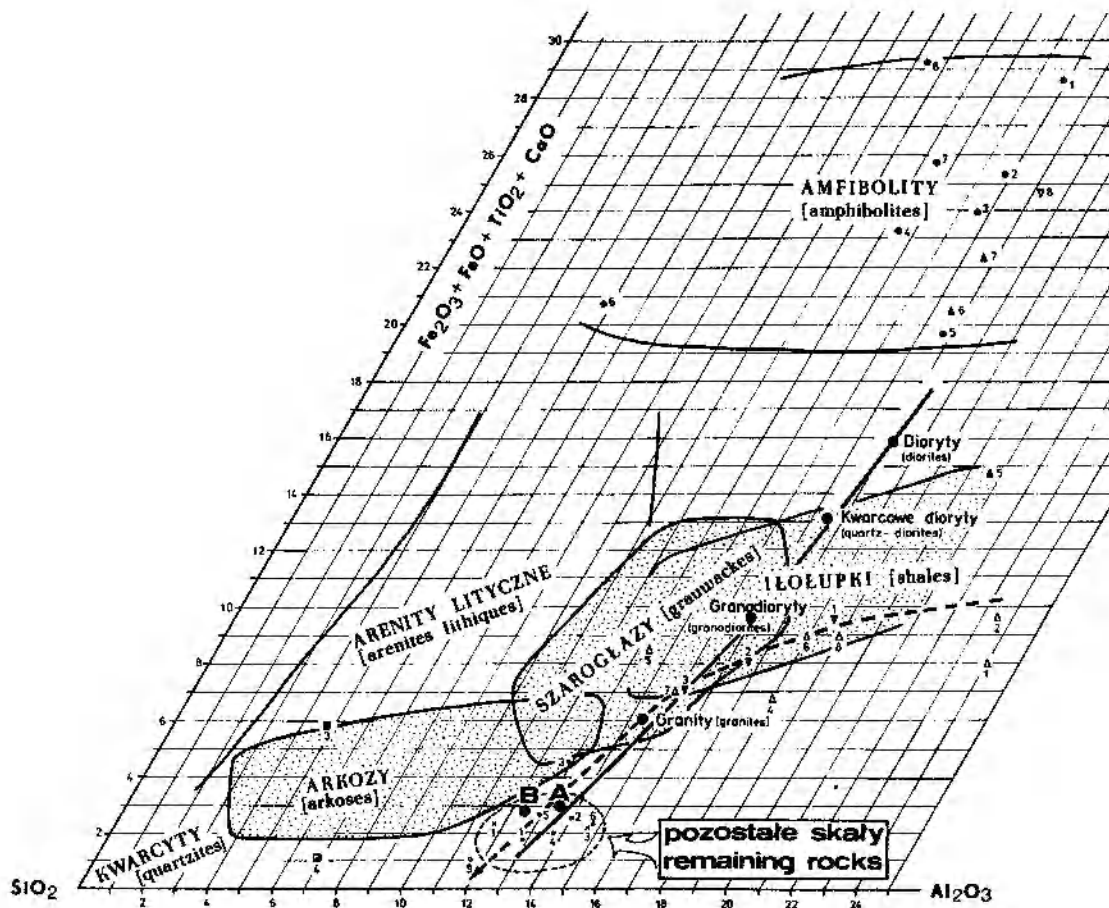


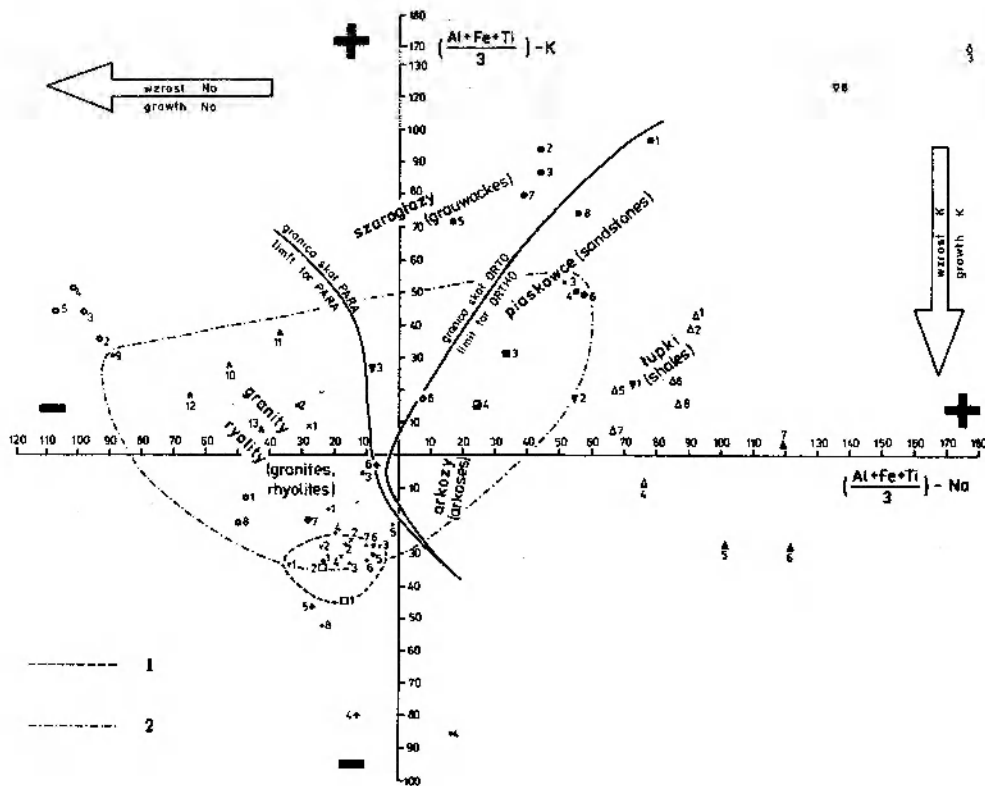
Fig. 39

Zróźnicowanie składu chemicznego (0/0 wag.) skał masywu Izerskiego Stogu na diagramie de La Roche'a (1965), uzupełnionym przez autora pracy

A – wapieniowo-alkaliczne ryolity; B – alkaliczne ryolity (A i B wg Nockoldsa 1954). Pozostałe skały: gnejsy smużyste, granitognejsy i granity izerskie, żyły granitu izerskiego, leukogranity oraz leptynity; oznaczenia punktów projekcyjnych na figurze 34

Variation in chemical composition (wt. 0/0) of rocks of the Izerski Stóg massif in the de La Roche (1965) diagram complemented by the present author

A – calc-alkali rhyolites; B – alkali rhyolites (A and B after Nockolds 1954). Remaining rocks: flaser gneisses, Iżera granite-gneisses and granites, Iżera granite veins, leucogranites and leptinites; projection points symbols in figure 34



(maksymalnie do 4,85% wag.) charakteryzują się skały biotytowe i chlorytowe. Wyraźnie różnią się one pod tym względem od łupków mikowych

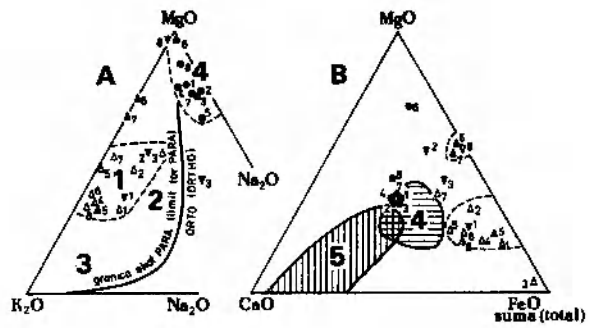


Fig. 42

Amfibolity oraz łupki lyszczkowe, chlorytowe, biotytowe, ilaste i mułowe w trójkątach (% cząsteczkowe): A – MgO-K₂O-Na₂O Flucka (1971), uzupełnionym przez autora; B – MgO-CaO-(FeO+Fe₂O₃) Lapadu-Harguesa (1953)

1 – ilolupki; 2 – szarogłazy; 3 – arkozy; 4 – ortoamfibolity; 5 – paraamfibolity; objaśnienia oznaczeń punktów projekcyjnych na figurze 34

Amphibolites, mica, chlorite and biotite schists, shales and mudstones in diagrams (mol. %): A – MgO-K₂O-Na₂O after Fluck (1971) complemented by the present author; B – MgO-CaO-(FeO+Fe₂O₃) after Lapadu-Hargues (1953)

1 – shales; 2 – grauwackes; 3 – arkoses; 4 – orthoamphibolites; 5 – paraamphibolites; projection points symbols in figure 34

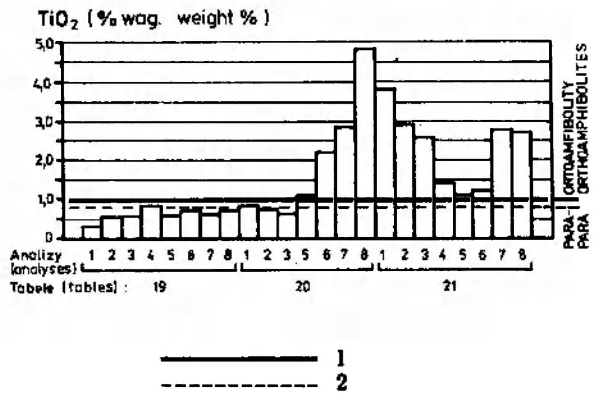


Fig. 43

Zróżnicowanie zawartości TiO₂ w amfibolitach oraz łupkach lyszczkowych, chlorytowych, biotytowych, ilastych i mułowych (% wag.). Granica między para- i ortoamfibolitami według: 1 – Walkera *et al.* (1960); 2 – Lapadu-Harguesa (1959)

Variation in TiO₂ contents in amphibolites, mica, chlorite and biotite schists, shales and mudstones (wt. %); the boundary between para- and orthoamphibolites after: 1 – Walker *et al.* (1960); 2 – Lapadu-Hargues (1959)

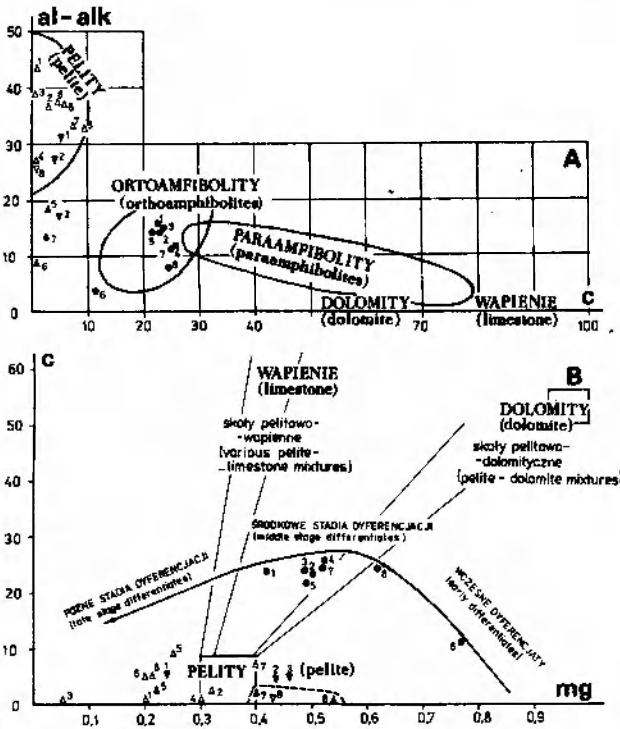


Fig. 41

Amfibolity oraz łupki lyszczkowe, chlorytowe, biotytowe, ilaste i mułowe na diagramach opartych na parametrach Niggliego (1923): A – (al-alk)/c, B – c/mg (Leake 1964); objaśnienia oznaczeń punktów projekcyjnych na figurze 34

Amphibolites, mica, chlorite and biotite schists, shales and mudstones in diagrams based on the Niggli (1923) parameters: A – (al-alk)/c, B – c/mg (Leake 1964); projection points symbols in figure 34

lyszczkowej leży w obrębie pola łupków mikowych pasma kamienickiego.

Podobne wyniki otrzymano na diagramie Lapadu-Harguesa (1953) zamieszczonym na figurze 42B.

Niektórzy autorzy jako cechę odróżniającą paraamfibolity od ortoamfibolitów podają zawartość TiO₂. Według Walkera *et al.* (1960) prekambryjskie paraamfibolity z rejonu Dutchess (NW Queensland, Australia) zawierają mniej niż 1% TiO₂. Lapadu-Hargues (1959) natomiast jako graniczną wartość odróżniającą te genetyczne odmiany przyjął 0,80% TiO₂. Według tego kryterium wszystkie omawiane amfibolity należą do skał orto (fig. 43). Podobnie wysoką ilością TiO₂

Fig. 40

Zróżnicowanie składu chemicznego skał masywu Izerskiego Stogu na diagramie Moine'a i de La Roche'a (1968)

1 – pole gnejsów smużystych i drobnziarnistych granitów izerskich. 2 – pole gnejsów słojowych, leukognejsów słojowych i powstałych z nich granitognejsów; oznaczenia punktów projekcyjnych na figurze 34

Variation in chemical composition of rocks of the Izerski Stóg massif in the diagram of Moine and de La Roche (1968)

1 – region of flaser gneisses and fine-grained Izera granites; 2 – region of laminated gneisses, laminated leucogneisses and coming from them granite-gneisses; explanations of projection points in figure 34

pasma kamienickiego i od łyszczykowej enklawy z gnejsów oczkowo-słojowych.

Punkty projekcyjne skał amfibolowych, biotytowych, chlorytowych i enklawy łyszczykowej zaznaczono ponadto na wielu uprzednio omawianych wykresach (figury 38A, 39, 40). Niemal na wszystkich otrzymano podobne do powyższych współzależności.

Amfibolity na diagramie genetycznym Colemana (1977) odpowiadają w przybliżeniu kontynentalnym toleitowym bazaltom (fig. 44).

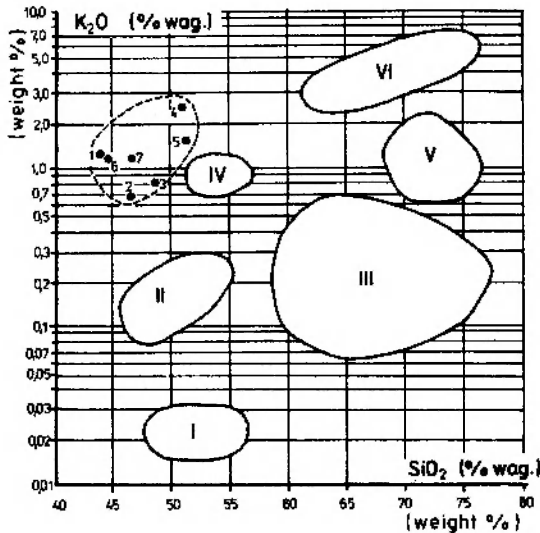


Fig. 44

Amfibolity na diagramie Colemana (1977) K_2O/SiO_2 (por. tab. 21)

I – kumulatory gabra; II – subalkaliczne oceaniczne bazalty i gabra; III – oceaniczne plagiogranity; IV – kontynentalne toleitowe bazalty; V – kontynentalne trondhjemit; VI – kontynentalne granofiry

Amphibolites in the Coleman (1977) diagram K_2O/SiO_2 (see tab. 21)

I – gabbro cumulates; II – oceanic subalkalic basalts and gabros; III – oceanic plagiogranites; IV – continental tholeiitic basalts; V – continental trondhjemit; VI – continental granophyres

PÓLILOŚCIOWA ANALIZA SPEKTRALNA

Półilościowe oznaczenia spektralne wykonano z 10 próbek, reprezentujących gnejsy słojowe, granity i leukogranity izerskie oraz mylonit usko-

kowy, pochodzący ze strefy dyslokacyjnej w Świeradowie Zdroju (tab. 22).

Zawartości poszczególnych pierwiastków w gnejsach i granitoidach izerskich są zbliżone. Z pierwiastków głównych skały te zawierają: (pow. 1%) Al, Ca, Fe, Mg, Na, Si i K; pobocznie (1,0–0,1%) Mn i często Ti; podrzędnie (0,1–0,01%) niekiedy Ti; a śladowo (poniżej 0,01%) Ba, Cr, Cu, Ga, Pb i nieraz Sn i Ni.

Charakterystyczne, iż gnejsy słojowe często zawierają śladowy nikiel (poniżej 0,01%), podczas gdy w granitach izerskich (z wyjątkiem jednego – an. 4) zwykle on nie występuje. Prawidłowość ta wskazuje na ich suprakrustalne pochodzenie, gdyż w procesach sedymentacji nikiel wchodzi przede wszystkim w skład minerałów ilastych (Polański, K. Smulikowski 1969; Polański 1974). W kwaśnych skałach magmowych natomiast pierwiastek ten zwykle w ogóle nie występuje. Potwierdzenie powyższych zależności w gnejsach i granitoidach izerskich wymagać będzie dodatkowych badań na znacznie większym liczebnie materiale.

Niemal we wszystkich badanych skałach występuje śladowo cyna (poniżej 0,01%). W dwu wypadkach jej zawartość wynosi od 0,1 do 0,01% (tab. 22, an. 1 i 10). Te nieco zwiększone koncentracje cyny stwierdzono w dolnych odcinkach potoków Mirotka i Świeradówka w Świeradowie, w najbliższej okolicy oraz w obrębie strefy uskokowej o przebiegu N–S. Obserwacja ta potwierdza metasomatyczne pochodzenie tego pierwiastka. Cyny nie stwierdzono w ogóle tylko w jednej próbce, pobranej z SE stoku Izerskiego Stogu (tab. 22, an. 7): jest to granit mikroklinowy grubo-równoziaistny, nie tknięty, w przeciwieństwie do pozostałych skał, procesem sodowej metasomatozy.

Dużo niższa niż w innych skałach ilość wapnia w mylonicie uskokowym (an. 10) potwierdza obserwacje mikroskopowe, z których wynika, że jedynym skalaniem w tej skale jest niemal czysty albit.

BADANIA MINERAŁÓW

STOPIEŃ UPORZĄDKOWANIA STRUKTURY FENOKRYSTAŁÓW K-SKALENI

Badania trójskości fenokrystałów skaleni potasowych wykonano w gnejsach słojowych, granitognejsach i granitach izerskich (tab. 23). Wszystkie zbadane K-skalenie odpowiadają mik-

roklinowi. Uwidacznia się ciekawa, choć pod względem interpretacyjnym dość problematyczna prawidłowość: im większe są wymiary ziarn K-skaleni, tym ich stopień trójskości jest mniejszy, czyli chaotyczność struktury większa.

Porównując otrzymane wyniki z podobnymi, pochodzącymi z gnejsów i granitów izerskich z

Tabela 22

Pół ilościowe analizy spektralne skał masywu Izerskiego Stogu
 Semiquantitative spectral analyses of rocks of the Izerski Stóg massif

Nr anal. Anal. No.	Nr próby Sample No.	Analizy -- Analyses		Pierwastki -- Elements			nie stwierdzono not detected
		modalne modal	chemiczne chemical	> 1,0% > 1,0% 0,1-0,1% 0,1-0,1%	0,1-0,01% 0,1-0,01%	< 0,01% < 0,01%	
1	685-Ż	tab. 1, an. 7		Al Ca Fe Mg Na Si K		Sn Ti	Ag As Be Bi Co Ge Hg N Sb S ⁺ W Zn
2	318-Ż	tab. 1, an. 11	tab. 13, an. 6	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn Ti		Ag As Be Bi Co Ge Hg Sb S ⁺ W Zn
3	316-Ż	tab. 1, an. 13		Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn Ti		Ag As Be Bi Co Ge Hg Sb S ⁺ W Zn
Gnejsy stojowe -- laminated gneisses							
Granity Izerskie -- Izersa granites							
4	443-2-Ż	tab. 5, an. 1	tab. 16, an. 1	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn Ti	Cr	Ag As Be Bi Co Ge Hg Sb S ⁺ W Zn
5	469-Ż	tab. 5, an. 7	tab. 16, an. 4	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn Ti		Ag As Be Bi Co Ge Hg Ni Sb W Zn
6	310-Ż	tab. 5, an. 10	tab. 16, an. 5	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn	Ti	Ag As Be Bi Co Ge Hg Ni Sb Sr W Zn
7	167-Ż	tab. 5, an. 11	tab. 16, an. 6	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn Ti		Ag As Ba Bi Co Be Ge Hg Ni Sb S ⁿ Sr W Zn
8	193-Ż	tab. 5, an. 12	tab. 16, an. 7	Al Ca Fe Mg Na Si K	Mn	Ti	Ag As Be Bi Co Ge Hg Ni Sb S ⁺ W Zn
Leukogranit -- leucogranite							
9	677-Ż	tab. 7, an. 6		Al Ca Fe Mg Na Si K		Mn Ti	Ag As Ba Be Bi Co Ge Hg Ni Pb Sb Sr W Zn
Mylonit tektoniczny (uskokowy) -- tectonic (fault) mylonite							
10	662-Ż	tab. 12, an. 13 próbna 727-Ż sample		Al Fe Mg Na Si K	Mn Ti	Ca Sn	Ag As Ba Bi Co Ge Hg Ni Pb Sb Sr W Zn

Localizacje pob. podano w tabelach 1, 5, 7 i 12.

Localities of sampling are given in tables 1, 5, 7 and 12.

Stopień uporządkowania struktury fenokryształów skaleni potasowych w gnejsach, granitognejsach i granitach izerskich
Degree of structural ordering of potash feldspar phenocrysts in Izera gneisses, granite-gneisses and granites

Nr analizy Analysis No.	Nr próby Sample No.	$\Delta 2\theta$ 204-060	Δ	Odmiana strukturalna skały Structural variety of rock
Gnejsy słojoye – laminated gneisses				
1	685-Ż	8,75	0,78	średniooczkowe – medium-augen
2	706-Ż	8,77	0,72	grubooczkowe – coarse-augen
3	318-Ż	8,78	0,68	grubooczkowe – coarse-augen
Granitognejsy – granite-gneisses				
4	579-Ż	8,78	0,68	średnioziarnisto-porfirówate medium-grained-porphyraceous
Granity – granites				
5	443-Ż	8,80	0,62	drobnoziarnisto-porfirówate fine-grained-porphyraceous
6	469-Ż	8,80	0,62	średnioziarnisto-porfirówate medium-grained-porphyraceous
7	716-Ż	8,84	0,51	równo-gruboziarniste coarse-grained-isogranular
8	310-Ż	8,83	0,53	
9	167-Ż	8,79	0,65	
10	193-Ż	8,83	0,53	
11	712-Ż	8,75	0,78	

Lokalizację prób podano w tabelach 1, 4 i 5.

Localities of sampling are given in tables 1, 4 and 5

okolic Nového Mesta p. Smrkem i Frydlantu w CSRS (Domečka 1970, s. 180), można stwierdzić, że wykazują one nieco odmienne tendencje: najwyższym stopniem trójskości charakteryzują się fenokryształy skaleni potasowych, występujące w drobno- i gruboziarnistych granitach (0,85–0,97), natomiast niższym – w gnejsach laminowano-oczkowych i łupkowych (0,66–0,85).

KATEGORIE ZBLIŹNIACZEŃ PLAGIOKLAZÓW

W celu uchwycenia pewnych prawidłowości i tendencji, mających miejsce w skałach masywu Izerskiego Stogu, dokonano statystycznej analizy częstości występowania poszczególnych rodzajów zbliźniaczeń w plagioklazach (Żaba 1983) stosując metodę Goraia (1951), uzupełnioną i rozbu-

dowaną przez Fediuka (1972, 1974). Badaniami objęto plagioklasy z sześciu typów skał: gnejsów słojoych, smużystych, leukognejsów słojoych, granitognejsów, granitów izerskich i żył drobnoziarnistego granitu izerskiego. W celach porównawczych opracowano tą metodą plagioklasy z kilku prób pochodzących z magmowego masywu Karkonoszy.

Zbliźniaczenia plagioklazów w części skał, jak gnejsy- i leukognejsy słojoye, wskazują na ich suprakrystalny charakter; natomiast w gnejsach smużystych i żyłach granitu izerskiego – na ich magmowe pochodzenie. Granitognejsy i granity izerskie odznaczają się dwoistym charakterem; w różnych rejonach badanego obszaru reprezentują odmiany pochodzenia infra- lub suprakrystalnego (Żaba 1983).

ANALIZA FACJALNA

W celu określenia przynależności facjalnej skał masywu Izerskiego Stogu pod uwagę wzięto tylko te ich odmiany, w których wtórne zmiany – spowodowane diaforezą i metasomatozą – zaznaczyły się najslabiej, czyli: łupki lyszczykowe,

kwarcyty, gnejsy drobno-słojoye i drobnooczkowo-słojoye, amfibolity, drobnoziarniste granity i granitognejsy oraz bezoczkowe lub drobnooczkowe gnejsy smużyste.

W łupkach lyszczykowych pasma kamienickie-

go M. Szałamacha (1970) oraz M. Szałamacha i J. Szałamacha (1974) stwierdzili w rejonie Krobiicy kilka charakterystycznych paragenez mineralnych:

dysten + almandyn + biotyt + muskowitz
+ kwarc,
muskowitz + biotyt + chloryt + almandyn
+ chlorytoid + dysten + tytanit,
muskowitz + chloryt + almandyn + chlorytoid
+ dysten + tytanit,
muskowitz + chloryt turyngitowy + almandyn
+ chlorytoid + dysten + kwarc.

Ponadto wymienieni autorzy obserwowali bardzo rzadki, reliktowy staurolit, natomiast nie notowali obecności plagioklaz, albitu i epidotu. Uważają oni, że w skałach tych nastąpił przeskok z subfacji dystenowo-almandynowo-muskowitowej facji amfibolitowej ($T = 540-560^{\circ}\text{C}$, przy $P_{\text{H}_2\text{O}}$ do 6,5 kb) do subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zieleńcowej ($T = 505-525^{\circ}\text{C}$, przy $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6 \pm 1$ kb).

K. Kozłowski (1974) na podstawie badań łupków całego pasma kamienickiego uważa, że uległy one metamorfizmowi w warunkach subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zieleńcowej w temperaturze około $500-550^{\circ}\text{C}$.

Autor pracy w nie zmienionych fragmentach drobnoziarnistego tła skalnego w *gnejsach drobnoślajowych* i *drobnooczkowo-ślajowych* najczęściej stwierdzał następującą paragenез mineralną:

oligoklaz + kwarc + biotyt + muskowitz \pm skałen potasowy.

Odpowiada ona subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej (*sensu* Winkler 1967). Plagioklasy zwykle zawierają powyżej 70% anortytu, a brak staurolitu i tylko sporadyczne występowanie almandynu (Teper 1980) można tłumaczyć regionalną serycycyzacją i chlorytyzacją całego kompleksu. Spotykany niekiedy chlorytoid stanowi pozostałość po facji zieleńcowej, nietrwałą w późniejszych wyższych warunkach *PT* facji almandynowo-amfibolitowej.

W *kwarcytach* stwierdzono następujące paragenез mineralne:

kwarc + jasna mika (serycyt, muskowitz),
kwarc + jasna mika + biotyt,
kwarc + muskowitz + biotyt + amfibol (antofylit, kumingtonit lub tremolit?).

Opierając się na przedstawionych paragenезach trudno jest zakwalifikować te skały do określonej facji.

W *gnejsach smużystych* oraz *drobnoziarnistych granitognejsach* i *granitach izerskich* najczęściej występuje następująca paragenезa:

plagioklaz + kwarc + biotyt + muskowitz + skałen potasowy.

Nigdy nie stwierdzono w tych skałach chlorytoidu, staurolitu lub granatów.

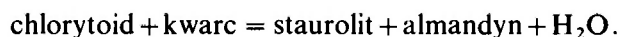
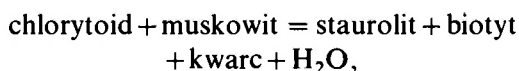
W *amfibolitach* stwierdzono następujące paragenезy mineralne:

hornblenda + plagioklaz + tytanit + kalcyt,
hornblenda + plagioklaz + kwarc
+ tytanit \pm kalcyt,
hornblenda + plagioklaz + kwarc + epidot
+ tytanit \pm kalcyt.

Wymienione paragenезy odpowiadają subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej (por. Turner i Verhoogen 1951; Winkler 1967). Obecność niewielkich ilości reliktywego aktynolitu wskazuje na bliskość granicy z facją zieleńcową. Biotyt, chloryt i serycyt mają w tych skałach charakter wtórny: powstały kosztem amfiboli i plagioklazów.

Opierając się na pracach Winklera (1970 i 1974) można stwierdzić, że skały badanego kompleksu generalnie znajdują się na granicy niskiego i średniego stopnia metamorfizmu (fig. 45). Wskazują na to reakcje zaniku chlorytoidu i pierwotnego chlorytu (w obecności muskowitzu i kwarcu) w najwyższych przedziałach *PT* niskiego stopnia metamorfizmu oraz pojawianie się staurolitu, charakterystycznego dla średniego stopnia metamorfizmu (podczas gdy kwarc i muskowitz pozostają trwałe). Ponadto świadczy o tym skok w zawartości cząsteczki An w plagioklazie: od albitu (An_{0-7}) do oligoklaz lub andezynu (An_{17-30}). Za tym, że skok ten jest jeszcze niepełny, przemawiają pośrednie zawartości anortytu, wahające się od 7 do 17%.

Granice średniego stopnia metamorfizmu w omawianych skałach określają reakcje, których równowaga waha się w bardzo wąskim przedziale $T = \pm 20^{\circ}\text{C}$:



Wymienione reakcje mają miejsce w tak wąskim przedziale *T*, że mogą być zgrupowane w jeden zespół izogradowy: „staurolite in” (który w praktyce ma znaczenie izoreakcyjnej grady). Zachodzą one w temperaturach $T = 505-565^{\circ}\text{C}$, przy $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5-0,7$ kb (Winkler 1974). Praktycznie granica między niskim a średnim stopniem metamorfizmu jest równoważna granicy między facją zieleńcową a almandynowo-amfibolitową.

W regionalnych pracach obejmujących całe

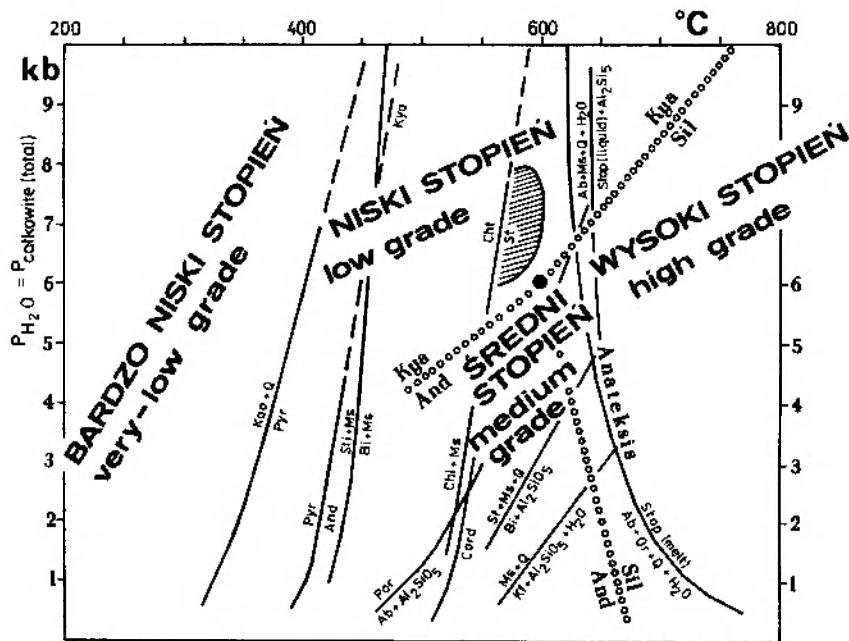


Fig. 45

Ekstremalne warunki PT metamorfizmu skal bloku izerskiego (Żaba 1984a) na tle metamorficznych reakcji w metapelitach i stopni metamorfizmu (wg Winklera 1974)

Ab – albit; And – andaluzyt; Bi – biotyt; Chl – chloryt; Chl – chlorytoid; Cord – kordieryt; Kao – kaolinit; Kf – skałki potasowy; Kya – dysten; Ms – muskowit; Or – ortoklaz; Par – paragonit; Pyr – pirofyllit; Q – kwarc; Sil – sillimanit; St – staurolit; Sti – stilpnomelan

Extreme P/T conditions of metamorphism of the Izera Block rocks (Żaba 1984a) against the background of metamorphic reactions in metapelites and metamorphic grades (after Winkler 1974)

Ab – albite; And – andalusite; Bi – biotite; Chl – chlorite; Chl – chloritoid; Cord – cordierite; Kao – kaolinite; Kf – potash feldspar; Kya – disthene; Ms – muscovite; Or – orthoclase; Par – paragonite; Pyr – pyrophyllite; Q – quartz; Sil – sillimanite; St – staurolite; Sti – stilpnomelane

Sudety lub Masyw Czeski skałom bloku izerskiego przypisuje się powstanie w warunkach facji zieleńcowej (Dudek i Suk 1971), albitowo-epido-

towo-amfibolitowej (Chab i Suk 1977) lub średniociśnieniowym przedziałom facji zieleńcowej i amfibolitowej (Maciejewski i Morawski 1979).

ANALIZA MEZOSTRUKTURALNA

Wyniki analizy mezostrukturalnej podano jedynie w zakresie koniecznym do uzupełnienia badań petrograficznych. Szczegółowa analiza mezostrukturalna badanego terenu będzie przedmiotem osobnego opracowania.

Wyniki analizy przedstawiono na dwu zbiorczych diagramach konturowo-punktowych (fig. 46) w projekcji równopowierzchniowej Schmidta na półkuli dolnej.

Na figurze 46a przedstawiono orientację głównych powierzchni foliacji we wszystkich odmianach gnejsów, granitognejsów i granitów izerskich masywu Izerskiego Stogu (diagram konturowy – 310 pomiarów) oraz orientację tychże powierzchni we wkładkach skał biotytowych z Czerniawy i Świeradowa Zdroju (diagram punktowy). Ponadto ukazano orientację struktur liniowych (B-lineację) występujących we wszystkich opracowanych skałach w rozbiu na: lineację

ziarna, zmarszczkowanie i osie mezofałdów (diagram punktowy). Osie te reprezentowane są przez fałdy wąskopromienne oraz młodsze – szerokopromienne.

Normalne do powierzchni foliacji w gnejsach, granitognejsach i granitoidach izerskich tworzą wyraźny pas o osi (pkt. π) zapadającej na NW pod kątem 40° . Maksimum pomiarów foliacji o koncentracji $17,1\%$ ma orientację $30/45$ lub $30/40$.

Orientacja głównych powierzchni foliacji w zgodnych wkładkach skał biotytowych z Czerniawy Zdroju ($55/40$, $90/55$) generalnie mieści się w polu odpowiadającym gnejsom i granitognejsom izerskim; natomiast w niezgodnie zalegających skałach biotytowych ze Świeradowa Zdroju ($135/25$, $140/40$, $130/60$) zwykle wypada poza polem głównej foliacji skał ościennych.

Położenie elementów liniowych wskazuje, że

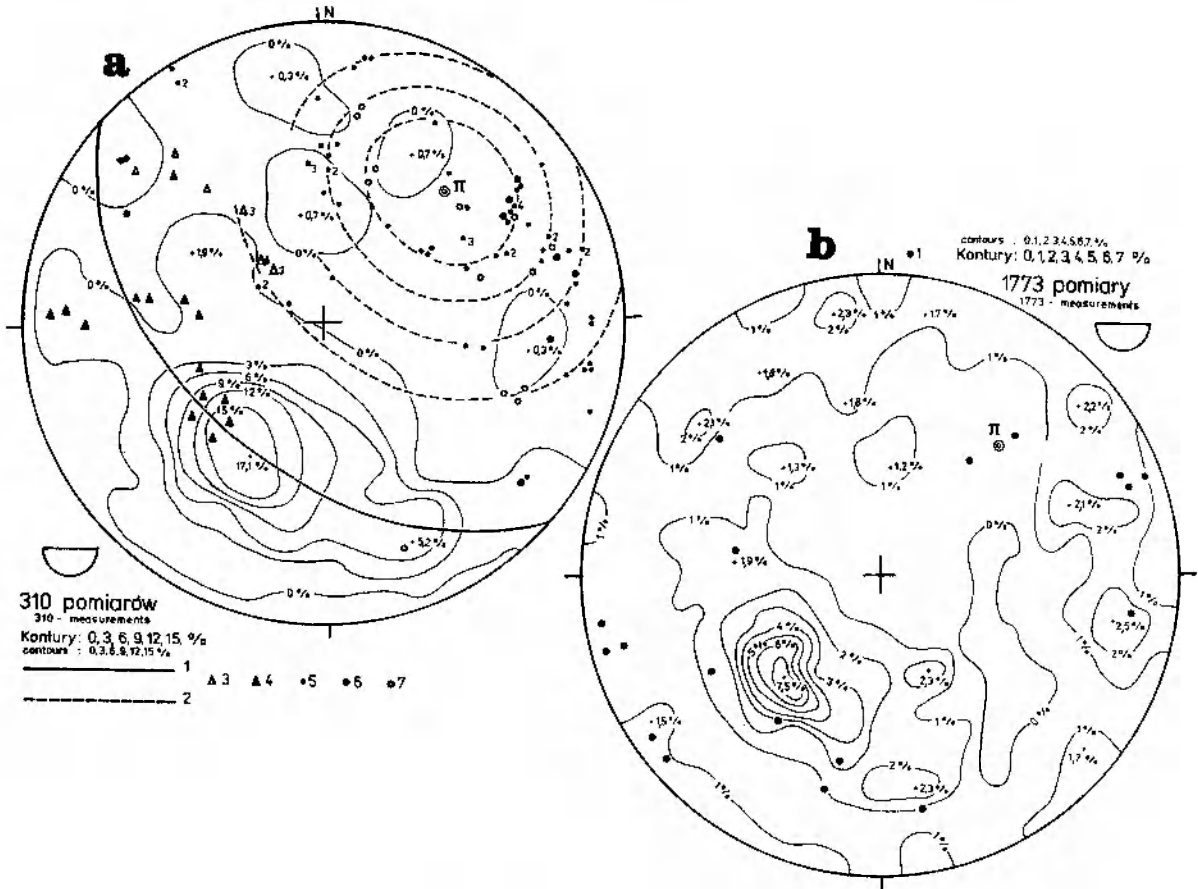


Fig. 46

Orientacja głównych powierzchni foliacji, struktur liniowych i spękań w skałach masywu Izerskiego Stogu

a – orientacja głównych powierzchni foliacji w gnejsach i granitognejsach (diagram konturowy), łupkach biotytowych z rejonu Świeradowa (3) i Czerniawy Zdrój (4), lineacji ziarna (5), zmarszczkowania (6) i osi mezofałdów różnych generacji (7); 1 – pas foliacji; 2 – kola małe odpowiadające zreorientowanym strukturom liniowym (B-lineacja, π – os pasa foliacji); *b* – orientacja powierzchni spękań we wszystkich skałach masywu Izerskiego Stogu (diagram konturowy) oraz żył kwarcu (1); π – os pasa foliacji

Orientation of the main foliation surfaces, linear structures and fractures in the rocks of the Izerski Stóg massif

a – orientation of the main foliation surfaces in gneisses and granite-gneisses (contour diagram), biotite schists in the area of Świeradów (3) and Czerniawa Zdrój (4), grain lineation (5), crenulations (6) and axes of mesofolds of various generations (7); 1 – belt of foliation; 2 – arcs corresponding with reorientated linear structures (B – lineation, π – foliation belt axis); *b* – orientation of fracture surfaces in all the rocks of the Izerski Stóg massif (contour diagram) and quartz veins (1); π – axis of foliation belt

uległy one wyraźnej rotacji. Nastąpiła ona wokół osi pasa foliacji, a zarazem osi hipotetycznego najmłodszego megafaldu. Rotacji uległy również osie obu wymienianych generacji mezofałdów (wąsko- i szerokopromiennych). Wydaje się, że proces, który ostatecznie uformował orientację głównych powierzchni foliacji, nie wykształcił struktur liniowych typu B-lineacji.

Na figurze 46b przedstawiono położenie spękań (diagram konturowy – 1773 pomiary) oraz żył kwarcowych (diagram punktowy), występujących na całym opracowywanym terenie. Pierwsze z wymienionych tworzą dwa wyraźne pola: jedno zwarte (≈ 001), o orientacji maksimum 45/40 i koncentracji punktów pomiarowych dochodzącej do 7,5‰, oraz drugie, silnie rozczłonowane, rozciągające się wzdłuż granicy diagramu. Cha-

rakteryzuje się ono kilkoma maksimumami o koncentracji punktów pomiarowych od 2,1 do 2,5‰. Spękania reprezentowane przez pierwsze pole są zgodne z orientacją głównych powierzchni foliacji w gnejsach i granitognejsach (por. fig. 46a). Są to zatem spękania ławicowe, związane z mniejszą zwięzłością skał wzdłuż tych powierzchni. Drugie z pól odpowiada gęstym spękanom, zapadającym pod stromymi kątami na NW, N, NE i E. Reprezentują one najprawdopodobniej system prostokątny i skośny spękań ciosowych, związany z generalnym stanem naprężeń w fałdzie ze zginania.

Orientacja żył kwarcowych odznacza się dużą dowolnością (fig. 46b). Przeważają żyły o rozciągłości NNW–SSE, co odpowiada przebiegowi niektórych stref dyslokacyjnych.

PODSUMOWANIE

MATERIAŁ WYJŚCIOWY I GENEZA SKAŁ

GNEJSY I GRANITOIDY IZERSKIE

Do najbardziej pierwotnych skał na badanym obszarze należą (obok łupków mikowych i paragnejsów pasma kamienickiego): gnejsy drobnoślajowe oraz drobno- i rzadziej średnioziarniste granity izerskie. Skały te zapoczątkowują dwa odrębne ciągi ewolucyjne, ulegające następnie tym samym procesom geologicznym (fig. 47, seria supra- i infrakrustalna).

Bezczkwe gnejsy ślajowe (seria suprakrustalna) stopniowo przechodzą w odmiany oczkowo-ślajowe. Początkowo fenokryształy widoczne są w nich tylko mikroskopowo, następnie zwiększają swe wymiary i wzrastają liczebnie. W ten sposób powstają gnejsy drobnooczkowo-ślajowe, z nich średnio- i wreszcie grubooczkowo-ślajowe. Fenokryształy skaleni i kwarcu rosną w sposób nieuporządkowany. Postępująca metablasteza (*sensu* Scheumann 1937) prowadzi w końcu do takiego ich zagęszczenia, że zaczynają się stykać i zrastać ze sobą. Tło dawnych gnejsów drobnoślajowych, z zachowaną kierunkową teksturą, redukuje się w takich przypadkach do roli „spoiwa” lub występuje w zakątkach między porfiroblastami. Z tą chwilą gnejsy średnio- i grubooczkowo-ślajowe przechodzą w średnio- i gruboziarniste granitognejsy (gnejsy homofaniczne), a te wskutek dalszej metablastezy – w średnio- i gruboziarniste granity izerskie (granity homofaniczne). Powyższy ciąg ewolucyjny w poszczególnych punktach terenu zatrzymał się na różnych etapach. Wszystkie tak zróżnicowane skały mogą z kolei ulegać daleko posuniętej leukokratyzacji, najczęściej związanej (choć nie zawsze) z regionalną metasomatyczną albityzacją. W określonych punktach terenu wskutek leukokratyzacji powstają: łupki muskowitzowe (z łupków dwumikowych), leukognejsy ślajowe, leukogranitognejsy i leukogranity. Wyjątkowo niektóre gnejsy oczkowo-ślajowe i powstałe z nich granitognejsy przechodzą w gnejsy prętowe.

Metamorficzna ewolucja drobno- i rzadziej średnioziarnistych granitów izerskich (seria infrakrustalna) jest nieco bardziej skomplikowana. Początkowo skały te uległy silnej regionalnej deformacji, która objęła je z różnym nasileniem. W efekcie wiele z nich jako mniej podatne od skał serii suprakrustalnej przeszło w kataklazyty lub mylonity, będące – w miarę wzrastającej deformacji – drobnoziarnistymi granitami, granito-

gnejsami i gnejsami smużystymi. Bardzo często charakteryzują się one porfirowatą strukturą, co nasuwa przypuszczenie, że wiele fenokryształów może mieć naturę prakryształów. Ziarna te mogły stawać się załączkami metablastezy, prowadzącej do wzrostu porfiroblastów. Takie zjawiska obserwował też W. Smulikowski (1972, s. 146). Prawie wszystkie kataklastyczne odmiany tych skał ulegały (podobnie jak gnejsy ślajowe) stopniowej metablastezy, co prowadziło do powstawania blastokataklazytów i blastomylonitów. Dalsza pegmatytyzacja powodowała ich przechodzenie w gnejsy, a następnie granity homofaniczne. Podobnie jak w grupie I, w terenie zachowały się skały reprezentujące różne stadia metamorficznej ewolucji. Wiele z nich przeszło następnie w odmiany leukokratyczne. Na obszarze badań nie natrafiono jedynie na leukognejsy smużyste.

Jak widać, dwa początkowo odróżnialne ciągi ewolucyjne z chwilą powstania gnejsów homofanicznych zlewają się w jeden. Tak więc gnejsy i granity homofaniczne oraz ich leukokratyczne odmiany, mogły tworzyć się z obu wymienionych grup skalnych (por. fig. 47).

Przedstawione wyniki badań upoważniają do stwierdzenia, że gnejsy drobnoślajowe są skałami suprakrustalnymi, natomiast porfirowate, drobnoziarniste (i niekiedy średnioziarniste) granity – skałami intruzywnymi (tab. 24; por. też fig. 47).

W tym ujęciu granity homofaniczne według genetycznej klasyfikacji proponowanej przez K. Smulikowskiego (1958b) należy zaliczyć do granitoidów metamorficznych. Dotyczy to w szczególności tych granitów homofanicznych, które powstały w wyniku granityzacji skał osadowych (fig. 47, seria suprakrustalna). Cytowany autor nie przewidział przypadku, w którym rekrystalizacji i metasomatemizmowi *in situ* ulegają granity intruzywne. Często w miarę działania wymienionych procesów skład mineralny i chemizm tych ostatnich powoli odbiegają od składu typowych granitów (por. figury 36 i 48).

Magmowe drobno- i nieraz średnioziarniste granity z uwagi na znaczne podobieństwo ich składu mineralnego i chemicznego do gnejsów ślajowych oraz śródłupkowy charakter tworzonych przez nie intruzji można zaliczyć do granitoidów palinegenetycznych, powstałych z wtórnego upłynnienia kompleksów suprakrustalnych. Dodatkowym argumentem przemawiającym za tą hipotezą są odmiany granitów,

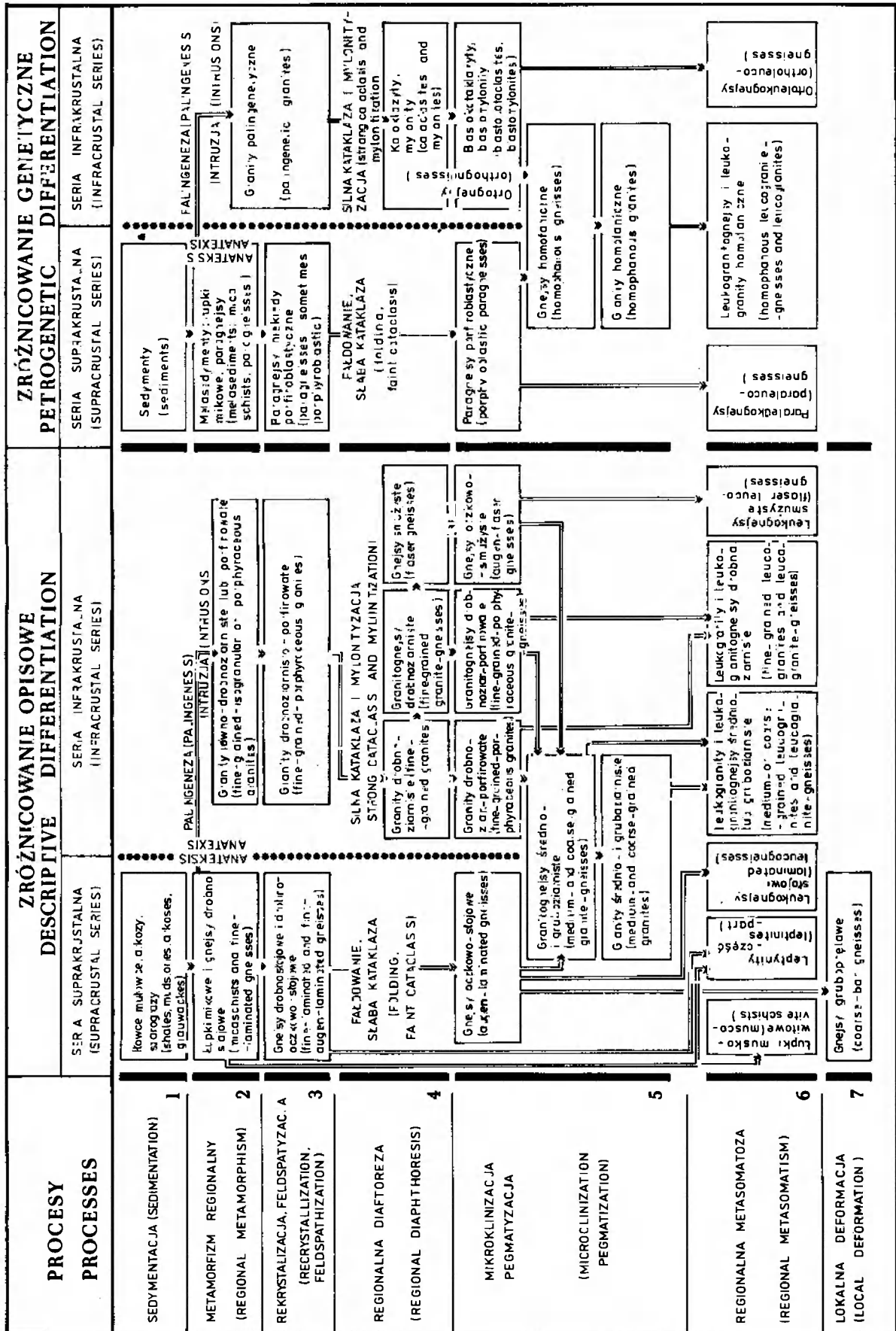


Fig. 47
Schemat metamorficznej ewolucji gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu według hipotez / autora
Scheme of metamorphic evolution of the gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif according to the present author hypothesis

Charakterystyczne cechy supra- i infrakrustalnych gnejsów i granitów izerskich
 Characteristic features of supra- and infracrustal Iżera gneisses and granites

Charakterystyczne cechy skał suprakrustalnych (gnejsy słoje i leukognejsy słoje)	Charakterystyczne cechy skał infrakrustalnych (drobnoziarniste granity i granitognejsy oraz gnejsy smużyste)
<p>Wyraźna, płaskorównoległa (nieraz łupkowa) tekstura nie będąca efektem procesów deformacyjnych</p> <p>Wyraźna alternacja jasnych lamin kwarcowych i kwarcowo-skalieniowych z ciemnymi łuszczycowymi i kwarcowo-łuszczycowymi</p> <p>Bieg i upad głównych powierzchni foliacji zgodny z orientacją tych powierzchni w łupkach łuszczycowych pasma kamienieckiego (fig. 46a)</p> <p>Występowanie w ich obrębie zgodnych wkładek metasedymentów, jak: łupków łuszczycowych, muskowitowych i kwarcytów</p> <p>Występowanie w ich obrębie zgodnych wkładek łupków biotytowych i chlorytowych powstałych z najstarszych amfibolitów</p> <p>Występowanie mikroskopowo częściowo zachowanych pierwotnych struktur sedimentacyjnych jako naprzemianległych wyraźnych lamin kwarcowych i łuszczycowych oraz naprzemianległych warstewek zbudowanych z drobn- i grubieziarnistego kwarcu (fig. 8; pl. I, 2 i III, 5)</p> <p>Występowanie we wnętrzu niektórych porfiroblastów plagioklazów i mikroklinu reliktywów niecałkowicie wypartych lamin łuszczycowych i kwarcowych (fig. 10)</p> <p>Podobny do łupków mikowych skład mineralny drobnoziarnistego tła tych skał, zbudowanego z łuszczycy, kwarcu i niekiedy plagioklazów (najczęściej 6-17% An), przy jednoczesnym braku skaleni potasowego</p> <p>Zawsze bardzo duże zróżnicowanie składu mineralnego (np. fig. 48)</p> <p>Występowanie chlorytoиду (mineral ten występuje też w niektórych granitach homofanicznych, powstałych w wyniku pegmatytyzacji gnejsów słojeowych)</p> <p>Występowanie ziarn cyrkonu jedynie o niskiej elongacji</p> <p>Częsta obecność tytanitu</p> <p>Występowanie w obrębie ziarn K-skalieni tylko reliktywnych pertytów oligoklazowych i infiltracyjnych pertytów albitowych, przy całkowitym braku pertytów z odmieszaniami</p> <p>Występowanie obok wtórnego muskowitu (muskowityzacja biotytu, serycytyzacja skaleni itp.) dużej ilości jasnej miki, powstałej równocześnie z ciemną podczas regionalnej metamorfozy osadów</p> <p>Skład mineralny niemal identyczny jak śródlupkowych paragnejsów występujących w obrębie pasma Starej Kamienicy (fig. 48)</p> <p>Niższa niż w skałach magmowych ilość skomplikowanych zbliźniczeń w plagioklazach i związane z tym wyniki otrzymane na diagramie Goraia (Żaba 1983)</p> <p>Wyjątkowo duże zróżnicowanie składu chemicznego tych skał (figs. 34-36, 39 i 40)</p> <p>Tworzenie wraz z łupkami łuszczycowymi oraz skałami ilastymi i mułowcami jednego petrochemicznego ciągu ewolucyjnego (figs. 35, 37B, 38B, 39)</p> <p>Generalnie niższa niż w drobnoziarnistych granitach i gnejsach smużystych liczba granitowa GI_5 (fig. 36)</p> <p>Tendencja do wzrastania wskaźnika granitowego GI_5 w odmianach objętych metasomatyczną albityzacją (fig. 36)</p> <p>Występowanie w większości prób tych skał śladowego niklu – poniżej 0,01% (tab. 22)</p> <p>Ogólnie wyższy niż w drobnoziarnistych granitach izerskich stopień uporządkowania struktury fenokryształów skaleni potasowych (tab. 23)</p>	<p>Bezkierunkowa lub słabokierunkowa tekstura pochodzenia deformacyjnego (kataklastyczna i mylonityczna)</p> <p>Występowanie stopniowych, trudno uchwytnych przejść od odmian bezkierunkowych do obdarzonych kierunkowością, będących efektem różnic w stopniu ich deformacji</p> <p>Występowanie drobnoziarnistych granitów izerskich (granity właściwe) w formie żył</p> <p>Brak wkładek i reliktywów metasedymentów</p> <p>Brak wkładek łupków biotytowych i chlorytowych powstałych z najstarszych amfibolitów</p> <p>Występowanie w drobnoziarnistym tle skalnym (obok kwarcu, łuszczycy i plagioklazów) sporych ilości skaleni potasowego</p> <p>Bardzo jednolity skład mineralny niemal zawsze odpowiadający granitom właściwym (figs. 13a, 18a, 19a, 48)</p> <p>Występowanie obok cyrkonów o kształtach zaokrąglonych ziarn tego minerału o elongacji dochodzącej do 15</p> <p>Częste występowanie skaleni nie zawierających jakichkolwiek wrostków</p> <p>Występowanie plagioklazów o normalnej budowie pasowej (W. Smulikowski 1972, s. 146)</p> <p>Występowanie czerwono-brunatnego, silnie tytanowego biotytu (W. Smulikowski 1972, s. 146)</p> <p>Występowanie w obrębie skaleni potasowych pertytów przypominających struktury z odmieszaniami (fig. 16)</p> <p>Występowanie w obrębie skaleni potasowych przerostów mikropismowych kwarcu, będących strukturami eutektycznymi (pl. VII, 5 i 6; pl. VIII, 1; Żaba 1984c)</p> <p>Brak chlorytoиду</p> <p>Rzadka obecność tytanitu</p> <p>Cechy wskazujące, że skały te pierwotnie nie zawierały jasnej miki (lub zawierały ją w minimalnej ilości)</p> <p>Większa niż w skałach pochodzenia suprakrustalnego ilość skomplikowanych zbliźniczeń w plagioklazach i związane z tym występowanie tych skał w polu (lub w jego okolicach) granitów intruzywnych na diagramie Goraia (Żaba 1983)</p> <p>Wyjątkowo jednorodny skład chemiczny tych skał (figs. 34-36, 39 i 40)</p> <p>Ogólnie wyższa niż w skałach pochodzenia osadowego zawartość Na_2O</p> <p>Generalnie wyższa niż w gnejsach i leukognejsach słojeowych liczba granitowa GI_5 (fig. 36)</p> <p>Tendencja do zmniejszania się wskaźnika granitowego w odmianach objętych kataklazą i metasomatyczną albityzacją (fig. 36)</p> <p>Grupowanie się punktów projekcyjnych tych skał wzdłuż linii dyferencyjnej skał magmowych (Żaba 1983) lub w okolicach jej zakończenia (fig. 39)</p> <p>Brak w większości prób granitów izerskich nawet śladowego niklu (tab. 22)</p> <p>Ogólnie niższy niż w paragnejsach słojeowych stopień uporządkowania struktury fenokryształów skaleni potasowych (tab. 23)</p>

wykazujące znaczną kontaminację materiałem pochodzenia osadowego (por. też W. Smulikowski 1972, s. 146 i 147) oraz obecność pinitowych pseudomorfoz po kordierycie w skałach tworzących niegdyś ich osłonę (por. też Kozłowska-Koch 1965 i W. Smulikowski 1972).

Materiałem wyjściowym gnejsów drobnosłojowych były głównie osady ilaste i mułowe, z licznymi wkładkami piaskowców oraz mułowców kwarcowych, arkozowych i szarogłazowych. Ze skał tych w pierwszym etapie progresywnego metamorfizmu regionalnego, zachodzącego w warunkach subfacji saturolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej, powstały łupki lyszczykowe z wkładkami kwarcytów i paragnejsów słojowych. Większość łupków mikowych w wyniku postępującej rekrytalizacji i oligoklazowej feldspatyzacji przeszła następnie w gnejsy drobnosłojowe i drobnoczkowo-słojowe, upodabniając się do pierwotnych śródlupkowych wkładek paragnejsów. Po wcześniejszych skałach pozostały w nich jedynie enklawy łupków lyszczykowych lub powstałych przez ich leukokratazację – łupków muskowitowych.

Skład chemiczny traktowanych porównawczo proterozoicznych i ordowickich mułowców oraz iłowców z obszaru Barrandienu w Czechosłowacji dokładnie odpowiada łupkom mikowym pasma kamienickiego, a niekiedy nawet gnejsom słojowym.

Skały supra- i infrakrustalne na zbiorczym diagramie (fig. 48) tworzą dwa przenikające się pola. Pierwsze z nich (1) wykazuje dużą dyspersję punktów projekcyjnych, co zostało spowodowane (poza procesami feldspatyzacji i metasomatozy) dużym chemicznym zróżnicowaniem pierwotnego kompleksu osadowego. Skały pochodzenia magmowego tworzą zwarte pole (6), niemal zawsze odpowiadające granitom właściwym. Rozciąganie się tego pola w kierunku naroża A diagramu powodują wtórne przeobrażenia (K-feldspatyzacja i metasomatyczna albityzacja).

Wszystkie omawiane genetyczne odmiany skalne wydzielono kartograficznie na figurze 5.

BAZYTY ORAZ WKŁADKI SKAŁ
BIOTYTOWYCH I CHLORYTOWYCH

Wszystkie zbadane amfibolity z masywu Izerskiego Stogu należą do odmiany orto. Utworzyły się w wyniku metamorfozy kontynentalnych, toleitowych bazaltów, powstałych po uformowaniu się gnejsów izerskich, ale przed lub w trakcie ich regionalnej diaforezy. Według klasyfikacji Kozłowskiej-Koch (1971) można zaliczyć je do tzw.

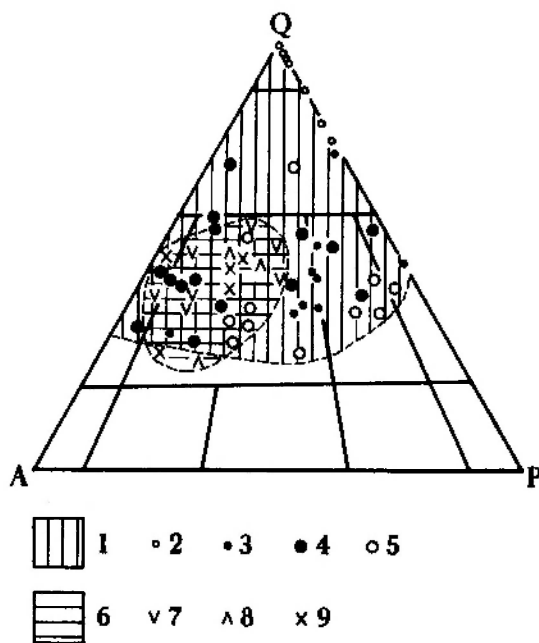


Fig. 48

Skały supra- i infrakrustalne masywu Izerskiego Stogu w trójkącie klasyfikacyjnym dla skał plutonicznych – Q-A-P (‰ obj.)

1 – pole skał suprakrustalnych; 2 – łupki lyszczykowe pasma kamienickiego; 3 – śródlupkowe paragnejsy drobnoczkowo-słojowe; 4 – gnejsy słojowe; 5 – leukognejsy słojowe; 6 – pole skał infrakrustalnych; 7 – gnejsy smużyste; 8 – drobnociarniste granitognejsy; 9 – drobnociarniste granity izerskie; punkty 2 i 3 przeliczone z analiz składu mineralnego (K. Kozłowski 1974)

Supra- and infracrustal rocks of the Izerski Stóg massif in the classification diagram for plutonic rocks – Q-A-P (vol. ‰)

1 – supracrustal rocks region; 2 – mica schists of the Stara Kamienica belt; 3 – interschist fine-augen-laminated gneisses; 4 – laminated gneisses; 5 – laminated leucogneisses; 6 – infracrustal rocks region; 7 – flaser gneisses; 8 – fine-grained granite-gneisses; 9 – fine-grained Izer granite; points 2 and 3 are recalculated from analyses of mineral composition (K. Kozłowski 1974)

bazytów starszych. Na opracowywanym terenie występują one w okolicach Polany Izerskiej i na N stoku góry Smrk.

Zgodne i niezgodne wkładki łupków biotytowych oraz chlorytowych utworzyły się kosztem bądź orto-, bądź – paraamfibolitów wskutek ich regionalnej diaforezy i metasomatozy. Skały te można zaliczyć do tzw. bazytów najstarszych. Paraamfibolity tej grupy powstały z tufów bazaltowych, tworzących – razem z przelawicającymi je wtrąceniami piaskowców kwarcowych (spordycznie i innych sedymentów) – zgodne wkładki w pierwotnych osadach. należy wykluczyć ich powstanie z margli i dolomitów. Na badanym terenie występują one w korycie potoku Czerniawka oraz w górnym biegu potoku Mokrzyca. Ortoamfibolity tej grupy utworzyły się częściowo ze zgodnych wtrąceń paleobazaltów w obrębie pierwotnej serii suprakrustalnej (rejon Polany Izerskiej) lub z niezgodnie tnących tę serię żył diabazytów (Świeradów Zdrój). Wtrącenia

łupków biotytowych i chlorytowych w gnejsach i granitoidach izerskich wskazują więc, że otaczające je skały należą do pierwotnej serii supra-krustalnej. Nie wykazujący tektonicznych deformacji malchit z powodu dużego stopnia metasomatycznych przeobrażeń zaliczono do przedwaryscyjskich *bazytów młodszych*; natomiast mało zmieniony spessartyt — do *bazytów najmłodszych*, związanych z masywem Karkonoszy.

PROCESY METASOMATYCZNE

Wpływy tych procesów zaznaczyły się niemal we wszystkich skałach masywu Izerskiego Stogu. W pewnych rejonach tego terenu odegrały one decydującą rolę.

Najsilniej zaznaczyła się metasomatoza albitowa, prowadząca w końcowym etapie do zastępowania wcześniejszych plagioklazów (6–32% An) niemal czystym i zwykle normalnie zbliżonym albitem (0–3% An) oraz tworzenia się pseudomorfoz albitu szachownicowego po mikroklinie i sporadycznie po normalnie zbliżonym albicie. Proces ten następował dwukrotnie, z tym że po raz drugi był słabszy i miał tylko lokalne znaczenie. Przyływ sodu powodował wypieranie potasu (np. fig. 40 i 50), lecz suma skaleni przed i po albityzacji była podobna. Minerale ciemne, głównie biotyt, ulegały rozkładowi, a część ich składników (szczególnie Mg, Fe i K) wędrowała na zewnątrz kompleksu lub koncentrowała się w pewnych punktach w jego obrębie. Tam w sprzyjających warunkach były wychwytywane i razem z miejscowymi składnikami tworzyły gniazda lub pojedyncze, bezładnie rozsiane blaszki porfiroblastycznego biotyту (B II) i dużo rzadziej muskowitu (M III).

Metasomatyczne emanacje niosące sód zawierały też: bor, fluor i kwarc, które łącząc się z odprowadzanym lub przemieszczanym żelazem i magnezem, tworzyły gniazda turmalinowe oraz skały kwarcowo-turmalinowe i kwarcowo-fluorytowe.

Największe wpływy sodowej metasomatozy zaznaczają się zwykle w leukogranitach, leptynitach, leukognejsach i leukogranitognejsach. Jednak nie zawsze stopień ich leukokratyzacji jest prostym odpowiednikiem nasilenia procesu albityzacji. Dość często leukokratyzację tych skał powoduje wcześniejsza plagioklazowa i mikroklinowa feldspatyżacja, zachodząca m. in. kosztem kwarcu i łuszczyków. Spotykane są leukognejsy, leukogranity, a nawet leptynity, w których prze-

ważającymi skaleniemi są oligoklaz i mikroklin, przy podrzędnym udziale lub całkowitym braku albitu. W procesie leukokratyzacji dużą rolę odegrała też, powszechna na całym terenie, muskowityzacja biotyту.

Wgłębne, hydrotermalne emanacje albityzujące wykorzystywały głębokie odkłucia, występujące po południowej stronie pasma kamienickiego (ich istnienie sugerował już K. Smulikowski 1958a). W rejonie tym obserwuje się znacznie podwyższone koncentracje Na₂O przekraczające 6% wagowych (fig. 49 i 50), a w miarę posuwania się na południe — w głąb masywu Izerskiego Stogu — zawartość Na₂O stopniowo maleje, stabilizując się na poziomie 1,5–2,5% wag. Podwyższone koncentracje sodu, a także kwarcu i cyny, stwierdzono również w głębi tego masywu, wzdłuż niektórych stref uskokowych. Jednak oddziaływanie emanacji migrujących tą drogą miało znaczenie lokalne.

W badanych skałach zaznacza się prawidłowość, polegająca na tym, że zwykle wyższymi zawartościami Na₂O charakteryzują się kataklazyty i mylonity magmowego pochodzenia, a niższymi metasedymenty. Można wymienić dwie przyczyny tego zjawiska: po pierwsze, pierwotne skały osadowe odznaczały się zazwyczaj niższą ilością sodu niż infrakrustalne; po drugie, możliwość penetracji kataklazytów i mylonitów przez te emanacje była dużo większa niż bardziej zwarłych i mniej spękanych skał pochodzenia supra-krustalnego.

Wzrost fenokryształów plagioklazów (najczęściej oligoklazu) i mikroklinu nie był procesem związanym z metasomatozą, gdyż skład pierwotnych sedymentów oraz tym bardziej wyjściowych skał magmowych pozwalał na tworzenie się tych minerałów. Przypadki ponadprzeciętnej zawartości potasu, a niekiedy też sodu, w niektórych gnejsach i granitoidach można tłumaczyć procesami izochemicznej remobilizacji tych pierwiastków w wyniku lokalnej dyferencjacji metamorficznej w polu zmiennych ciśnień lub poprzez rozdział składników na mobilne i niemobilne (*sensu* Ramberg 1952). Tak zmobilizowane składniki mogły tworzyć lokalne fronty metasomatyczne, których śladem są przykładowo gwałtowne zmiany zawartości plagioklazu i mikroklinu na granicy z reliktowymi enklawami łuszczycowymi.

Infiltracja krzemionki na omawianym obszarze związana jest z pierwszym i drugim etapem metasomatozy sodowej. Proces ten miał wpływ na ostateczne formowanie się powstałych w wyni-

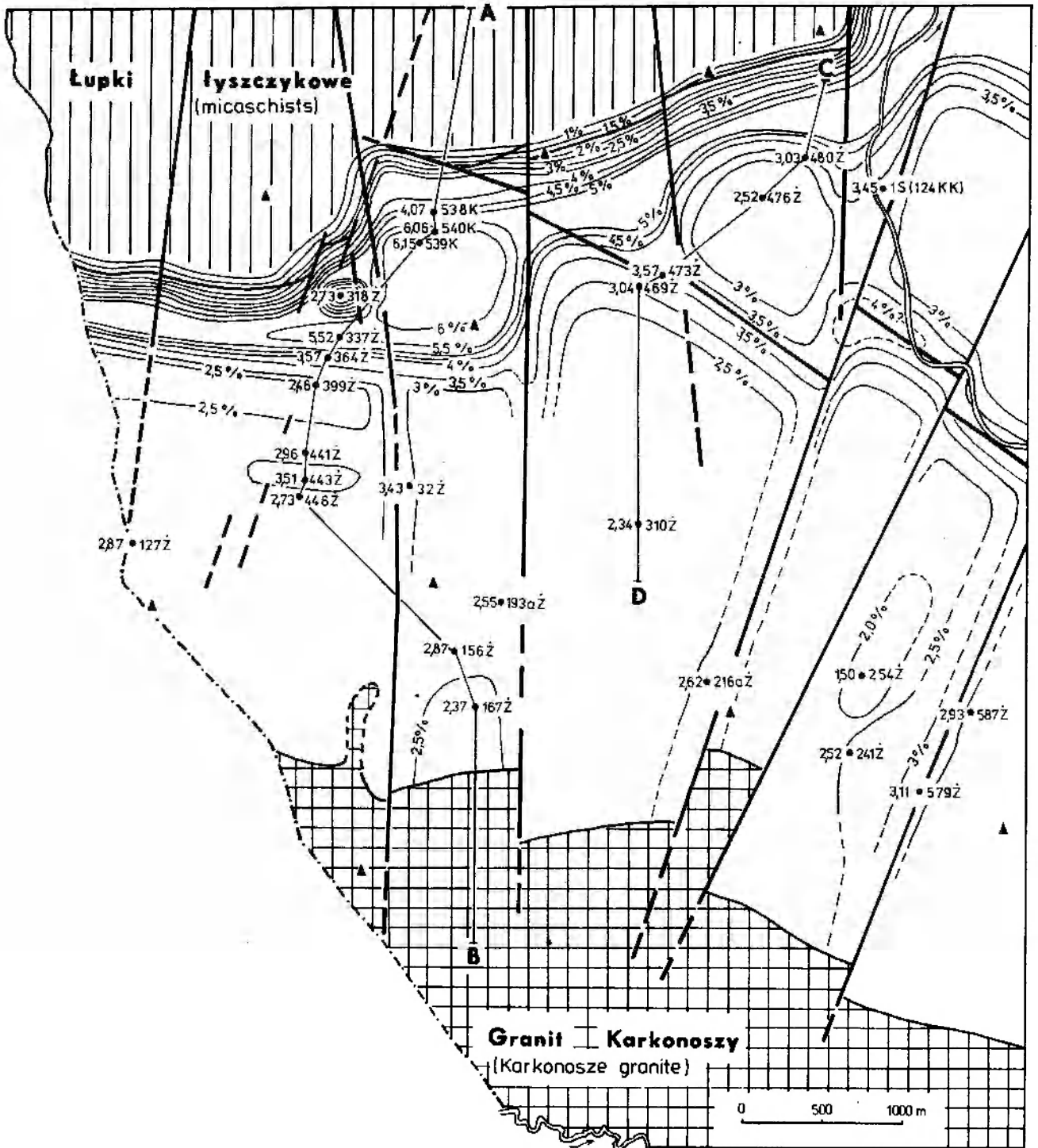


Fig. 49

Zmienność zawartości Na_2O na obszarze masywu Izerskiego Stogu (‰ wag.); zaznaczono profile AB i CD z figury 50
 Variation of Na_2O contents in the area of the Izerski Stóg massif (wt. ‰); profile lines AB and CD from figure 50 are shown

ku rekrystalizacji ziarn niebieskawego kwarcu (Q Ic), wypełnianie kwarcem przestrzeni intergranularnych oraz spękań w minerałach, tworzenie się skał kwarcowo-turmalinowych i bardzo częsta sylifikację gnejsów i granitoidów.

WARUNKI METAMORFIZMU

Kompleks skał masywu Izerskiego Stogu w pierwszym etapie metamorficznej ewolucji uległ wysokociśnieniowemu progresywnemu metamor-

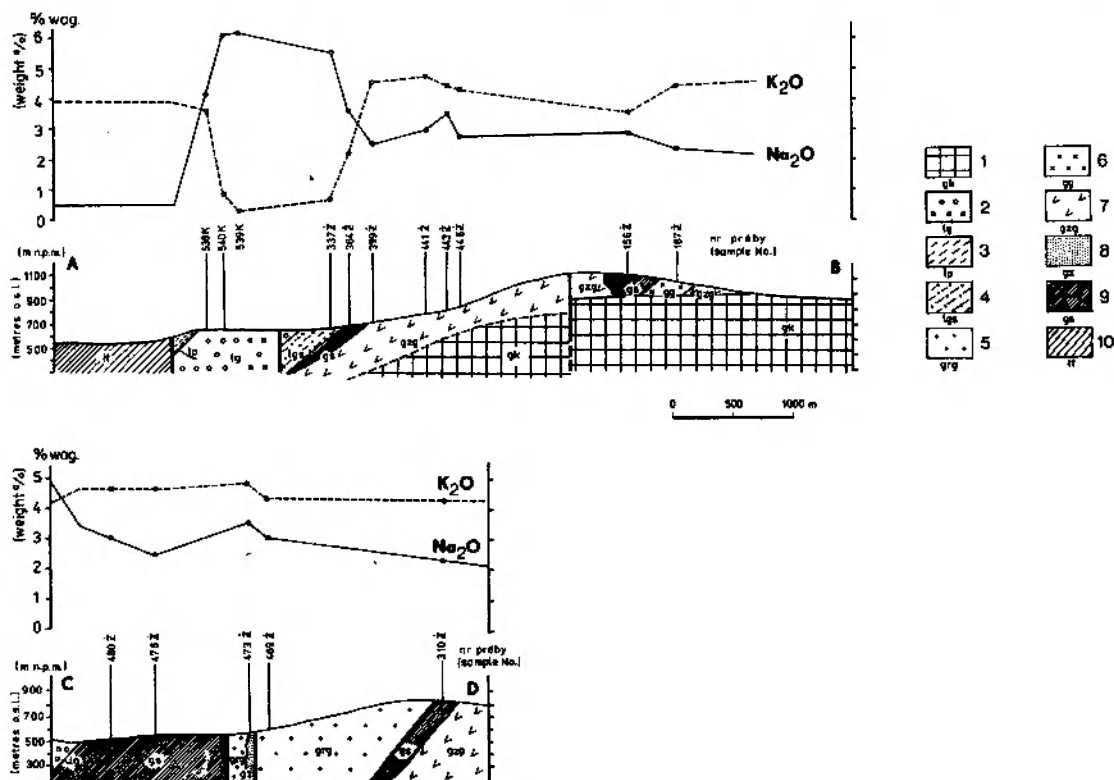


Fig. 50

Przekroje geologiczne i geochemiczne (K_2O i Na_2O w % wag.) przez masę Izerskiego Stogu (por. fig. 49)

1 - granitoidy Karkonoszy; 2 - leukogranity; 3 - leptinity; 4 - leukognejsy słojuje; 5 - średnio- i gruboziarniste granity izerskie; 6 - średnio- i gruboziarniste granitognejsy; 7 - gnejsy średnio- i grubooczkowo-smużyste; 8 - gnejsy drobnosmużyste lub droбноoczkowo-smużyste; 9 - gnejsy słojuje; 10 - łupki tyszczykowe pasma kamienickiego

Geological and geochemical sections (K_2O and Na_2O in wt. %) of the Izerski Stóg massif (compare with fig. 49)

1 - Karkonosze granitoids; 2 - leucogranites; 3 - leptinites; 4 - laminated leucogneisses; 5 - medium- and coarse-grained Izers granites; 6 - medium- and coarse-grained granite-gneisses; 7 - medium- and coarse-augen-flaser gneisses; 8 - fine-flaser or fine-augen-flaser gneisses; 9 - laminated gneisses; 10 - mica schists of the Stara Kamienica belt

fizmowi regionalnemu typu Barrowian w warunkach subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej. Ekstremalne warunki temperaturowe tych przeobrażeń osiągnęły wartość $600 \pm 20^\circ C$, przy P_{H_2O} ok. 6 kb (Żaba 1984a). Górna granica facji zielenkowej została tylko nieznacznie przekroczona, na co wskazują relikty chlorytoidu w metasedymentach oraz aktynolitu w metabazytach. W wielu rejonach, szczególnie wśród łupków mikowych, zachowały się izolowane strefy skał zmetamorfizowanych w warunkach subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zielenkowej, które nie przekroczyły granicy między niskim a średnim stopniem metamorfizmu.

W warunkach ostatniej z wymienionych subfacji tworzył się też dysten, stwierdzany w łupkach pasma kamienickiego (M. Szałamacha i J. Szałamacha 1974) oraz w szlichach (Wieser 1958; Jęczmyk i Kanasiewicz 1970a,b). Występuje on w paragenezie z muskowitem, chlorytoidem, kwarcem i chlorytem, która przez Turnera i Verhoo-gena (1960) uważana jest za typową dla subfacji

kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zielenkowej. W metapelitach zasobnych w Al_2O_3 dysten może współwystępować również ze staurolitem w ramach subfacji staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej. Obecność dystenu nie jest więc dowodem, że ekstremalne warunki metamorfizmu skał pasma kamienickiego odpowiadały subfacji dystenowo-almandynowo-muskowitowej facji amfibolitowej (M. Szałamacha i J. Szałamacha 1974).

Kompleks badanych skał w późniejszym okresie uległ metamorfizmowi retrogresywnemu (regionalna kataklaza, chlorytyzacja i serycetyzacja), regionalnej metasomatozie oraz w południowej części - metamorfizmowi kontaktowemu facji hornblendowo-hornfelsowej, związanemu z waryscyjską intruzją granitoidów Karkonoszy.

DEFORMACJE TEKTONICZNE

Badania terenowe, mikroskopowe (por. figury 11, 17, 22) i mezostrukturalne (por. fig. 46) pozwoliły na wydzielenie czterech etapów tektoni-

cznych deformacji: I – deformacje związane z fałdowaniem pierwotnego kompleksu suprakrustalnego i nie zaznaczające się w skałach pochodzenia infrakrustalnego; II – związane z silną, regionalną kataklazą i mylonityzacją skał intruzywnych oraz fałdowaniem i słabą kataklazą skał suprakrustalnych; III – powodujące tylko lokalną kataklazę, przejawiającą się pękaniem i wyginaniem niektórych minerałów oraz tworzeniem się szerokopromiennych mezofałdów; IV – związane z intruzją granitoidów Karkonoszy.

METAMORFICZNA EWOLUCJA SKAŁ

Metamorficzną ewolucję skał masywu Izerskiego Stogu przedstawiono na wykresie den Texa (1965) w modyfikacji K. Smulikowskiego (1968, 1972, 1979), ukazującym na tle zmienności temperatur i ciśnień całkowitych zakresy głównych facji mineralnych (wg Eskoli 1920, 1939) (fig. 51). Podzielono ją na 9 etapów:

Etap I. Miała miejsce sedymentacja pierwotnej serii osadowej, złożonej głównie z materiałów ilastych i mułowcowych z wkładkami piasków i mułowców kwarcowych, arkozowych, nieraz szarogłazowych. Akumulacja osadów przebiegała w zbiorniku wykazującym cechy pośrednie między eu- i miogeosynkliną. Zaznaczał się słaby wulkanizm podmorski, powodujący powstawanie zgodnych wkładek bazaltów i ich tufów. Osady były niekiedy przecinane niezgodnymi żyłami diabazów. Przejścia do miogeosynkliny sygnalizowały (już poza badanym terenem) wkładki skał marglisto-dolomitycznych i wapiennych.

Etap II. Kompleks skał osadowych uległ regionalnemu, progresywnemu metamorfizmowi i fałdowaniu, głównie w warunkach subfacji i staurolitowo-almandynowej facji almandynowo-amfibolitowej typu Barrowian. Jednak w pewnych rejonach warunki metamorfizmu nie wykroczyły poza granicę facji zielenicowej. Część skał, leżąca w strefie korzeniowej orogenu, przekroczyła „linię” topnienia granitów (por. fig. 51), co doprowadziło do anatektycznego ich upłynnienia i powstania w wyższych poziomach intersekcyjnych tego samego kompleksu szeregu synorogenicznych śródlupkowych intruzji magmowych i żył. W ten sposób powstały paligenetyczne granity właściwe. Zwykle odznaczały się one porfirowatą i drobnoziarnistą strukturą, będącą efektem niewielkich rozmiarów intruzji i ich szybkiego ochładzania się na licznych kontaktach (Żaba 1984b).

Seria suprakrustalna przeszła w łupki mikowe

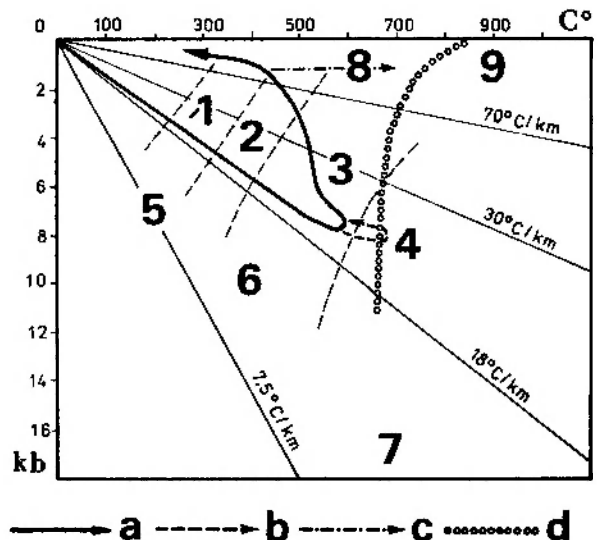


Fig. 51

Metamorficzna ewolucja skał masywu Izerskiego Stogu na wykresie Den Texa (1965) w modyfikacji K. Smulikowskiego (1968, 1972, 1979), ukazującym na tle układu współrzędnych P/T pola głównych facji mineralnych (wg Eskoli 1920, 1939)

1 – facja zielenicowa; 2 – facja albitowo-epidotowo-amfibolitowa; 3 – facja amfibolitowa; 4 – facja granulitowa; 5 – glaukofanity; 6 – eklogity; 7 – perydotyty granatowe; 8 – facja hornblendowo-hornfelsowa; 9 – facja piroksenowo-hornfelsowa; a – metamorficzna ewolucja skał na obecnym poziomie odsłonięcia terenu; b – anateksis i palingeniza w niższych poziomach intersekcyjnych kompleksu; c – lokalny metamorfizm kontaktowy związany z waryscyjską intruzją granitoidów Karkonoszy; d – linia anatektycznego topnienia granitów i gnejsów w warunkach $P_{\text{całkowite}} - P_{\text{H}_2\text{O}}$

Metamorphic evolution of the rocks of the Izerski Stóg massif in the Den Tex (1965) diagram modified by K. Smulikowski (1968, 1972, 1979) showing the regions of the main mineral facies (after Eskola 1920, 1939) against the background of P/T coordinates

1 – greenschist facies; 2 – albite-epidote-amphibolite facies; 2 – amphibolite facies; 4 – granulite facies; 5 – glaucophanites; 6 – eclogites; 7 – garnet peridotites; 8 – hornblende-hornfels facies; 9 – pyroxene-hornfels facies; a – metamorphic evolution of rocks at recent level of exposition of the area; b – anatectis and palingenesis at lower intersection levels of the complex; c – local contact metamorphism connected with the Variscan intrusion of Karkonosze granitoids; d – line of anatectic melting of granites and gneisses in the conditions $P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$

– powstałe z łupków ilastych i mułowców; kwarcyty – powstałe z piaskowców i mułowców kwarcowych; paragnejsy – powstałe z piaskowców i mułowców arkozowych i szarogłazowych; jak również najstarsze orto- i paraamfibolity – powstałe z żył diabazów i zgodnych wkładek bazaltów oraz ich tufów.

Z omawianym okresem (lub z etapem IV) należy łączyć powstanie żył diabazów, które w następnych etapach ewolucyjnych przeistoczyły się w starsze ortoamfibolity.

W tym czasie w skałach suprakrustalnych utworzyły się główne powierzchnie foliacji oraz śródfoliacyjne mezofałdy spotykane niekiedy w łupkach pasma kamienickiego i poamfibolito-wych skałach chlorytowych (por. fig. 47).

Etap III. W tym okresie miała miejsce – zapoczątkowana już w etapie II – powszechna rekrytalizacja kwarcu (Q Ia), prowadząca do tworzenia się agregatowych oczek tego minerału (Q Ib), oraz wzrastanie fenokryształów plagioklazów (głównie oligoklaz). Procesy te przebiegały zarówno w obrębie skał pochodzenia osadowego, jak i magmowego. W tych ostatnich tworzyły się ponadto porfiroblasty mikroklinu, które często obrastały, występujące już w granitach, prakryształy K-skalenia. Rozpoczęła się leukokratyzacja wszystkich skał.

Pod wpływem przedstawionych procesów z części łupków mikowych utworzyły się gnejsy drobnosłojowe, a z nich (oraz z wcześniejszych paragnejsów), gnejsy drobno- i rzadziej średniooczekowo-słojowe. W obrębie skał infrakrustalnych powstały drobnoziarniste granity porfiroblastyczne.

Etap IV. Wszystkie skały masywu Izerskiego Stogu uległy silnej deformacji, wywołanej ich regionalną diaforezą. Większość skał wtórnie wkroczyła w warunki facji zieleńcowej.

Obie genetycznie uwarunkowane grupy skał w różny sposób zareagowały na powyższe zjawiska. Bardziej plastyczne łupki mikowe uległy silnemu przefaldowaniu (powstały fałdy wąsko- i średniopromienne), a nieco mniej podatne paragnejsy słojowe i najstarsze amfibolity, zostały również sfaldowane i w pewnym stopniu skataklowane. W niektórych skałach utworzyło się dyferencyjne złupkowanie krenulacyjne oraz zespoły translacyjnych ścięć.

Sztywne skały infrastrukturalne uległy silnej kataklazie, a w wielu miejscach mylonityzacji. Drobnoziarniste granity stały się kataklazytami lub przeszły w kataklazytne i częściowo mylonityczne drobnoziarniste granitognejsy, a nawet, w wyraźnie kierunkowe, mylonityczne gnejsy smużyste. Żył drobnoziarnistych granitów izerskich, występujące wśród bardziej podatnych paragnejsów słojowych, uległy kataklazie w znacznie mniejszym stopniu niż główne wystąpienia tych skał.

Deformacje w obu wymienionych grupach skalnych objęły minerały widoczne dziś w ich drobnoziarnistym tle oraz fenokryształy plagioklazów i agregatowe oczka kwarcu (Q Ib). W najstarszych i starszych bazytach proces ten dotknął głównie hornblendę, plagioklasy i apatyt.

W omawianym okresie, z gnejsów i granitoidów izerskich, została uwolniona część zawartego w nich potasu (i podrzędnie sodu), co w warun-

kach metamorfizmu retrogresywnego, przyczyniło się do biotytyzacji i chlorytyzacji hornblendy w bazytach oraz chlorytyzacji biotyty i serycytyzacji skaleni (głównie oligoklaz) w paragnejsach słojowych, kataklazytach i mylonitach. W mniejszym stopniu serycyt tworzył się również wskutek serycytyzacji plagioklazów w metabazytach oraz mechanicznego rozcierania blaszek wcześniejszego muskowitu.

Z okresem tym należy łączyć powstanie licznych dyslokacji, które w dalszych etapach rozwoju tego obszaru były kilkakrotnie odnawiane.

Etap V. Uruchomiony potas powoduje masowe wzrastanie fenokryształów mikroklinu. Gdziekolwiek w ramach metamorficznej dyferencjacji tworzy lokalne fronty metasomatyczne. Wzrastanie mikroklinu w dużej mierze odbywa się kosztem łyszczyków i kwarcu. Biotyt ulega muskowityzacji (M II), a serycyt – powstały wskutek serycytyzacji plagioklazów oraz roztrucia muskowitu I – rekrytalizuje w jasną mikę drugiej generacji (M II).

Przedstawione procesy prowadzą do pegmatytyzacji i dalszej leukokratyzacji większości skał; silnie stektonizowane skały magmowe przechodzą w blastokataklazyty i blastomylonity. Pod koniec omawianego etapu wiele skał należących do obu grup genetycznych przeistacza się w gnejsy i następnie granity homofaniczne. Tworzą się skały leukokratyczne, lecz nie zawierające metasomatycznego albitu.

Następnie wszystkie skały, najprawdopodobniej w wyniku postępującej erozji, zaczęły przechodzić do znacznie niższych warunków *PT*, w których objęły je zjawiska hydrotermalne.

Etap VI. Hydrotermalne emanacje sodowe, wykorzystujące liczne strefy dyslokacyjne, powodowały regionalną, metasomatyczną albityzację plagioklazów (oligoklaz i kwaśny andezyn) i mikroklinu, tworząc po nich pseudomorfozy zbliżonego normalnie i szachownicowo albitu (An_{0-3}). Procesom tym towarzyszyła metasomatyczna turmalinizacja, sylikacja, a miejscami też – fluorytyzacja, np.: tworzenie się gniazd turmalinowych, skał kwarcowo-turmalinowych oraz wstępne skwarcowanie gnejsów i granitoidów w okolicach stref uskokowych. Sylikacja wpłynęła też na ostateczne ukształtowanie się ziarn niebieskawego kwarcu (Q Ic).

Wiele skał uległo dalszej leukokratyzacji; część łupków mikowych przekształciła się w łupki muskowitowe, część paragnejsów słojowych – w leukognejsy słojowe lub miejscami w leptynity,

natomiast część gnejsów i granitów homofanicznych – w leukognejsy i leukogranity homofaniczne. W skrajnych przypadkach utworzyły się skały zbudowane prawie wyłącznie z kwarcu i albitu.

Z omawianym okresem należy łączyć powstawanie gniazd biotytowych oraz różnych odmian skał izerskich z bezładnie rozsianymi płytkami porfiroblastycznego biotyту (B II) i niekiedy muskowitu (M III).

Etap VII. Deformacje tego okresu spowodowały lokalne, słabe spękanie i wygięcie niektórych minerałów, np.: mikroklinu, turmalinu, metasomatycznego albitu, porfiroblastycznych lyszczaków i niebieskawego kwarcu. Powstały żyły młodszych bazytów, reprezentowane m. in. przez malchity. Grubooczkowe paragnejsy słojuje miejscami przeszły w gnejsy prętowe. Gdzieśgdzie utworzyły się szerokopromienne mezofałydy.

Pod koniec tego okresu (lub w etapie VIII) skalenie w bazytach oraz turmaliny w skałach turmalinowych uległy intensywnej serycytyzacji.

Etap VIII. W pewnych rejonach badanego terenu, głównie w pobliżu stref dyslokacyjnych oraz w obrębie niektórych kataklazytów i mylonitów, dał się zauważyć drugi, dużo słabszy etap metasomatozy albitowej. Towarzyszy jej metasomatoza kwarcowa (Q III). Kwarc tej generacji wypełnia szczeliny i zluźnienia między minerałami, jak również tworzy cienkie żyłki przecinające m. in. skały kwarcowo-turmalinowe oraz wcześniej zsylikowane gnejsy i granitoidy. Ziarna, powstałego w tym okresie albitu i kwarcu, nigdy nie noszą śladów deformacji tektonicznych.

Pod koniec omawianego etapu następuje rekrystalizacja serycytu, powstałego w wyniku rozpadu turmalinów, w muskowit (M IV).

Etap IX. Dokonuje się intruzja waryscyjskie-

go granitoidu Karkonoszy. W gnejsach i granitoidach izerskich, zbliżonych składem do nowo powstałych granitoidów, nie pociągnęła ona prawie żadnych zmian typu kontaktowego. Jednak sporadycznie spotykane są wśród skał izerskich dobrze wykształcone ziarna andaluzytu. Z intruzją tą związane są żyły spessartytów i mikrogranitoidów. Należy sądzić, że granitoidy Karkonoszy podścielają skały metamorficzne, gdyż pojawiają się wśród nich w formie apofiz (nawet kilka kilometrów od kontaktu) oraz w dnie głęboko wciętych dolin.

W związku z tworzącym się magmowym ciałem i jego intruzją skały osłony uległy pewnemu wybrzuszeniu, co m. in. spowodowało rotację osi starszych generacji fałdów.

Autor pragnie gorąco podziękować Prof. dr. hab. Kazimierzowi Kozłowskiemu za rady i wszechstronną pomoc okazywaną w trakcie prowadzenia badań, Prof. dr. Kazimierzowi Smulikowskiemu, Prof. RNDr Ferry Fediukowi CSc, Prof. dr. hab. Janowi Burchartowi i Doc. dr. hab. Antoniemu Nowakowskiemu za dyskusje i krytyczne uwagi dotyczące metodyki badań oraz problemów petrologicznych związanych z ewolucją masywów krystalicznych, a także Prof. dr. Józefowi Obercowi, Dr Marii Szalamachowej i Doc. dr. Januaremu Szalamasze za wymianę poglądów dotyczących geologii bloku izerskiego oraz udostępnienie wielu cennych materiałów. Autor składa też serdeczne podziękowania Dr Teresie Oberc-Dziedzic, Prof. dr. hab. Alfredowi Majerowiczowi, Dr. Januszowi Janeczkiowi, Dr. Ryszardowi Kryzie i Dr. Markowi Lorencowi za rady i pomoc w wykonywaniu niektórych obliczeń petrochemicznych oraz oznaczeń optycznych i rentgenograficznych.

Na początku 1979 roku autor przebywał przez 5 tygodni na stażu naukowym w Pradze na Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Karola, gdzie odbył szereg konsultacji z wieloma geologami czeskimi, brał udział w kilku wyjazdach terenowych, wykonał niektóre badania i przeprowadził gruntowne studium literaturowe. W tym miejscu pragnie on podziękować tym wszystkim, którzy okazali mu swą cenną pomoc.

LITERATURA

- AHRENS W., 1925: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. *Preuss. Geol. Landesanst., Mitt. d. Abt. f. Gesteins-, Erz-, Kohle-, u. Salzuntersuchungen*, Bd. 2, s. 1–23.
- BAILEY E. H., STEVENS R. E., 1960: Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Amer. Min.*, vol. 45, s. 1020–1025.
- BEDERKE E., 1924: Das devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Palaont.*, II, H. 7, s. 1–50.
- 1939: Die Kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 91, s. 770–771.
- 1956: Die Granitgenerationen des Riesengebirges, ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagerstätten. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart, s. 349–359.
- BENJAMIN R. E. K., 1968: The quartz-plagioclase gneisses of Western Connemara. Ireland. *Geol. Mag.*, vol. 105, no. 5, s. 456–470.
- BERG G., 1912: Die krystallinen Schiefer des ostlichen Riesengebirges. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N.F.*, Bd. 68, s. 1–188.
- 1923: Die Gesteine des Isergebirges. *Krystalinikum. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 43 (1922), s. 125–168.

- 1925a: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern 1:25 000. Blatt Flinsberg-Strickerhäuser. Berlin (1919–1920).
 - 1925b: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern 1:25 000. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte. Berlin (1921–1922).
 - 1926a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Friedeberg a. Queiss. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262, Berlin.
 - 1926b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262, Berlin.
 - 1926c: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern. Blatt Flinsberg-Strickenhauser. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 262, Berlin.
 - 1935: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern. Blatt Altkemnitz. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 276, Berlin.
 - 1941a: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau und Schneegruben-Baude. R-Stelle f. Bodenforschung, Lief. 241, Berlin.
 - 1941b: Geologische Karte des Deutsche Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Bad Warmbrunn. R-Stelle f. Bodenforschung, Lief. 241, Berlin.
- BERG G., AHRENS W., 1925: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern 1:25 000. Blatt Friedeberg a. Queiss, Berlin (1921–1923).
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych, 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. Min.*, t. 21, z. 2, s. 229–382.
- 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. Petrography of the Karkonosze granite. *Geol. Sudetica*, vol. 2, s. 7–107.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL Ph., 1980: Origin and age of the Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, vol. 30, no. 2, s. 121–146.
- BRÜLL E., 1942: Zur Altersfrage des Isergebirgsgneises und des Gneises von Gross-Wandriess. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.*, Abt. B, Bd. 1, s. 8–11.
- BURCHART J., 1974: „Granite Index” – A proposal. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, vol. 22, no. 3–4, s. 135–140.
- BUTKIEWICZ T., 1976: Chemical controls of granitization of sedimentary and metamorphic series. *Arch. Min.*, t. 32, z. 1, s. 13–57.
- CHÁB J., SUK M., 1977: Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústr. úst. geol.*, sv. 50, s. 1–156.
- CHALOUPSKÝ J., 1958: Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí. The geological-petrographic investigations in the Izera Valley between Harrachov and Dolní Rokytница. *Sbor. Ústr. úst. geol., Odd. geol.*, r. 24, s. 189–236.
- 1962: Krystalinikum Krkonoš a Jizerských hor. Exkurzní průvodce XIII sjezdu ČS. spol. pro mineralogii a geologii, Praha, s. 3–35.
 - 1963: Konglomeráty v krkonošském krystaliniku. Conglomerates in the Krkonoše crystalline Massif. *Sbor. Ústr. úst. geol., Odd. geol.*, r. 28, s. 143–190.
 - 1966a: Crystalline complexes of the West Sudeten: The Krkonoše, Jizerske hory and Lužické hory Mountains, [w:] J. Svoboda *et al.*: Regional geology of Czechoslovakia, Part 1: The Bohemian Massif. Czechosl. Acad. of Sci., Praha, s. 172–194.
 - 1966b: Kaledonská a variská orogeneze v jestědském krystaliniku. Caledonian and Variscan folding in the Jestědske pohorí Mountains. *Sbor. geol. ved., Geologie, Ř. G.*, sv. 10, s. 7–47.
- CHLOUPSKÝ J., TEISSEYRE H., 1968: Geology of the West Sudeten. Internat. Geol. Congress, XIII Session, Guide to Excursion 8 AC. Geological Survey of Czechoslovakia, Praha, s. 1–35.
- CHAYES F., 1952: Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section. *Amer. Min.*, vol. 37, s. 337–340.
- CHILIŇSKA H., SAŁACIŇSKI R., 1965: O hydrotermalnie zmienionych skałach żyłowych w rejonie Czerniawy Zdroju na Dolnym Śląsku. On hydrothermally changed vein rocks in the region of Czerniawa Zdrój, Lower Silesia. *Prz. Geol.*, nr 7, s. 322–323.
- CLOOS H., 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin, s. 1–122.
- COLEMAN R. G., 1977: Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere? Minerals Rocks and Inorganic Materials. Springer-Verlag, Berlin.
- CROSS W., IDDINGS J. P., PIRSSON L. V., WASHINGTON H. S., 1903: Quantitative classification of igneous rocks. Chicago–London.
- DIDIER J., 1973: Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier, Amsterdam.
- ĐOMEČKA K., 1970: Predvariské granitoidy Západních Sudet. Pre-Variscan granitoids of the West Sudeten. *Sbor. geol. ved., Geologie, Ř. G.*, sv. 18, s. 161–191.
- DUDEK A., SUK M., 1971: Metamorphic facies series in the Precambrian of the Bohemian Massif. *Acta Univ. Carol., Geol.*, no. 1–2, s. 9–24.
- EBERT H., 1937: Das vortertiäre Grundgebirge des Kartenblattes Hirschfelde. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen, Leipzig.
- 1943: Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. *Preisschrift Fürstl. Jablonowskischen Ges. zu Leipzig*, Bd. 58, s. 1–119.
- ESKOLA P., 1920: On mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, no. 6, s. 143–194.
- 1939: Die metamorphen Gesteine, [w:] Die Entstehung der Gesteine, T.F.W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola (red.). Springer-Verlag, Berlin, s. 263–407.
- FEDIUK F., 1971: Ultramafity Krkonošsko-Jizerské oblasti. Ultramafites in the area of the Krkonoše-Jizerske Hory Mountains. *Acta Univ. Carol., Geol.*, no. 4, s. 319–343.
- 1972: Verwachsungseigenschaften der Plagioklase in den Granitoidgesteinen der Böhmischen Masse. *Acta Univ. Carol., Geol.*, no. 3, s. 161–183.
 - 1974: Les Macles de Feldspaths indicateurs pétrogénétiques. Conférence faite à l'Université de Rennes, le 16 Mars 1974, Rennes, s. 1–31.
 - 1976: The Bechyně „orthogneiss”. An anatectic type of Moldanubian orthogneissoids. *Acta Univ. Carol., Geol.*, no. 3, s. 187–207.
- FISTEK J., 1967: Wody mineralne Świeradowa Zdroju. Objasnienia do pkt. 15 wycieczki B₃: Kopaliny i wody obszaru izerskiego i Kotliny Jeleniogórskiej. Excursion B₃: Mineral deposits and water resources of the Izera Mts. region and of the Jelenia Góra depression. Prze-

- wodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu, Wyd. Geol., Warszawa, s. 76-78.
- FLUCK P., 1971: Petrographie et histoire metamorphique des gneiss de Sainte-Marie-Aux-Mines (Vosges). These de docteur. Univ. Strassbourg.
- GABRIEL A., COX P., 1929: A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. *Amer. Min.*, vol. 14, s. 290-292.
- GAERTNER H. R., 1964: Einige Beobachtungen zum Alter des Iser Gneises. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 5, s. 257-270.
- Geologická mapa ČSSR, 1963: Listek: M-33-X Liberec, 1:200 000, red. J. Svoboda. Ústr. ust. geol., Praha.
- GORAI M., 1951: Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Min.*, vol. 36, s. 884-901.
- HAYES J. R., KLUGMANN M. A., 1959: Feldspar staining methods. *Jour. Sediment. Petrol.*, no. 29, s. 227-232.
- HOLUBEC J., 1966: Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the core of the Bohemian Massif the Teplá - Barandien region. *Rozpr. Čs. Akad. Věd*, sv. 76, č. 4, s. 123-125.
- JANECZEK J., ŁUKOWIAK A., 1979: Rentgenowska metoda T. A. Sосiedki określenia stopnia uporządkowania struktury skaleni potasowych (komunikat). *Acta Univ. Wratisl.*, no. 407, s. 207-209.
- JĘCZMYK M., KANASIEWICZ J., 1970a: Minerale ciężkie w aluwiiach górnej Kwisy. Heavy minerals in alluvia of the upper course of river Kwisa. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 1, s. 182-188.
- 1970b: Skład mineralny aluwii doliny Kwisy w rejonie Leśnej. Mineral composition of alluvial deposits in the Kwisa river valley, Leśna Region. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 3, s. 549-566.
- KLOMÍNSKY J., DUDEK A., 1978: The plutonic geology of the Bohemian Massif and its problems. *Sbor. geol. věd, Geologie*, sv. 31, s. 47-69.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kalendonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. *Sb. Stat. Geol. Ust. Čsl. Rep.*, sv. 15, s. 109-160.
- KORNAŚ J., 1959: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Pobiedna. Wyd. Geol. (1957), Warszawa.
- KOSZELA J., 1972: Mezoskopowe parakinematyczne struktury w łupkach łyszczykowych okolic Czerniawy Zdroju. Mesoscopic parakinematic structures in mica schists within the Czerniawa Zdrój area, *Kwart. Geol.*, t. 16, nr 1, s. 37-52.
- 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. Geotekt. P. Wrocl.*, nr 8, s. 1-115.
- 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.*, no. 192, s. 75-105.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Some new petrologic observations concerning the Iser granite-gneisses of West Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 8, no. 3, s. 181-190.
- 1961: On the origin of the Iser Gneisses of Leśna in the West Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 9, no. 3, s. 143-148.
- 1965: Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granite-gneisses of the Izer Highlands. *Arch. Min.*, t. 25, z. 1-2 (1961), s. 123-261.
- 1971: Metabazyty okolic Jeleniej Góry. The metabasites of the Jelenia Góra environs (West Sudetes). *Arch. Min.*, t. 29, z. 1-2, s. 159-192.
- KOZŁOWSKI A., 1978: Pneumatolytic and hydrothermal activity in the Karkonosze-Izera block. *Acta Geol. Pol.*, vol. 28, no. 2, s. 171-222.
- KOZŁOWSKI K., 1966: Skały turmalinonośne Czerniawy Zdroju w Sudetach Zachodnich (komunikat tymczasowy). Tourmaline-bearing rocks at Czerniawa Zdrój in Western Sudetes (Preliminary note). *Arch. Min.*, t. 26, z. 1-2, s. 321-338.
- 1973: Chloritoid in mica schists of Krobica (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, vol. 21, no. 2, s. 119-124.
- 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, s. 7-98.
- KRYZA G., KUŚNIERZ A., MAJEROWICZ A., 1979: Cyrkony z granitoidów Karkonoszy oraz wschodniej części krystaliniku izerskiego. Zircon from the Karkonosze granitoids and the granitoids of the eastern part of the Izera crystalline complex. *Acta Univ. Wratisl.*, no. 407, s. 107-149.
- KSIAŻKIEWICZ M., 1947: Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórze. *Wiad. Muzeum Ziemi*, t. 3, s. 18-43.
- LAPADU-HARGUES P., 1953: Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 6, no. 3, s. 153-173.
- 1959: A propos des massifs d'amphibolite du Limousin et de la Haute Vienne (Massif Central français). *C.R. Somm. Séance Soc. géol. France*, Paris, s. 10-11.
- LEAKE B. E., 1964: The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. *J. Petrol.*, vol. 5, s. 238-254.
- LEIGHTON M. W., 1954: Petrogenesis of a gabbro-granophyre complex in Northern Wisconsin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 65, s. 401-442.
- LEWOWICKI S., 1967: Żyły kwarcowe Gór Izerskich i ich Pogórza. Quartz veins of the Izera Mts. and Foreland (Western Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 3, s. 339-371.
- MACIEJEWSKI S., 1959: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Mirsk. Wyd. Geol. (1957), Warszawa.
- MACIEJEWSKI S., MORAWSKI T., 1979: Metamorphism in Lower Silesia. *Biul. Inst. Geol.*, nr 318, s. 25-42.
- MÁŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Krkonoš). *Knih. Ustr. ust. geol.*, sv. 27, s. 1-258.
- MEHNERT K. R., 1962: Zur Systematik der Migmatite. *Krystalinikum*, vol. 1, s. 95-110.
- MOINE B., de La ROCHE H., 1968: Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites, à partir de leur composition chimique. *Compt. R. Acad. Sci.*, vol. 267, s. 20-84.
- MÖBUS G., 1959: Zur Tektonik der Ganggesteine im Lausitzer Granit-massiv. *Geologie*, Jhg. 8, H. 6, s. 601-611.
- NIGGLI P., 1923: Gesteins und Mineralprovinzen, vol. 1, Berlin, s. 1-51.
- NOCKOLDS S. R., 1954: Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 65, s. 1007-1032.
- NOWAKOWSKI A., 1956: O niektórych skalach żyłowych

- Pogórza Izerskiego. Some dyke rocks from the Iser Hills (Lower Silesia, Poland). *Arch. Min.*, t. 19, z. 1, s. 37–57.
- 1976: Petrologic aspect of periclinal twinning in albites of igneous rocks. *Acta Geol. Pol.*, vol. 26, no. 1, s. 1–56.
- OBERC J., 1958: Izerska seria suprakrustalna. Supracrustal series in Isera Mts. – Sudeten. *Prz. Geol.*, nr 8–9, s. 389.
- 1960a: Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure. *Acta Geol. Pol.*, vol. 10, no. 1, s. 1–48.
 - 1960b: Przewodnicze rysy tektoniki wschodnich Karkonoszy. Outline of the tectonics of eastern Karkonosze. *Prz. Geol.*, nr 1, s. 9–13.
 - 1960c: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. *Pr. Inst. Geol.*, t. 30, cz. 2, s. 309–354.
 - 1961: An outline of the geology of the Karkonosze – Isera block (Studies on geology of the Sudetic Mountains). *Zesz. Nauk. Univ. Wrocław.*, t. 5, ser. B, nr 8, s. 139–170.
 - 1965: Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. Progress in the Precambrian geology of the Lower Silesia. *Prz. Geol.*, nr 7, s. 298–304.
 - 1967a: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts. – Isera Mts. block. Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu. *Wyd. Geol.*, Warszawa, s. 58–60.
 - 1967b: Struktury szkieletowe w leukogranicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy. Skeletal structures in the Isera leucogranite in the vicinities of Kopaniec and Mała Kamienica. *Kwart. Geol.*, t. 11, nr 2, s. 231–242.
 - 1977: The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) elements in south-western Poland, [w:] *Geology of Poland*, vol. 4: Tectonics. *Wyd. Geol.*, Warszawa, s. 99–173.
 - 1978: Zur Frage der Flysch- und Molasse-Sedimente in polyorogenetischen Gebieten am Beispiel von Schlesien. *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.*, H. 3, s. 143–161.
- OBERC J., KOTOWSKI J., 1969: Orientacja mezoskopowych enklaw autochtonicznych i struktury szkieletowe w granicie rumburskim. The orientation of mesoscopic autochthonic enclaves and skeletal structures in the Rumburk granite. *Biul. Inst. Geol.*, nr 230, s. 5–165.
- OBERC-DZIEDZIC T., 1974: Badania petrotektoniczne enklaw gnejsowych w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego (Dolny Śląsk). Petrotectonic study of gneiss enclaves in the Rumburk granite of the eastern part of the Isera block (Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, nr 279, s. 121–212.
- 1975: Enklawy gnejsowe w granicie rumburskim wschodniej części bloku izerskiego. Gneissic enclaves in the Rumburk granite of the eastern part of the Isera block (Lower Silesia). *Acta Univ. Wratisl.* no. 247, s. 165–210.
- PAWŁOWSKA J., 1966: Koncentracja fluoru i przejawy grejzenizacji w metamorfiku Pogórza Izerskiego. Fluorine concentration and symptoms of greisenization in the metamorphic of the Isera Highland. *Biul. Inst. Geol.*, nr 201, s. 5–79.
- 1968: Leukogranity Pogórza Izerskiego jako źródło surowca skaleniowego. The leucogranites of the Pogórza Izerskie Highlands as a source of feldspar for industrial purposes. *Biul. Inst. Geol.*, nr 223, s. 5–90.
- PIETZSCH K., 1956: *Abriss der Geologie von Sachsen*, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. 2 Auflage, Berlin.
- POLAŃSKI A., 1974: *Geochemia i surowce mineralne*, *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K., 1969: *Geochemia*. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- RAMBERG H., 1952: *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- RAUMER K., 1813: *Der Granit des Riesengebirges und die ihn umgebenden Gebirgs-Familien*, Berlin.
- RIMANN E., 1910: *Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes*. *Jb. Koniglich. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 31, H. 1, s. 482–533.
- ROCHE H. de La., 1965: *Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schists paléozoïques des Pyrénées luchonnaises*. *Geol. Rdsch.*, vol. 55, s. 274–301.
- ROSE G., 1842: *Über den Granit des Riesengebirges*. *Mon. Berl. Akad.*, Berlin, s. 247–254.
- 1844: *Über eigenthümliche Erscheinungen bei dem Glimmerschieferlager von Flinsberg*. *Mon. Berl. Akad.*, Berlin, s. 12–16.
 - 1856: *Granit und Granitit im Riesen- und Isergebirge*. *Z. Geol. Ges.*, Bd. 8, s. 525; Ausführlicher im *Mon. Berl. Akad.*, Berlin, s. 444–449.
 - 1857a: *Beschaffenheit und Lagerungsverhältnisse der Gesteine im Riesen- und Isergebirge*. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 9, s. 511–512.
 - 1857b: *Über den Granitit des Riesengebirges im Nordwesten begrenzenden Gneis*. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 9, s. 513–526.
- ROSENBLUM S., 1956: *Improved technique for staining potash feldspars*. *Amer. Min.*, vol. 41, s. 662–664.
- ROTH J., 1867: *Erläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den Umliegenden Gegenden*. Commissions Verlag der Neumann'schen Kartenhandlung, Berlin.
- SCHEUMANN K. H., 1937: *Metatexis und Metablastesis*. *Min. Petr. Mitt.*, Bd. 48, s. 297–302.
- SCHMUCK W., 1957: *Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid-Sudeten fault in the Pilchowice area*. *Acta Geol. Pol.*, vol. 7, no. 1, s. 105–115.
- SCHWARZBACH M., 1943: *Vulkanismus und Senkung in der Kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas*. *Geol. Rdsch.*, vol. 34, s. 13–34.
- SEDERHOLM J. J., 1916: *On synantetic minerals and related phenomena*. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, no. 48, s. 1–148.
- 1923: *On migmatites and associated Precambrian rocks of south-western Finland; Part 1: The Pelling region*. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, no. 58, s. 1–153.
- SIMONEN A., 1953: *Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennides, Early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland*. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, no. 160, s. 1–64.
- SIMPSON D. R., 1962: *Graphic granite from the Ramona Pegmatite District, California*. *Amer. Min.*, vol. 47, s. 1123–1138.
- SMULIKOWSKI K., 1947: *Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia*. *Arch. Min.*, t. 16, s. 43–321.
- 1952: *Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 1, s. 67–124.
 - 1958a: *Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Mica-schists and granite-gneisses on the northern slopes*

- of the Kamienica Mountain chain in Western Sudeten. *Biul. Inst. Geol.*, nr 127, s. 5–31.
- 1958b: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia Geol. Pol.*, vol. 1, s. 1–115.
 - 1968: Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos*, vol. 1, no. 2, s. 89.
 - 1972: Classification of eclogites and allied rocks. *Krystalinikum*, vol. 9, s. 107–130.
 - 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Polymetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Góry Złote Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 1, s. 7–76.
- SMULIKOWSKI W., 1969: Złoże kwarcu żyłowego w Olesznej Podgórskiej na tle innych złóż kwarcu w północnej okrywie granitu Karkonoszy. Vein quartz deposit at Oleszna Podgórska compared with the other quartz deposits in the northern granite outcrop of the Karkonosze Mts. *Prz. Geol.*, nr 11, s. 566–572.
- 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, s. 97–188.
- SOSIEDKO T. A., 1974: Röntgenowskiej ekspresji-międopredzielenia stopień uporiadoczenia kaleznych polewych szpatow. Krystalochimija i struktura minerałów. Leningrad.
- STENZEL H., 1925: Heimatkunde des Bezirkes Friedland in Bohmen. *Erdgeschichte*, Bd. 1, H. 2, s. 85–152.
- STRECKEISEN A., 1978: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *Neues Jahrb. Min. Abh.*, Bd. 134, H. 1, s. 1–14.
- SUK M., 1964: Material characteristics of the metamorphism and migmatization of moldanubian paragneisses in Central Bohemia. *Krystalinikum*, vol. 2, s. 71–105.
- SVOBODA J., CHALOUPSKY J., 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR – 1:200 000. Listek M-33-X Liberec. Geofond, Praha.
- SZAŁAMACHA J., 1966: Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. The development of geologic structure of the Izera block. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, Wrocław, s. 129–137.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968: The metamorphic series of the Karkonosze-Góry Izerskie Mountains Block. *Biul. Inst. Geol.*, nr 222, s. 33–75.
- 1971a: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, Arkusz Rozdroże Izerskie. Wyd. Geol. (1968), Warszawa.
 - 1971b: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, Arkusz Rozdroże Izerskie. Wyd. Geol., Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1970: Przejawy mineralizacji kasyterytowej w łupkach lyszczkowych Pasma Kamienickiego na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. Aspects of cassiterite mineralization in micaschists of the Stara Kamienica belt on the basis of materials from the quarry at Krobica. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 3, s. 575–576.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1964: Problem północnego kontaktu łupków lyszczkowych Pasma Kamienickiego z gnejsami izerskimi. Northern contact of micaeous schists of the Kamienica belt with the Izerskie gneisses. *Prz. Geol.*, nr 7–8, s. 329–331.
- 1974: Geologiczna i petrograficzna charakterystyka łupków zmineralizowanych kasyterytem na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. Geological and petrographic characteristic of schists mineralized with cassiterite on the basis of materials from the quarry at Krobica. *Biul. Inst. Geol.*, nr 279, s. 59–89.
- ŠKVR V., HAVLIČEK V., CHAB J., 1978: Tepelsko-Barrandienská Oblast. Predkarbonský vývoj a problémy ložisek nerostných surovin (současný stav poznání). Archiv. Ustr. úst. geol., Praha (niepublikowane).
- TEISSEYRE H., 1948: Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. On geological investigations in the Sudeten carried out during the summer season 1947. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Bad. Fizj. Pol. Zach.*, nr 1, s. 5–47.
- 1956: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. *Prz. Geol.*, nr 3, s. 97–104.
 - 1968: Prekambr w polskiej części Sudetów. Pre-Cambrian in the Polish part of the Sudetes. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 4, s. 749–771.
 - 1970: Ewolucja tektoniczna metamorfizmu Sudeckiego. Tectonic evolution of the Sudetic metamorphic complexes. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 40, z. 1, s. 188–193.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Geologia regionalna Polski, t. 3: Sudety, z. 1: Utwory przedtrzciorzędowe. *Pol. Tow. Geol., Kraków* (1960).
- TEISSEYRE J., 1951: Zagadnienie ochrony górniczej żródeł mineralnych w Świeradowie Zdroju. *Arch. Inst. Geol. we Wrocławiu* (maszynopis).
- TEPER L., 1980: Tektonika masywu Sępiej Góry, region Świeradowa Zdroju. Praca magisterska, *Arch. Wydz. Nauk o Ziemi Uniw. Śląskiego w Sosnowcu*.
- TEX E. den, 1965: Metamorphic lineages in orogenic plutonism. *Geol. Mijnbouw*, vol. 44, no. 4, s. 105–132.
- TONIKA J., 1971: Klasyfikacja metamorfowanych amfibolowych hornin mariąnsko-lążeńskiego kompleksu. *Čas. pro min. geol.*, roč. 16, c. 2, s. 191–194.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill (2nd ed.), New York–Toronto–London.
- VALIN F., 1954: Geologicko-petrografické poměry mezi Novým Městem p. Smrkem, Hejnicemi a Raspenavou. *Dipl. práce. MS., Přírodoved. fak. Karl. univ., Praha*.
- WALKER K. R., JOPLIN G. A., LOWERING J. F., GREEN R., 1960: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the Precambrian of North-Western Queensland. *J. Geol. Soc. Austr.*, vol. 6, s. 149–176.
- WATZNAUER A., 1953: Zur Frage eines Kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. *Geologie*, Bd. 2, H. 5, s. 305–326.
- WIMMENAUER W., 1973: Lamprophyre, semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. *Fortschr. Min.*, Bd. 51, H. 1, s. 3–67.
- WINKLER H. G. F., 1967: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, (2nd ed.), New York.
- 1970: Abolition of metamorphic facies, Introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in common rocks. *Neues Jb. Min., Mh.* H. 5, s. 189–248.
 - 1974: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer (third ed.), New York.
- WIESER T., 1958: Badanie parageny minerałów w zastosowaniu do poszukiwań złóż metali rzadkich metodą szlichową w rejonie Gór Izerskich. The investigation of the

- paragenesis of minerals with regard to its application in prospecting for rare metals deposits with the use of the „Slich” method in the area of the Iżera Mts. *Biul. Inst. Geol.*, nr 126, s. 411–427.
- ZIMMERMANN E., 1937: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Hirschberg. Preuss. Geol. Landesanst., Lief. 276, Berlin.
- ŻABA J., 1979: 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 Poręбка (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2, s. 47–74.
- 1982: Klasyfikacja i nomenklatura gnejsów i granitów bloku iżerskiego (Sudety Zachodnie) – propozycja. Proposed classification and nomenclature of the gneisses and granites of Iżera block (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 17, nr 1–2, s. 141–154.
- 1983: Modes of plagioclase twinning in the polygenetic metamorphic complex of Iżerski Stóg massif, Iżera Block (Western Sudetes). *Acta Univ. Carol., Geol.* no. 4 (w druku).
- 1984a: Progressive regional metamorphism of the Iżera Block, the Western Sudetes. *Acta Univ. Carol., Geol.* no. 3.
- 1984b: Some remarks on pre-Variscan contact metamorphism of the rocks of Iżera Block (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, vol. 32.
- 1984c: Petrogenetic significance of micrographic intergrowths in the homophanous granites of Iżerski Stóg massif, Iżera Block (Western Sudetes). *Krystalinikum*, vol. 18.

Jerzy ŻABA *

GENESIS AND METAMORPHIC EVOLUTION OF GNEISSES AND GRANITOIDS OF THE IZERSKI STÓG MASSIF (WESTERN SUDETES)

ABSTRACT: An attempt is undertaken to explain the genesis and evolution of the majority of rocks of the Izer Block, particularly regarding the gneisses and granitoids. Detailed studies have been carried out in the geologically weakly known mountain massif of Izerski Stóg. They included detailed geologic mapping of the region to the scale of 1:10 000, petrographical and petrochemical studies, investigations of certain minerals and mesostructural analysis.

Polygenic nature of the Izer gneisses and granitoids has been ascertained. Some of them have developed from sedimentary parent rocks and are arranged in an evolution series starting with mica schists, fine-laminated and augen-laminated paragneisses, homophanous gneisses, up to homophanous granites. An intracrustal rock series initiated by small intrusions of poligenetic granites resulted from anatexis melting of supracrustal rocks (mainly crystalline schists and paragneisses) in the root of orogen. These granites, during their evolution, were exposed to the same processes as the supracrustal rocks, but the former reacted upon certain conditions in somewhat different way. Consequently a series of rocks originated including successively: fine-grained porphyreous granites, cataclasites and mylonites, blastocataclasites and blastomylonites, homophanous gneisses and granites. Both the series, in consequence of progressive granitization, became resembling each other and united at the time of generation of the homophanous gneisses.

Moreover, the differences were blurred by metasomatic albitionization.

The basites of that region have been classed among four age-genetic groups and a large majority of them represents "ortho" types.

The role of metasomatic processes has been explained. Regional albitionization, silicification, tourmalinization and fluoritization of the Izer rocks have been related to metasomatism, whereas the generation of plagioclase (mainly oligoclase) phenocrysts, as well as the origin of microcline and aggregation eyes of quartz – isochemical processes.

At the first stage of metamorphic evolution the Izer rocks complex was involved in progressive metamorphism of the Barrowian type under conditions of the staurolite-almandine subfacies, almandine-amphibolite facies. In later periods the complex underwent regional diaphoresis, metasomatism and – in the south – contact-metamorphism of the hornblende-hornfels facies. Four generations of tectonic deformations have been recognized.

The evolution of the studied rocks has been divided into nine stages: geosynclinal stage, regional metamorphism of Barrowian type, recrystallization, retrogressive metamorphism, microclinization and pegmatization, regional metasomatism, faint deformation, local metasomatism and contact metamorphism.

Summary

INTRODUCTION

An attempt has been undertaken to clear up the genesis and evolution of the Izer Block rocks, specially regarding the gneisses and granitoids. Detailed studies have been carried out in the geologically weakly known mountain massif of Izerski Stóg (fig. 1). The area has been mapped to the scale of 1:10 000 (fig. 5) and there have been applied petrographical and petrochemical methods, investigations of certain minerals and mesostructural analysis. Locations of sampling for careful searches are shown in figure 6.

The mountain massif of Izerski Stóg is situated within the Izer Block, which is the northern cover of the Karkonosze granitoid intrusion (fig. 2). The Izer Block is built mainly of metamorphic rocks represented by various types of gneisses and granitoids. Amidst them parallel belts of mica schists and paragneisses are found (fig. 2). The Izerski Stóg massif is an area geologically weakly known. Three sheets of geologic maps to the scale 1:25 000 (together with comments) made by Berg in 1919–1923 (Berg 1925a,b, 1926a,b,c; Berg and Ahrens 1925; fig. 4) are the only previous work dealing with the whole area. The region has not been mapped after the 2nd world war (fig. 3).

Opinions on the age, tectonics and metamorphic evolution of the Izer Block rocks are extremely various and often controversial.

The problem of the genesis of these rocks is also unresolved and still remains in a sphere of presumptions. Most of the German and Czech geologists, as well as some of the Polish ones, consider all the Izer granites as igneous rocks, and the gneisses – as rocks originated from the former by syn- or postintrusive deformation. Another group of geologists refers to all or a certain part of the Izer gneisses and granitoids as supracrustal rocks which have been granitized to a different degree. Kozłowska-Koch (1960, 1961, 1965) was the first who suggested that the complex of Izer gneisses could be a poligenic formation, but she considered that drawing a line between the granites and gneisses being a product of granitization of the schist series, and the supracrustal rocks, was impossible because of quite similar, transforming processes. The idea that the rocks under question represent a poligenic suit has also been expressed by H. Teisseyre (1968, 1970), W. Smulikowski (1972), K. Kozłowski (1974) and Kryza *et al.* (1979).

* Department of Earth Sciences of the Silesian University, Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

Geologists' opinions on the age of the Izera rocks are also very differentiated. In many papers the gneisses and granitoids of that region have been referred to as Old-Proterozoic, Late-Proterozoic, Older-Paleozoic or even Carboniferous. Lately, an opinion on their Older-Paleozoic

age has been established on the grounds of the Rb/Sr data (Borkowska *et al.* 1980). The mica schists have been regarded by all of the researchers as supracrustal rocks and their age has nearly in concert been assumed as Late-Proterozoic.

PETROGRAPHY

GNEISSES AND GRANITOIDS

The gneisses and granitoids which occur within the Izera Block are a group of rocks structurally and texturally immensely differentiated but having monotonous mineral composition. Amid them there dominate the rocks with directive structures which represent various types of gneisses (fig. 7). In this paper a uniform classification of these rocks (Żaba 1982) has been applied, which takes into account their structural-textural features and mineral composition.

Laminated gneisses (tab. 1; figs. 8–11; pls. I–III). These rocks are represented by fine-laminated (eyesless) and fine-, medium- and coarse-augen-laminated gneisses. They are composed of conspicuous alternating quartz-, mica- and quartz-feldspar layers. Usually feldspar and quartz eyes are present and often have porphyroblastic nature (plagioclase, microcline). Here and there the eyes are built of albite which makes pseudomorphs after microcline (checkered albite), oligoclase or acid andesine (albite with albite and pericline twinning). Chloritoid is a common component of these rocks. In classifying diagrams the projection points of these rocks display a vast dispersion.

Laminated leucogneisses (tab. 2; fig. 12; pl. III, 5). They differ from laminated gneisses on a lighter colour ($M < 2\%$) and, in places, bigger contents of albite which forms pseudomorphs after other feldspars.

Flaser (streaky) gneisses (tab. 3; figs. 13–17; pls. IV–V). These include fine-flaser (eyesless) as well as fine-, medium- and coarse-augen-flaser gneisses. They always exhibit cataclastic and mylonitic textures, and – where eyes are present – blastocataclastic and blastomylonitic varieties. Their directive structure is of mechanical (deformative) origin. In some places the potash feldspar encloses exsolution parthites, in addition to metasomatic ones. The zircons usually have oval shapes, but somewhere they form small columns with elongation up to 15. The mineral composition of these rocks is corelative to that of granites.

Bar (rod) gneisses. These gneisses occur sporadically and are represented by a coarse-bar variety. They have originated as a result of deformation of the coarse-augen-laminated gneisses.

Granite-gneisses (tab. 4; fig. 18; pl. VI). The granite-gneisses display clear bipartition: some of them, represented by fine- and locally medium-grained varieties, are cataclasites or mylonites like flaser gneisses, while the others including medium- and coarse-grained varieties are homophanous gneisses (Sederholm 1923; *sensu* Mehnert 1962) resulted from proceeding pegmatization of the coarse-laminated and coarse-augen-laminated gneisses. The mineral composition of these rocks corresponds to granites.

Leucogranite-gneisses. These rocks are usually fine-grained, porphyraceous and much lighter than the typical granite-gneisses. The leucocratization of them took place on account of greater than in the other rocks muscovitization

and chloritization of biotite and, to less extent, growth of oligoclase and microcline porphyroblasts.

Izera granites (tabs. 5, 6; fig. 19; pls. VI–IX). They exhibit bipartition like the granite-gneisses. The medium- and coarse-grained varieties have been classed among the homophanous granites originated by advancing pegmatization of the homophanous gneisses, whereas the fine- and rarely medium-grained types always are cataclasites or blastocataclasites similar – excepting directive structure – to the flaser gneisses and fine-grained granite-gneisses. In numerous homophanous granites there have been found: eutectic micrographic intergrowths (Żaba 1984c), columns of zircon with elongation up to 13, chloritoid and relics of primary directness of sedimentary origin. All of the fine- and medium-grained granites belong to the true granites, while the coarse-grained types display a great dispersion of projection points in the classifying diagrams.

Leucogranites (tab. 7; figs. 20–22; pl. IX). These are leucocratic rocks derived from the Izera granites. They form two groups: albite leucogranites (alkali-feldspar granites) and albite-microcline leucogranites (true granites). The former occur most often as large bodies along the southern border of the schist belt of Stara Kamienica, the latter – as little intercalations in the gneissic and granitoid rocks of the Izerski Stóg massif.

INTERCALATIONS OF OTHER ROCKS

WITHIN THE GNEISSES AND GRANITOIDS

Amidst the gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif there have been ascertained (as intercalations, enclosures and veins): amphibolites (tab. 8; figs. 23, 24; pl. X, 1–4); lamprophyres (tab. 8; figs. 25, 26; pl. XII, 6); mica-, biotite-, chlorite-, and muscovite schists (tab. 9; figs. 27–29; pl. XI); leptinites (tab. 10; fig. 29); quartzites (tab. 11); albite-quartz rocks (tab. 11); quartz-tourmaline rocks (tab. 11; fig. 30; pl. XII, 1, 2); veins of the fine-grained Izera granite (tab. 12; fig. 31; pl. XII, 3, 4); microgranitoids (tab. 12; pl. XII, 5); quartz veins (fig. 32); enclosures of the Karkonosze granite (tab. 12; fig. 31); fault breccia and mylonites (tab. 12; fig. 31). Furthermore, there are plenty of mineral aggregations represented by tourmaline and biotite nodules (tab. 9; fig. 33).

Especially worthy of note are the veins of fine-grained, in some places porphyraceous, Izera granites. They display weak and fragmentarily marked surfaces of metamorphic cleavage. These rocks have nothing to distinguish them from other fine-grained Izera granites, besides much less degree of deformation. From the igneous Karkonosze granitoids they differ on less content of plagioclase, bigger amount of mica and predominance of muscovite over biotite. In places, these granites contain metasomatic albite. Their composition always relates to granites (fig. 31a, area I).

CHEMISTRY OF ROCKS

PETROCHEMICAL ANALYSIS

For more complete characterization of the rocks of the Izerski Stóg massif 31 new chemical analyses have been done and 33 others have been brought from previous papers. The latter concern mainly the rocks from the neighbour area such as mica schists, leucogranites, leptinites and Karkonosze granite. For the comparative purposes there have been enclosed a few chemical analyses of the Proterozoic and Ordovician clay, silt and quartz slates from the Barrandien area, Czechoslovakia (Suk 1964; Škvor *et al.* 1978), as well as amphibolites from many localities in all the Izer Block (Berg 1926c, 1941a; Kozłowska-Koch 1965, 1971).

The present author has tried to ascertain whether the distinctions and relationships between the rocks recognized in microscopic investigations have their verification in chemical composition. In the main he concentrated upon attempts to characterize in details the granitization process, to determine the primary nature of the Izer gneisses and granites and to clear up the genesis of the intercalations of amphibolites, mica- and chlorite rocks.

STUDIES ON MINERALS

The degree of structural ordering in all of the studied K-feldspar phenocrysts corresponds to that of microcline: Δ from 0,51 to 0,78 (tab. 23). There is an interesting but enigmatic – as a matter of interpretation – regularity: the bigger size of K-feldspar grains, the less triclinity, that is the greater disordering of the structure.

The types of plagioclase twinning have been elaborated by a statistic method after Gorai (1951) supplemented and

The new analyses, as well as most of those cited, have been recalculated to obtain the CIPW normative composition (Cross *et al.* 1903), Niggli parameters (Niggli 1923) and granite index (Burchart 1974; see tabs. 13–21). They have been plotted against classification and interpretation diagrams (figs. 34–48) in which the numbers at projection points correspond with the numbers of chemical analyses in particular tables. The explanations of symbols which are used in all of the figures mentioned can be found at figure 34.

SEMIQUANTITATIVE SPECTRAL ANALYSIS

The results of the analysis are shown in table 22. The laminated gneisses, more often than the Izer granites, contain trace nickel. Tin is present in traces (less than 0,01%) almost in all of the studied rocks. In two cases greater concentrations of tin (0,01–0,1%) have been found in the samples from close vicinities of fault zones. This element has not been detected only in one sample represented by coarse-even-grained microcline granite which does not exhibit any influences of sodium metasomatism.

evolved by Fediuk (1972, 1974). The twinning of plagioclases in some of the rocks, including the laminated gneisses and leucogneisses, indicates their supracrustal nature, while on the contrary, in the flaser gneisses and veins of Izer granites – igneous origin of these rocks. The Izer granite-gneisses and granites exhibit double character: in different parts of the studied area they represent varieties of either infra- or supracrustal origin (Žaba 1983a).

DISCUSSION

PRIMARY SOURCE AND ORIGIN OF ROCKS

Izer gneisses and granitoids

The genesis of the Izer gneisses and granitoids settled from the results above-presented is in all probability as follows. The fine-laminated gneisses and generated from them by anatexis the fine- and less often medium-grained Izer granites (besides the mica schists and paragneisses of the Stara Kamienica belt) are the most primordial rocks in the studied area. These rocks initiate two distinct evolution series, afterwards undergoing the same geological processes (fig. 47, groups I and II).

The eyesless laminated gneisses (group I) pass gradually to augen-laminated varieties. First, phenocrysts can be hardly seen only in a microscope, then they become larger and more numerous. In this way there originate fine-laminated gneisses, next – medium-laminated, and at last – coarse-augen-laminated gneisses. The feldspar and quartz phenocrysts grow in a disorderly way. The progressive metablastesis (*sensu* Scheumann 1937) gives in the end such condensation of phenocrysts that they start to be in contact and intergrow one another. The previous fine-laminated gneissic groundmass with directive structure is in such cases either reduced to a "matrix" character or occupies interstices between porphyroblasts. At this time the medium- and coarse-laminated gneisses

are changed into medium- and coarse-grained granite-gneisses (homophanous gneisses) and then, on account of proceeding metablastesis, the latter rocks become medium- and coarse-grained Izer granites (homophanous granites). This evolution series, in certain localities of the area, has been stopped at different stages. Afterwards, all of such differentiated rocks can undergo far-reaching leucocratization, most often (but not always) connected with regional metasomatic albitization. In some places of the area the leucocratization results in creation of muscovite schists (at the cost of two-mica schists), laminated leucogneisses, leucogranite-gneisses and leucogranites. Exceptionally some of the augen-laminated gneisses and originated from these rocks granite-gneisses are changed into bar gneisses.

The metamorphic evolution of the fine- and rarely medium-grained Izer granites (group II) was a little more complex. At first, these rocks underwent strong regional deformation of various intensity. In consequence many of them, as less competent than rocks of the group I, were transformed into cataclasites or mylonites represented – with increasing deformation – by fine-grained granites, granite-gneisses and flaser gneisses. Most often they display a porphyreous texture and this suggests that many of phenocrysts could be of protocystal nature. These grains were able to become germs of metablastesis causing porphyroblasts growing. Such phenomena have also been observed by W. Smulikowski

(1972, p. 146). Almost all the cataclastic varieties of these rocks (and the laminated gneisses too) were put to gradual metablastesis which induced the generation of blastocataclases and blastomylonites. The advancing pegmatization transformed these rocks into homophanous gneisses and then granites. Like in the group I, the rocks representing various stages of the metamorphic evolution have been preserved in the field. Afterwards, a lot of them were changed into leucocratic varieties.

As one can see, the two primarily distinguishable evolution series are fused into a single one at the time of origin of the homophanous gneisses. Therefore, the homophanous gneisses and granites as well as the leucocratic varieties of these rocks were able to originate from both the rocks series (see fig. 47).

The presented above results of investigations enable an ascertainment that the fine-laminated gneisses are supracrustal rocks, while on the contrary, the fine-grained (and medium-grained in places) porphyreous granites have intrusive character (tab. 24; see also fig. 47).

In this approach the homophanous granites should be classed among the metamorphic granites according to the classification proposed by K. Smulikowski (1958b). Especially it concerns the homophanous granites originated as a result of granitization of sedimentary rocks (fig. 47, group I). The author cited has not foreseen a case in which the intrusive granites undergo *in situ* recrystallization and metasomatism. Frequently, under the influence of these processes the mineral and chemical composition of the latter rocks can slowly become different from the typical granites (see figs. 36 and 48).

Considering the great similarity of mineral and chemical composition to that of the laminated gneisses, as well as the interschist character of the intrusions, the fine- and infrequently medium-grained igneous granites of the group II may be regarded as paligenetic granitoids generated by secondary melting of supracrustal complexes. The varieties of granites showing considerable contamination by materials of sedimentary origin (see also W. Smulikowski 1972, p. 146 and 147) and the presence of pinitic pseudomorphs after cordierite in rocks being formerly a cover of the granites (see also Kozłowska-Koch 1965 and W. Smulikowski 1972) are additional arguments for the above hypothesis.

Clayey and muddy deposits with numerous intercalations of quartz-, arkose- and grauwacke sandstones and mudstones were in the main the source material for the fine-laminated gneisses. From these rocks the mica schists with enclosures of quartzites and laminated paragneisses originated at the first stage of progressive regional metamorphism in conditions of the staurolite-almandine subfacies, almandine-amphibolite facies. Then, in consequence of proceeding recrystallization and oligoclase feldspathization, the majority of the mica schists was changed into fine-laminated and fine-augen-laminated gneisses and in this way became similar to the original interschist enclosures of paragneisses. After the previous rocks there were left only enclosures of mica schists or muscovite schists generated from the former by leucocratization.

Comparatively considered chemical composition of the Proterozoic and Ordovician mudstones and claystones from the Barrandien area, Czechoslovakia, well corresponds with the mica schists of the Stara Kamiénica belt and, in some cases, even with the laminated gneisses (figs. 35, 36, 38-42).

In the cumulative diagram (fig. 48) the supra- and infracrustal rocks make two interpenetrant regions. The region

I displays large dispersion of projection points resulted (besides feldspathization and metasomatic processes) from great chemical divergence of the original sedimentary complex. The rocks of igneous origin occupy a coherent region nearly always corresponding with granites. The extension of the region towards the A corner of the diagram is caused by secondary alterations (K-feldspathization and metasomatic albitization).

All the discussed genetic types of rocks have been mapped and shown in figure 5.

Basites and intercalations of biotite and chlorite rocks

All amphibolites studied in the Izerski Stóg massif are related to an "ortho" type (see figs. 38, 40-43). They have come into being a result of metamorphism of continental tholeiitic basalts (fig. 44) generated after the formulation of the Izero gneisses but either before or during the regional diaphthoresis. According to the Kozłowska-Koch's (1971) classification the amphibolites may be classed among the so-called older basites. In the studied area they occur in vicinities of Izerska Polana and at northern slope of Mount Smrk. The concordant and discordant enclosures of the biotite and chlorite schists came from either ortho- or paraamphibolites after regional diaphthoresis and metasomatism. These rocks may be considered as the so-called oldest basites. The paraamphibolites of that group derived from basaltic tuffs which had constituted – together with intercalating quartz sandstones and sporadically other sediments – concordant enclosures in the primary deposits. Their coming from marls or dolomites should be excluded. In the studied area these rocks occur in the Czerniawka stream bed and in the upper course of the Mokrzyca stream. The orthoamphibolites of that group originated in part from concordant enclosures of paleobasalts within the original supracrustal series (the region of Polana Izerska) or veins of diabases discordantly cutting this sequence (Świeradów Zdrój). The intercalations of the biotite and chlorite schists within the Izero gneisses and granitoids indicate that the latter rocks are connected with the primary supracrustal series.

The malchite exhibiting no tectonic deformation has been referred to as the Pre-Variscan younger basite for the reason of high grade metasomatic alteration, whereas the nearly unaltered spessartite has been classed among the youngest basites connected with the Karkonosze massif.

METASOMATIC PROCESSES

The influence of metasomatism has been marked in nearly all the rocks of the Izerski Stóg massif. In certain parts of the area the role of these processes was decisive.

Albitic metasomatism was the most strongly manifested process. At the final stage, it caused the replacement of the earlier plagioclases (6-32% An) by nearly pure, normally twinned albite (0-3% An) and the generation of checkered albite pseudomorphs after microcline, rarely after normally twinned albite. This process took place two times and the second one was fainter and had only local consequences (see fig. 17 and 22). The inflow of sodium led to replacement of potassium (for example fig. 40 and 50) but the sum total of feldspars was similar before and after albitization. Dark minerals, mainly biotite, were decomposed and some of the

Tabela 24

Characteristic features of supra- and infracrustal Izera gneisses and granites

Characteristic features of supracrustal rocks (laminated gneisses and leucogneisses)	Characteristic features of infracrustal rocks (fine-grained granites and granitogneisses and flaser gneisses)
Distinct plane-parallel (schistose in places) structure not being a result of deformation processes	Directionless or indistinctly directive structure of deformation origin (cataclastic or mylonitic)
Distinct alternation of light, quartz and quartz-feldspar laminae and dark, mica and quartz-mica ones	Gradual, hardly noticeable transitions from directionless rocks to varieties with directive structure, being a result of different degree of deformation
Strike and dip of the main foliation concordant with those in mica schists of the Stara Kamienica belt (fig. 46a)	Occurrences of fine-grained Izera granites (true granites) in the form of veins
Occurrences of concordant intercalations of metasediments within these rocks: mica and muscovite schists and quartzites	Lack of enclosures and relics of metasediments
Occurrences of concordant intercalations of biotite and chlorite schists originated from the oldest amphibolites	Lack of enclosures of biotite and chlorite schists originated from the oldest amphibolites
Microscopic-scale occurrences of partially preserved primary sedimentary structures in the form interdigitating distinct quartz and mica laminae and alternating layers built of fine- and coarser-grained quartz (fig. 8; pl. I, 2 and pl. III, 5)	Presence of considerable amount of potash feldspar (besides quartz, micas and plagioclases) in fine-grained groundmass
Relics of incompletely replaced mica and quartz laminae within certain porphyroblasts of plagioclase and microcline (fig. 10)	Very uniform mineral composition nearly always corresponding with true granites (figs. 13a, 18a, 19a, 48)
Mineral composition of the fine-grained groundmass of these rocks, similar to mica schists, consisted of micas, quartz and plagioclase in places (most often 6–17% An), and simultaneously without K-feldspar	Zircons with elongation up to 15, besides subrounded grains
Always very great diversity in mineral composition (for instance fig. 48)	Feldspars frequently without any inclusions
Occurrences of chloritoid (this mineral is also found in certain homophanous granites originated by pegmatization of laminated gneisses)	Occurrences of normally zoned plagioclases (W. Smulikowski 1972, p. 146)
Zircon grains with low elongation only	Occurrences of red-brown titanium-rich biotite (W. Smulikowski 1972, p. 146)
Titanite as a frequent component	Occurrences of perthites resembling dissolution structures pl. VIII, 1; Źaba 1984c)
Occurrences of only relict oligoclase and infiltration albite perthites within K-feldspar grains and complete lack of dissolution perthites	Occurrences of micrographic intergrowths of quartz and potash feldspar being eutectic textures (pl. VII, 5 and 6; pl. VIII, 1; Źaba 1984c)
Large amount of light mica – besides the secondary muscovite (muscovitization of biotite, sericitization of feldspars and so forth) – originated simultaneously with dark mica during regional metamorphism of sediments	Lack of chloritoid
Mineral composition nearly the same as that of interschist paragneisses within the Stara Kamienica belt (fig. 48)	Titanite as an infrequent component
Amount of complex twins in plagioclases less than in igneous rocks and following results obtained from the Gorai diagram (Źaba 1983)	Features showing that these rocks originally did not contain light mica (or contained only minimal amount)
Extremely great variation in chemical composition of these rocks (figs. 34–36, 39 and 40)	Amount of complex twins in plagioclases greater than in rocks of supracrustal origin and then plotting of these rocks within (or near) the region of intrusive granites in the Gorai diagram (Źaba 1983)
Creation of a uniform petrochemical evolution series together with mica schists, argillaceous rocks and mudstones (figs. 35, 37B, 38B, 39)	Exceptionally uniform chemical composition of these rocks (figs. 34, 36, 39 and 40)
Granite index GI_5 generally lower than in fine-grained granites and flaser gneisses (fig. 36)	Na ₂ O contents in general higher than in rocks of sedimentary origin
Granite index increasing tendency in varieties affected by metasomatic albitization (fig. 36)	Granite index GI_5 commonly higher than in laminated gneisses and leucogneisses (fig. 36)
Occurrences of trace nickel – less than 0.01% – in the majority of samples of these rocks (tab. 22)	Granite index decreasing tendency in varieties affected by cataclasis and metasomatic albitization (fig. 36)
Degree of structural ordering of potash feldspar phenocrysts commonly higher than in fine-grained Izera granites (tab. 24)	Grouping of projection points of these rocks along the differentiation line for igneous rocks (Źaba 1983) or near its end (fig. 39)
	Lack of even trace nickel in the majority of samples of Izera granites (tab. 22)
	Degree of structural ordering of potash feldspar phenocrysts generally lower than in laminated paragneisses (tab. 23)

elements (especially Mg, Fe and K) either migrated outside the rock complex or concentrated in certain places within the complex. In favourable conditions they reacted with local components and formed patches and individual disorderly disseminated flakes of porphyroblastic biotite and more rarely muscovite (B II and M III; see figs. 11, 17 and 22).

The metasomatic emanations carrying sodium also contained boron, fluorine and SiO_2 which reacted with the migrating ferrum and magnesium and generated tourmaline patches as well as quartz-tourmaline and quartz-fluorite rocks.

The greatest influence of the Na-metasomatism is usually noticeable in the leucogranites, leptinites, leucogneisses and leucogranite-gneisses. Nevertheless, the rate of their leucocratization not always clearly corresponds with the rate of albitization process. Rather often, the earlier plagioclase and microcline feldspathization, going at the cost of quartz and micas, brought about the leucocratization of these rocks. One can see the leucogranites, leucogneisses and even leptinites in which oligoclase and microcline are the dominating feldspars, while albite is present in minor amount or lacking. Muscovitization of biotite, common in all the area, took important part in the leucocratization process.

The intratelluric hydrothermal emanations causing albitization made use of the deep detachments at the southern margin of the Stara Kamienica belt (their existence has already been suggested by K. Smulikowski 1958a). The considerably higher concentrations of Na_2O (over 6 wt. %) have been observed in that region (figs. 49 and 50), and as one goes southwards, into the Izerski Stóg massif, the Na_2O contents gradually decrease and become stabilized at the level of 1.5–2.5 wt. %. Higher concentrations of sodium, as well as quartz and thin, have been ascertained also along certain fault zones inside the massif. However, the action of the emanations migrating in such a way is of local importance only.

There is a regularity in the studied rocks the point of which is that the cataclasites and mylonites of igneous origin are characterized by higher contents of Na_2O when compared with metasediments. Two reasons of this phenomenon can be named: (1) the primary sedimentary rocks were usually distinguishable by the lower amount of sodium in comparison with the infracrustal rocks; (2) the possibility of penetrating the cataclasites and mylonites by the emanations was much greater than the more compact and less cracked rocks of supracrustal origin.

The growth of plagioclase (most often oligoclase) and microcline phenocrysts was not a process connected with metasomatism, since the composition of the primary sediments and – all the more – primary igneous rocks, made possible generation of these minerals.

The cases of overaverage potassium (and sodium in places) contents in certain gneisses and granitoids may be explained by processes of isochemical remobilization of these elements, being a result of either local metamorphic differentiation in the field of variable pressure or separation of mobile and immobile components (*sensu* Ramberg 1952). The components mobilized in such a way were able to create metasomatic fronts the remnant of which was, for instance, great variation of plagioclase and microcline contents at the border with relic mica enclosures (see fig. 27a).

Infiltration of silica in the described area was related to the first and second stages of the sodium metasomatism. This process influenced the final formation of the bluish quartz grains created by recrystallization (Q Ic), filling up interstices

and cracks within minerals, generation of quartz-tourmaline rocks, as well as frequent silicification of gneisses and granitoids.

METAMORPHIC CONDITIONS

At the first stage of metamorphic evolution, the rocks of Izerski Stóg massif underwent progressive high-grade regional metamorphism of Barrowian type, under conditions of the staurolite-almandine subfacies, almandine-amphibolite facies. The extreme temperatures of this metamorphism reached the value of $600 \pm 20^\circ \text{C}$. at the pressure $P_{H_2O} = 6-8 \text{ kb}$ (Żaba 1984a). The upper limit of the greenschist facies was only slightly overstepped, what was indicated by relics of chloritoid in metasediments and actinolite in metabasites. In many places, especially in mica schists, there have been preserved the isolated zones of metamorphic rocks representing the quartz-albite-epidote-almandine subfacies, greenschist facies. They have not overstepped the boundary between low-grade and medium-grade metamorphism (fig. 45).

In later periods of time the studied rock complex went under retrogressive metamorphism (regional cataclasis, chloritization and sericitization), regional metasomatism and – in the southern part, at the contact with the Variscan granitoid intrusion of Karkonosze – contact-metamorphism of the hornblende-hornfels facies.

TECTONIC DEFORMATIONS

Field works, microscopic (see figs. 11, 17 and 22) and mesostructural (see fig. 46) studies allow defining four stages of tectonic deformation: I – connected with folding of the primary supracrustal complex and not marked in the rocks of infracrustal origin; II – related to strong regional cataclasis and mylonitization of the intrusive rocks as well as to folding and faint cataclasis of the supracrustal ones; III – causing only local cataclasis manifested in cracking and bending of certain minerals and forming open mesofolds; IV – corresponding with the intrusion of the Karkonosze granitoids.

METAMORPHIC EVOLUTION OF ROCKS

The metamorphic evolution of the rocks of the Izerski Stóg massif has been shown in the diagram of den Tex (1965) modified by K. Smulikowski (1968, 1972, 1979), presenting the ranges of the main mineral facies (after Escola 1920, 1939) against a background of the P/T coordinates (fig. 51). It has been divided into nine stages.

Stage I. Sedimentation of the primary series which consisted mainly of clayey and muddy deposits with intercalations of quartz-, arkose- (and grauwacke- in places) sandstones and mudstones. Accumulation of these deposits took place in a basin exhibiting intermediate features between an eu- and miogeosyncline. Faint submarine volcanism was active bringing into existence the concordant enclosures of basalts and tuffs. Sometimes the sediments were cut by discordant diabasic veins. The passing to a miogeosyncline was signalized (outside the studied area) by intercalations of marly-dolomitic and calcareous rocks.

Stage II. The sedimentary rock complex was affected by progressive regional metamorphism and folding, mainly in conditions of the staurolite-almandine subfacies, almandine-

-amphibolite facies of the Barrowian type. Nevertheless, the metamorphic conditions did not overstep the limit of the greenschist facies in certain areas. A part of the rocks situated in the root of orogen exceeded the granite solidus (see fig. 51) and this conducted to anatexis melting of the rocks and brought about the generation of intraschist synorogenic veins and intrusions. The paligenetic granites originated in this way. Usually they exhibited fine-grained and porphyreous texture resulted from rapid cooling at numerous contacts of small intrusions.

The supracrustal series was changed into: mica schists – originated from clayey and muddy slates; quartzites – from sandstones and quartz mudstones; paragneisses – from arkose- or grauwacke sandstones and mudstones; the oldest ortho- and paraamphibolites – from diabasic veins and basaltic flows or tuffs respectively. The generation of diabase veins which were then altered into the older orthoamphibolites should be related to that stage (or the stage IV).

At this time in the rocks of sedimentary origin the main foliation and intrafolial mesofolds were created. They have been found in the crystalline schists of the Stara Kamienica belt and postamphibolitic chlorite rocks (see fig. 47).

Stage III. At this stage the wide-spread recrystallization of quartz (Q Ia), which had started at the stage II, was continued and resulted in aggregate eyes of this mineral (Q Ib). Simultaneously the plagioclase (oligoclase and acid andesine in the main) phenocrysts were growing. These processes took place in both the rocks of sedimentary and igneous origin. Moreover, in the igneous rocks the porphyroblasts of microcline began to form. Frequently they took advantage of the protocrytals of K-feldspars which already existed in the granites. Leucocratization of all the rocks started.

Under the influence of the described processes, from a part of the mica schists there originated the fine-laminated gneisses and afterwards – from the latter and pre-existing paragneisses – the fine- and rarely medium-augen-laminated gneisses. The fine-grained porphyreous granites were created among the supracrustal rocks.

Stage IV. All the rocks of the Izerski Stóg massif underwent strong deformation and regional diapophoresis resulted from this deformation. Most of the rocks secondarily got into conditions of the greenschist facies.

Both the genetically restricted groups of rocks reacted to the above phenomena in different ways. The more competent mica schists were affected by strong folding (closed- and moderate-open folds were formed), while the somewhat less ductile laminated paragneisses and oldest amphibolites were folded too and to some extent passed through cataclasis. In certain rocks differentiated crenulation cleavage and shear fracture originated.

The brittle infracrustal rocks underwent strong cataclasis and in many places mylonitization. The fine-grained granites became cataclasites or were changed into cataclastic and partly mylonitic fine-grained granite-gneisses, and even into mylonitic flaser gneisses with distinct directive structure. The veins of the fine-grained Izer granites surrounded by the more competent laminated paragneisses were considerably less affected by the cataclasis than the main occurrences of the granites.

In both mentioned groups of rocks the deformation had to do with the minerals found at present in the fine-grained groundmass as well as with the plagioclase phenocrysts and aggregate eyes of quartz (Q Ib). In both the oldest and older

besides this process affected especially hornblende, plagioclase and apatite.

At that time a part of potassium (and less amount of sodium) was released from the Izer gneisses and granitoids and under retrogressive metamorphism caused biotitization and chloritization of hornblende in the basites as well as chloritization of biotite and sericitization of feldspars (oligoclase in the main) in the laminated gneisses, cataclasites and mylonites. To a less degree the sericite was also created on account of sericitization of plagioclases in the metabasites and mechanical trituration of earlier muscovite flakes.

The generation of numerous dislocations, which were several times renewed at the later developmental stages, should also be related to this period of time.

Stage V. The mobilization of potassium brought about general growing of microcline phenocrysts. In places, it gave rise to local metasomatic front within the metamorphic differentiation. To a great extent the growing of microcline took place at the cost of micas and quartz. Biotite underwent muscovitization (M II), whereas sericite, which had been created as a result of the sericitization of plagioclases and trituration of the muscovite I, recrystallized as light mica of the second generation (M II).

The described processes led to pegmatization and more intense leucocratization of the majority of rocks; the strongly deformed igneous rocks were changed into blastocataclasites and blastomylonites. Near the end of that stage many of rocks of both the genetic groups were transformed into the homophanous gneisses and then granites. Leucocratic rocks, although without metasomatic albite, came into existence.

Afterwards, most likely owing to advancing erosion, all the rocks started to pass into much lower *P/T* conditions in which they were affected by hydrothermal phenomena.

Stage VI. The hydrothermal sodium emanations making use of numerous dislocation zones, brought about regional metasomatic albitization of plagioclases (oligoclase and acid andesine) and microcline, which resulted in creation of pseudomorphic normally twinned and checkered albite An_{0-3} . These processes were associated with metasomatic tourmalinization, silicification and – in places – fluoritization (for instance: formation of tourmaline patches, tourmaline-quartz rocks and initial silicification of the gneisses and granitoids in vicinities of fault zones). The silicification influenced also the eventual crystallization of the bluish quartz phenocrysts (Q Ic).

Much of the rocks underwent more intense leucocratization: a part of the mica schists was changed into muscovite schists, a part of the laminated paragneisses – into laminated leucogneisses or leptinites in places, whereas some the homophanous gneisses and granites – into homophanous leucogneisses and leucogranites. In the extreme cases there originated the rocks consisted almost entirely of quartz and albite.

The generation of biotite patches as well as the origin of various types of the Izer rocks with disorderly scattered flakes of the porphyroblastic biotite (B II), and sometimes muscovite (M III), should be related to the described stage.

Stage VII. Deformations at this gave rise to local faint fracturing and bending of certain minerals as microcline, tourmaline, metasomatic albite, porphyroblastic micas and bluish quartz Ic. There originated the veins of the younger basites represented by malchites among others. In places, the

coarse-augen-laminated paragneisses were changed into bar gneisses. Here and there open mesofolds were formed.

Near the end of this stage (or at the stage VIII) the basites and tourmaline-bearing rocks were exposed to intense sericitization.

Stage VIII. In some places of the studied area, especially near dislocation zones and within certain cataclasites and mylonites, the second phase of much fainter albitic metasomatism can be recognized. This is associated with quartz metasomatism (Q III). The quartz of this generation occupies cracks and loosenesses between mineral grains and occurs as thin veins cutting, among others, the tourmaline-quartz rocks and previously silicified gneisses and granitoids. The grains of albite and quartz generated at this time have never got any symptoms of tectonic deformation.

At the end of this stage the recrystallization of sericite, which had come from decomposition of tourmaline, into muscovite (M IV) took place.

Stage IX. The emplacement of the Variscan granitoid of Karkonosze took place. Within the Izera gneisses and granitoids with composition close to that of the new-formed granitoids the intrusion implied nearly no contact changes. Nevertheless, well-formed grains of andalusite (see pl. IX, 1 and 2) are sporadically found in the Izera rocks. The veins of spessartites and microgranitoids are connected with the intrusion. One should assume that the granitoids of Karkonosze underlay metamorphic rocks, since the former occur within the latter in the form of apophyses (up to several kilometres from the contact) and are exposed in the bottoms of deep valleys.

In connection with the formation of the magmatic body and its emplacement the rocks of the cover were "bulged" and this resulted, among others, in rotation of the axis of nearly all the mesofolds of older generations.

Translated by R. Kryza

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

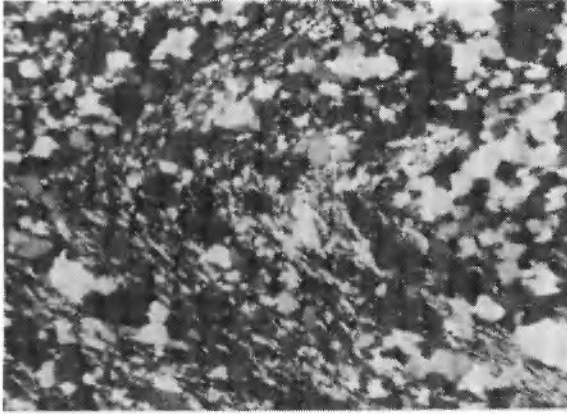
PLANSZA I

PLATE I

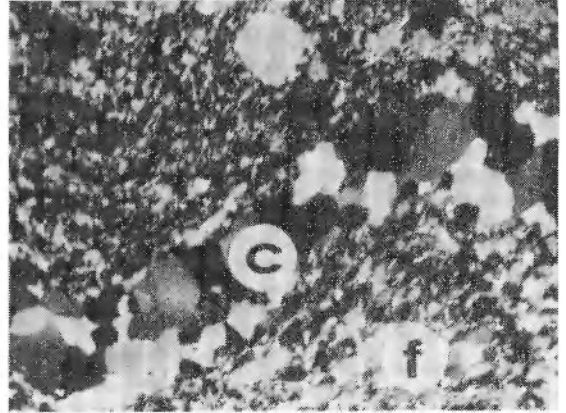
Gnejsy słojoye

Laminated gneisses

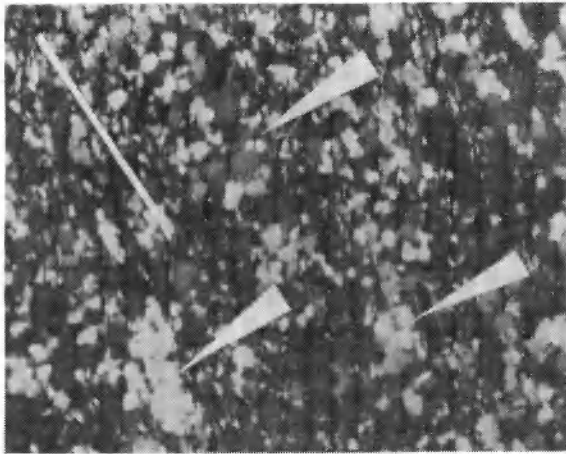
1. Gnejs drobnosłojoyowy. Średniopromienny, koncentryczny fałd zbudowany z naprzemianległych lamin łyszczkowych i kwarcowo-skaleniovych. Czerniawa Zdrój, dolina potoku Czerniawka – próba 364-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 ×
Fine-laminated gneiss. Moderate-open concentric fold composed of interdigitating mica laminae and quartz-feldspar ones. Czerniawa Zdrój, the Czerniawka stream valley – sample 364-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 18 ×
Gnejs drobnosłojoyowy. Zafałdowane, naprzemianległe laminy zbudowane z drobn- (*f*) i grubieziarnistego kwarcu (*c*), będące reliktem pierwotnego warstwowania skały osadowej. Lokalizacja jak na fot. 1. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 ×
Fine-laminated gneiss. Folded interdigitating laminae consisted of fine- (*f*) and coarser-grained (*c*) quartz are a relic of primary banding of a sedimentary rock. Location as in pl. I, 1. Crossed nicols. Enlarg. 18 ×
3. Gnejs drobnosłojoyowy. Wykazujące kierunkowość tło skalne, zbudowane z drobnoziaarnistego kwarcu i łyszczków (Q Ia, M I i B I) z tworzącymi się w wyniku rekrystalizacji niewielkimi agregatami kwarcowymi (Q Ib, strzałki), będącymi zaczątkiem oczek. NE stok góry Świeradowiec, okolice Polany Izerskiej – próba 252-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 ×
Fine-laminated gneiss. Groundmass exhibiting directive structure composed of fine-grained quartz and micas (Q Ia, M I and B I), with small quartz aggregations (Q Ib, arrows) resulted from recrystallization and being an inception of eyes. NE slope of Mount Świeradowiec, vicinity of Polana Izerska – sample 252-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 18 ×
4. Gnejs drobnosłojoyowy. Muskowityzacja biotyту; w nowopowstałym muskowiecie widoczne są liczne, nie całkiem wyparte, relikty ciemnej miki: M – muskowitz. Q – kwarc. A – apatyt. F – tlenki żelaza. SE stok Izerskiego Stogu, partia przyszczytowa – próba 198-Ż. Bez analizatora. Pow. 100 ×
Fine-laminated gneiss. Muscovitization of biotite. Numerous incompletely replaced relics of dark mica can be seen within the new-formed muscovite; M – muscovite, Q – quartz, A – apatite, F – iron oxides. SE slope of Izerski Stóg, near the summit – sample 198-Ż. One nicol. Enlarg. 100 ×
5. Gnejs drobnoczkowo-słojoyowy. Oczko kwarcowe (Q Ib) z nie całkowicie wypartymi fragmentami lamin łyszczkowych. S stok Izerskiego Stogu – próba 156-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 18 ×
Fine-augen-laminated gneiss. Quartz eye (Q Ib) with incompletely replaced fragments of mica laminae. S slope of Izerski Stóg – sample 156-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 18 ×
6. Gnejs drobnoczkowo-słojoyowy. Chlorytoid z widoczną wielokierunkową łupliwością, występujący w towarzystwie kwarcu, muskowitu i biotyту. S zbocze Izerskiego Stogu – próba 156-Ż. Bez analizatora. Pow. 100 ×
Fine-augen-laminated gneiss. Chloritoid exhibiting a few-directive cleavage accompanied with quartz, muscovite and biotite. S slope of Izerski Stóg – sample 156-Ż. One nicol. Enlarg. 100 ×



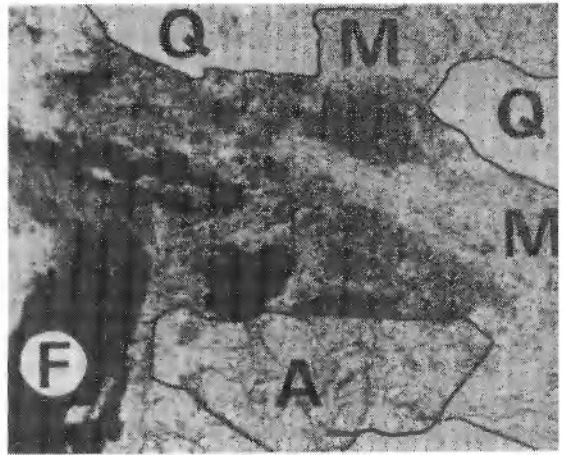
1



2



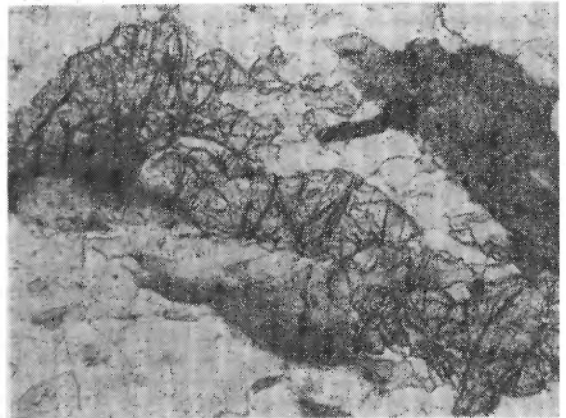
3



4



5



6

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

PLANSZA II

PLATE II

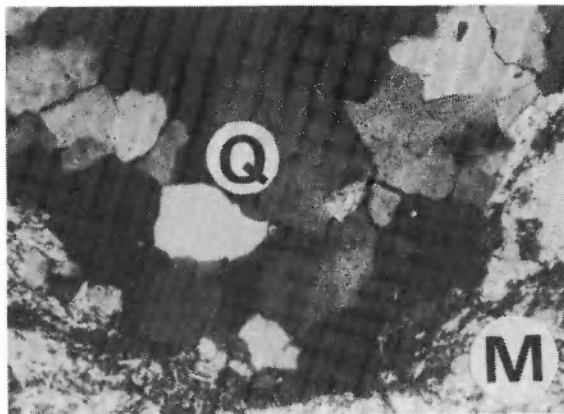
Gnejsy słojoye

Laminated gneisses

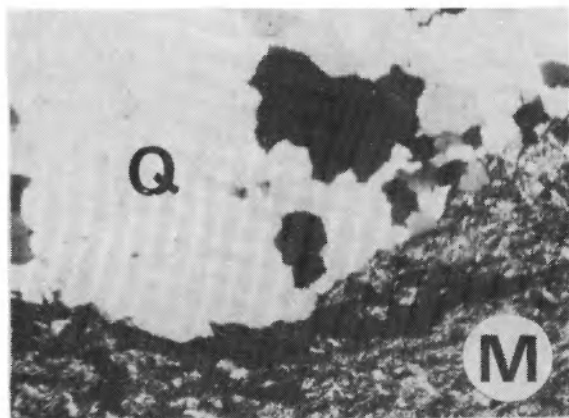
1. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Lamina łyszczykowa wygięta przez rozrastające się oczka mikroklinu (K) i kwarcu (Q). S rejon góry Opaleniec – próba 82-Ż. Bez analizatora. Pow. 18 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Mica lamina bended by growing microcline (K) and quartz (Q) eyes. The southern part of Mount Opaleniec – sample 82-Ż. One nicol. Enlarg. 18 ×
2. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Oczko zbudowane z agregatu kwarcowego (Q Ib), rozpychające sąsiadującą z nim lamine muskowitzowo-serycytową (M). NW zbocze Izerskiego Stogu – próba 9b-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. The eye composed of quartz aggregation (Q Ib) pushing aside adjacent muscovite-sericite (M) lamina. NW slope of Izerski Stóg – sample 9b-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
3. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Oczko zbudowane z silnie zrekrytalizowanego kwarcu (Q Ic) rozpychające sąsiadującą z nim lamine muskowitzowo-serycytową (M). Lokalizacja jak na fot. 2. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. The eye composed of strongly recrystallized quartz (Q Ic) pushing aside adjacent muscovite-sericite (M) lamina. Locality as in pl. II, 2. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
4. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Kontakt całkowicie zrekrytalizowanego oczka kwarcowego (Q Ic) z lamina łyszczykową, zawierającą owalne wrostki cyrkonu (strzałki). Lokalizacja jak na fot. 2. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. The touch of completely recrystallized quartz eye (Q Ic) with mica lamina containing oval inclusions of zircon (arrows). Locality as in pl. II, 2. One nicol. Enlarg. 65 ×
5. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Żyłka metasomatycznego kwarcu (strzałka), wypełniająca zluźnienie między silnie zserycytowanymi ziarnami oligoklazu, z których jedno ulega wyraźnej, plamistej mikroklinizacji (K). N stok góry Świeradowiec – próba 12a-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Metasomatic quartz vein (arrow) occupying a looseness between strongly sericitized oligoclase grains, one of which underwent distinct maculose microclinization (K). N slope of Mount Świeradowiec – sample 12a-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
6. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Plamista mikroklinizacja (ciemne plamy) silnie zserycytowanych plagioklazów. Grzbiet Wysoki, 600 m na SE od szczytu Izerskiego Stogu – próba 200-Ż. Nicole skrzyżowane. Pow. 18 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Maculose microclinization (dark spots) of strongly sericitized plagioclases. Grzbiet Wysoki, 600 m SE of the summit of Izerski Stóg – sample 200-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 18 ×



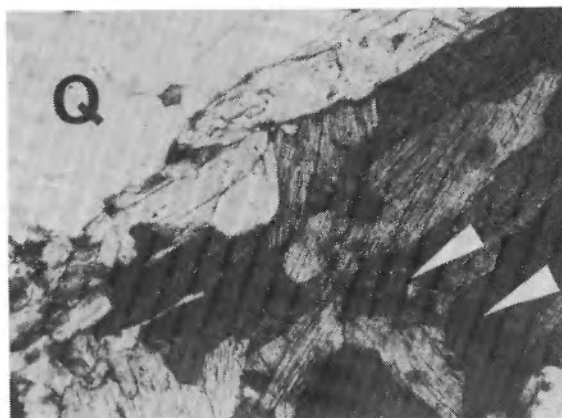
1



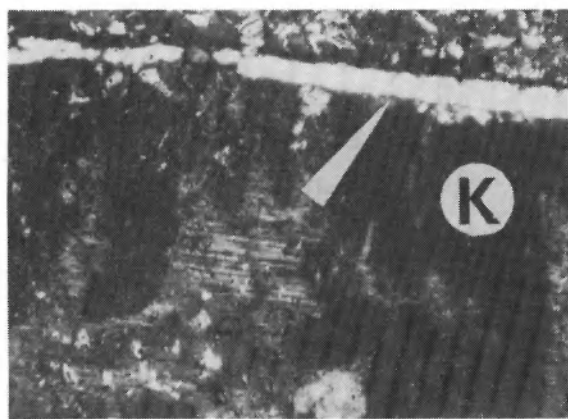
2



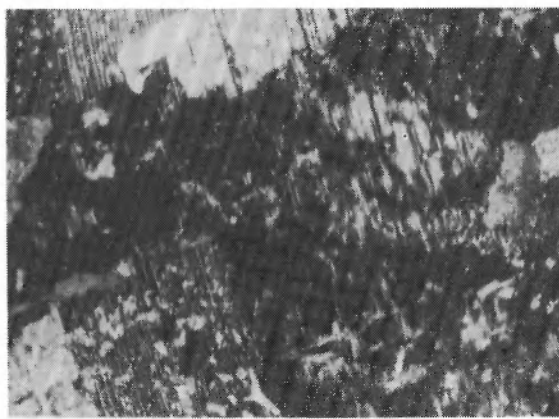
3



4



5



6

Jerzy ŻABA - Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

PLANSZA III

PLATE III

Gnejsy i leukognejsy słojoye

Laminated gneisses and leucogneisses

1. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Fragment nieznacznie zdeformowanego porfiroblastu oligoklazau. N zbocze góry Świeradowiec – próba 12a-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Fragment of slightly deformed oligoclase porphyroblast. N slope of Mount Świeradowiec – sample 12a-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
2. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Ziarno mikroklinu (K) z reliktowymi pertytami oligoklazau (P) i wrostkami kwarcu (Q). NW stok Izerskiego Stogu – próba 9a-Z. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Microcline grain (K) with relict oligoclase perthite (P) and inclusions of quartz (Q). NW slope of Izerski Stóg – sample 9a-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
3. Gnejs grubooczkowo-słojoyy. Fenokryształ mikroklinu (ciemne pola) ulegający metasomatycznej, plamisto-pertytowej albityzacji (jasne pola). W zbocze góry Opaleniec – próba 94-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 28 ×
Coarse-augen-laminated gneiss. Microcline phenocryst (dark) undergoing metasomatic maculose-perthitic albitization (light). W slope of Mount Opaleniec – sample 94-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 28 ×
4. Gnejs średniooczkowo-słojoyy. Fenokryształ mikroklinu z licznymi, infiltracyjnymi żyłkami albitu (jasne smugi), wykazujący ślady postkrystalicznej kataklazy (strzałki). Świeradów Zdrój, stadion sportowy – próba 483-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Medium-augen-laminated gneiss. Microcline phenocryst, with numerous infiltration veins of albite (light streaks), exhibiting symptoms of postcrystallization cataclasis (arrows). Świeradów Zdrój, sports stadium – sample 483-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
5. Leukognejs drobnooczkowo-słojoyy. Naprzemianległe laminy kwarcowe oraz muskowitzowe, będące reliktem pierwotnej stratyfikacji osadu. NW zbocze Izerskiego Stogu, potok Czerniawka – próba 337-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-augen-laminated leucogneiss. Interdigitating quartz and muscovite laminae representing primary stratification of deposit. NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream – sample 337-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×

1

2

3

4

5

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

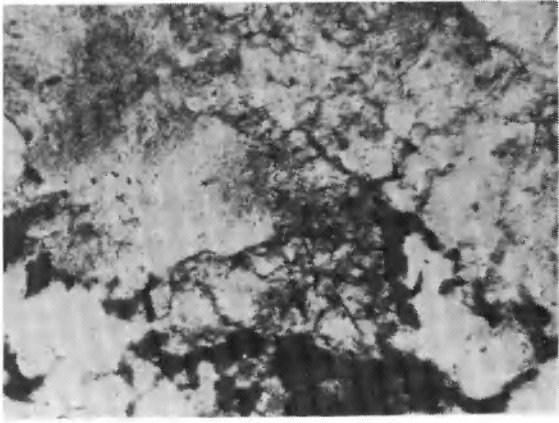
PLANSZA IV

PLATE IV

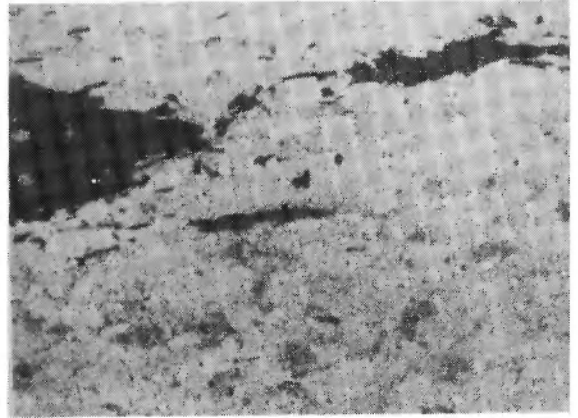
Gnejsy smużyste

Flaser gneisses

1. Gnejs drobnosmużysty. Skataklazowane tło skalne; zluźnienia między ziarnami oraz liczne spękania wypełniają tlenki żelaza i chloryt (ciemne smugi i plamy). E zbocze Izerskiego Stogu – próba 14d-Ż. Bez analizatora. Pow. 64 ×
Fine-flaser gneiss. Cataclastic groundmass; intergranular loosenesses and numerous cracks are occupied by iron oxides and chlorite (dark streaks and spots). E slope of Izerski Stóg – sample 14d-Ż. One nicol. Enlarg. 64 ×
2. Gnejs drobnosmużysty. Nieregularne, kierunkowo wyciągnięte i porozrywane smugi biotytowe (B I), tkwiące w kataklastycznej, skaleniowo-kwarcowej masie. E zbocze Izerskiego Stogu – próba 14c-Ż. Bez analizatora. Pow. 16 ×
Fine-flaser gneiss. Irregular, elongated and broken up biotite streaks (B I) in cataclastic quartz-feldspar mass. E slope of Izerski Stóg – sample 14c-Ż. One nicol. Enlarg. 16 ×
3. Gnejs grubooczkowo-smużysty. Smuga łyszczykowa, zbudowana głównie z biotytu i podrzędnie muskowitu, tkwiąca w kataklastycznym tle skalnym. Grań Łuzca w połowie drogi pomiędzy Izerskim Stogiem i Świeradowcem – próba 5-Ż. Bez analizatora. Pow. 16 ×
Coarse-augen-flaser gneiss. Mica streak composed mainly of biotite and minor muscovite in cataclastic groundmass. The Mount Łuzec crest, midway from Izerski Stóg to Mount Świeradowiec – sample 5-Ż. One nicol. Enlarg. 16 ×
4. Gnejs średniooczkowo-smużysty. Nieregularne skupienia łyszczyków, zbudowane z przerastających się wzajemnie blaszek biotytu i podrzędnie muskowitu, tkwiące w silnie skataklazowanym tle skalnym. SE stok Izerskiego Stogu – próba 170-Ż. Bez analizatora. Pow. 16 ×
Medium-augen-flaser gneiss. Irregular mica aggregation consisted of biotite flakes intergrowing one another and minor muscovite in strongly cataclastic groundmass. SE slope of Izerski Stóg – sample 170-Ż. One nicol. Enlarg. 16 ×
5. Gnejs drobnosmużysty. Fragment zdeformowanej smugi biotytowej; blaszki biotytu są powyginane, popękane i często rozwarstwione wzdłuż powierzchni łupliwości (strzałki); zawierają liczne wrostki apatytu, cyrkonu i tlenków żelaza. NW zbocze Izerskiego Stogu – próba 96-Ż. Bez analizatora. Pow. 100 ×
Fine-flaser gneiss. Fragment of deformed biotite streak; biotite flakes are bended, cracky and often delaminated along cleavage (arrows); they contain numerous inclusions of apatite, zircon and iron oxides. NW slope of Izerski Stóg – sample 96-Ż. One nicol. Enlarg. 100 ×



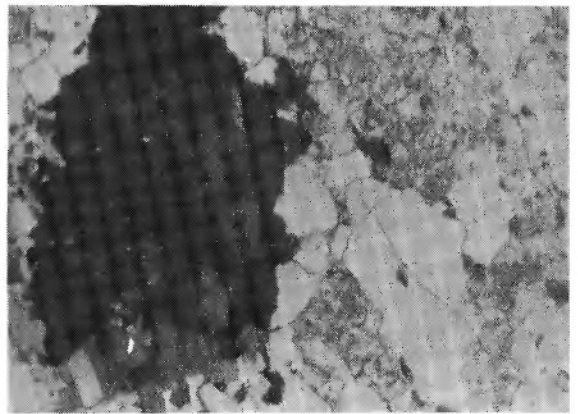
1



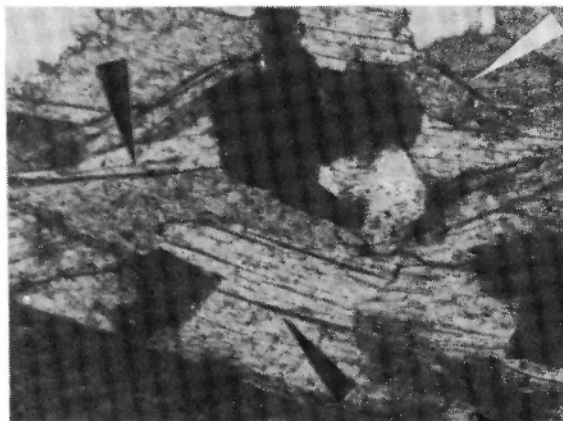
2



3



4



5

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

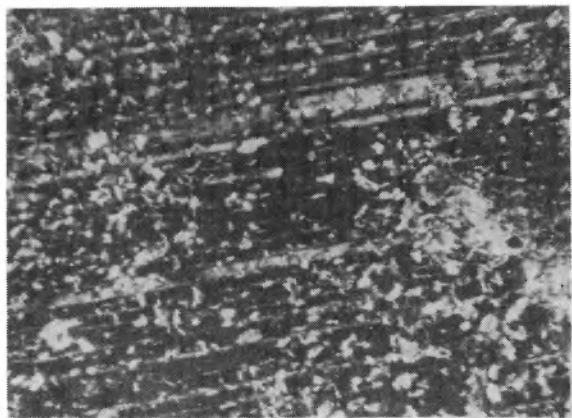
PLANSZA V

PLATE V

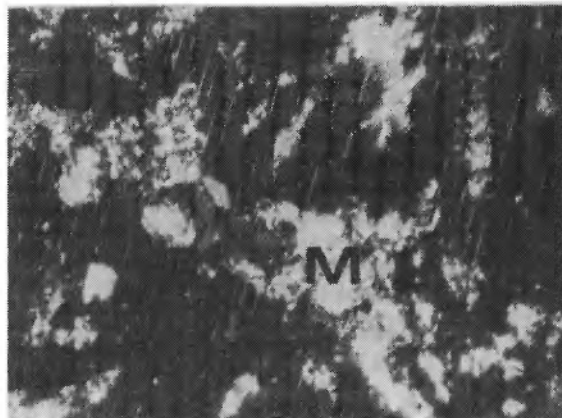
Gnejsy smużyste

Flaser gneisses

1. Gnejs drobnooczkowo-smużysty. Silnie zserycytizowany porfiroblast oligoklazau. S zbocze grzbietu Łużec – próba 171-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-augen-flaser gneiss. Strongly sericitized oligoclase porphyroblast. S slope of the Mount Łużec ridge – sample 171-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
2. Gnejs drobnosmużysty. Muskowit (M) wypierany przez rosnący porfiroblast oligoklazau. NW stok Izerskiego Stogu – próba 96-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-flaser gneiss. Muscovite (M) being replaced by growing oligoclase porphyroblast. NW slope of Izerski Stóg – sample 96-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
3. Gnejs drobnooczkowo-smużysty. Zdeformowany porfiroblast plagioklazau, zawierający liczne wrostki kwarcu (Q). Około 800 m na SE od szczytu Izerskiego Stogu. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-augen-flaser gneiss. Deformed plagioclase porphyroblast with numerous quartz inclusions (Q). About 800 m SE of the Izerski Stóg summit. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
4. Gnejs drobnooczkowo-smużysty. Silnie skataklazowane ziarno plagioklazau. Lokalizacja jak na fot. 3. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-augen-flaser gneiss. Strongly cataclastic plagioclase grain. Location as in pl. V. 3. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
5. Gnejs średniooczkowo-smużysty. Silnie skataklazowane ziarno oligoklazau. Okolice schroniska turystycznego na Izerskim Stogu – próba 1e-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Medium-augen-flaser gneiss. Strongly cataclastic oligoclase grain. Vicinity of the tourist hut at Izerski Stóg – sample 1e-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
6. Gnejs drobnosmużysty. Wzrastanie „kratkowo” zblźnionego porfiroblastu mikroklinu (K), kosztem kwarcu (Q) i zserycytizowanego plagioklazau (P); od tego ostatniego odchodzą reliktowe pertyty. Świeradów Zdrój, potok Mirotko – próba 473-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Fine-flaser gneiss. Latticed twinning in microcline porphyroblast (K) growing at the cost of quartz (Q) and sericitized plagioclase (P); relict perthite sticks out of the latter. Świeradów Zdrój, the Mirotko stream – sample 473-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×



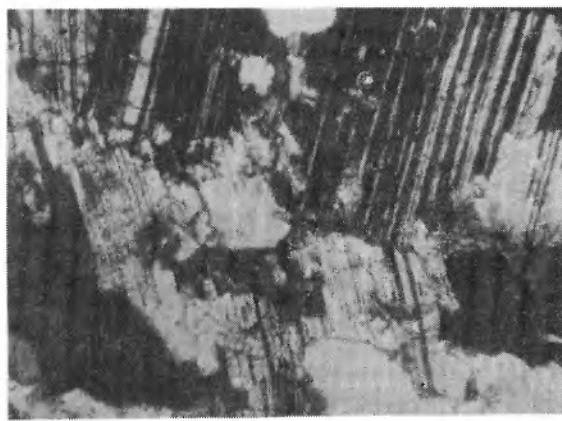
1



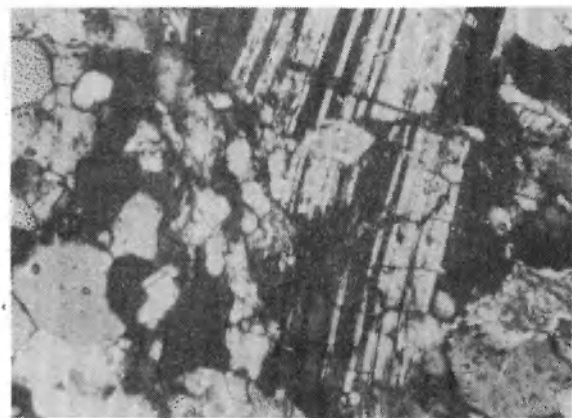
2



3



4



5



6

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

PLANSZA VI

PLATE VI

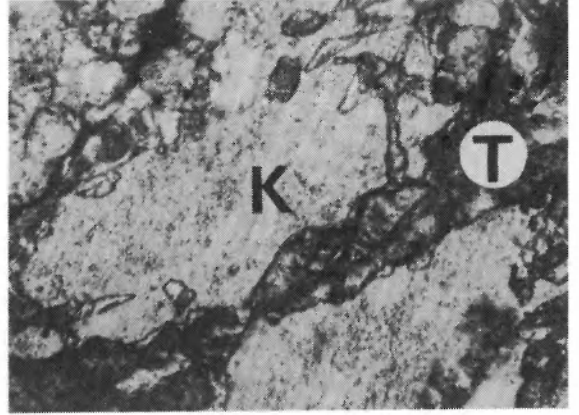
Granitognejsy i granity izerskie

Izera granite-gneisses and granites

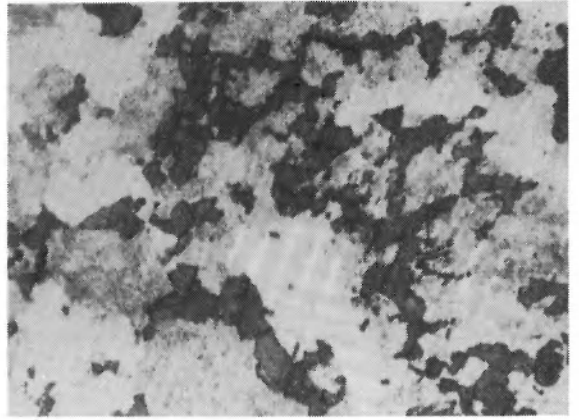
1. Granitognejs drobnoziarnisto-porfirowy. Silnie zdeformowane ziarno oligoklaz. Góra Smrk, partia szczytowa – próba 54-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Fine-grained porphyraceous granite-gneiss. Strongly deformed oligoclase grain. Mount Smrk, near the summit – sample 54-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 100 ×
2. Granitognejs drobnoziarnisto-porfirowy. Metasomatyczne przerosty turmalinowe (T) infiltrujące ziarno mikroklinu (K). SW stok Izerskiego Stogu – próba 53-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Fine-grained porphyraceous granite-gneiss. Metasomatic tourmaline intergrowth (T) infiltrating into microcline grain (K). SW slope of Izerski Stóg – sample 53-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 100 ×
3. Granitognejs drobnoziarnisto-porfirowy. Turmaliny (ciemne) wykorzystujące przestrzenie międzyziarnowe oraz infiltrujące w skataklazowane ziarna minerałów. Lokalizacja jak na fot. 2. Bez analizatora. Pow. 20 ×
Fine-grained porphyraceous granite-gneiss. Tourmaline (dark) occupying intergranular spaces and infiltrating into cataclastic mineral grains. Location as in pl. VI, 2. One nicol. Enlarg. 20 ×
4. Granitognejs średnioziarnisto-porfirowy. Porfiroblastyczny biotyt (B II) wypierany zgodnie z powierzchniami łupliwości przez metasomatyczny kwarc (Q III). Okolice schroniska turystycznego na Izerskim Stogu – próba 1c-Ż. Bez analizatora. Pow. 90 ×
Medium-grained porphyraceous granite-gneiss. Porphyroblastic biotite (B II) being replaced by metasomatic quartz (Q III) along cleavage surfaces. Vicinity of the tourist hut at Izerski Stóg – sample 1c-Ż. One nicol. Enlarg. 90 ×
5. Granit drobnoziarnisto-porfirowy. Plamiste zastępowanie spękanego plagioklaz (P) przez mikroklina (K). N zbocze Izerskiego Stogu, około 300 m poniżej schroniska turystycznego – próba 8c-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-grained porphyraceous granite. Maculose replacement of cracky plagioclase (P) by microcline (K). N slope of Izerski Stóg, some 300 m from the tourist hut – sample 8c-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×



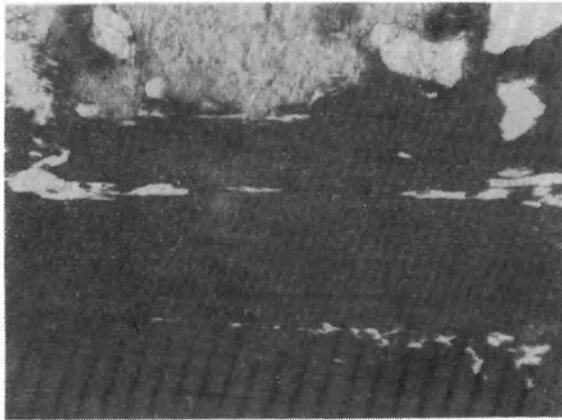
1



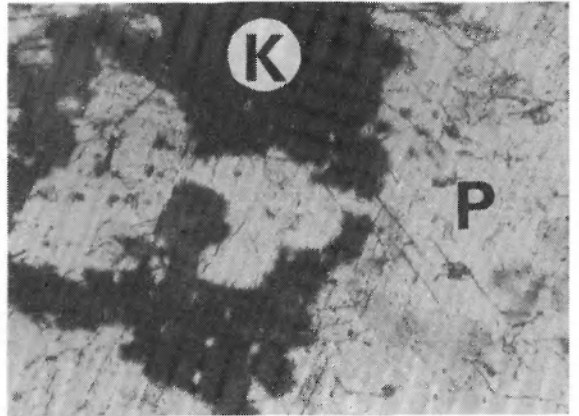
2



3



4



5

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

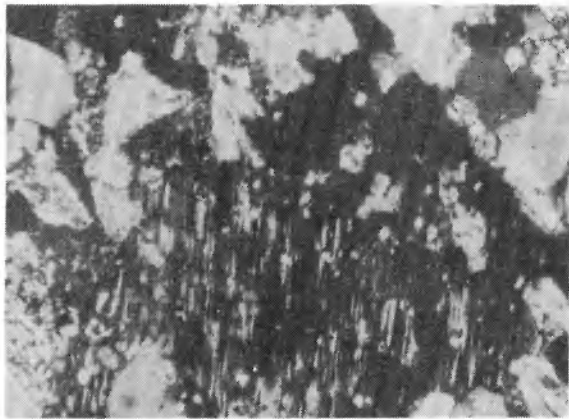
PLANSZA VII

PLATE VII

Granity izerskie

Izera granites

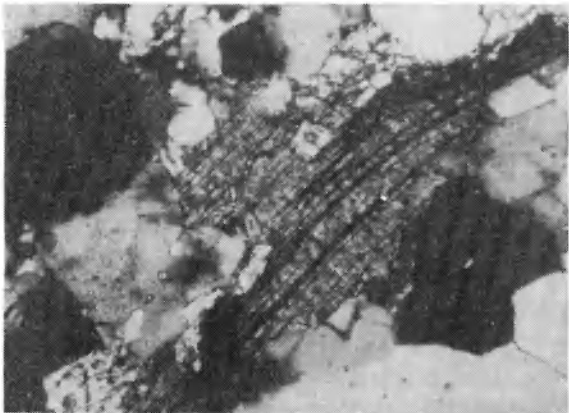
1. Granit drobnoziarnisto-porfirowy. Pseudomorfoza albitu szachownicowego po mikroklinie. Góra Smolak – próba 15b-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-grained porphyreous granite. Checkered albite pseudomorph after microcline. Mount Smolak – sample 15b-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
2. Granit drobnoziarnisto-porfirowy. Porfiroblastyczny biotyt (B II) nie wykazujący tektonicznych deformacji. W stok góry Opaleniec, dolina potoku Czerniawka – próba 89-Ż. Bez analizatora. Pow. 80 ×
Fine-grained porphyreous granite. Porphyroblastic biotite (B II) exhibiting no tectonic deformation. W slope of Mount Opaleniec, the Czerniawka stream valley – sample 89-Ż. One nicol. Enlarg. 80 ×
3. Granit drobnoziarnisto-porfirowy. Porfiroblastyczny biotyt (B II) wygięty i rozwarstwiony wzdłuż łupliwości. Lokalizacja jak na fot. 2. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-grained porphyreous granite. Porphyroblastic biotite (B II) bended and delaminated along cleavage. Location as in pl. VII, 2. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
4. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Myrmekit (strzałka) występujący na granicy plagioklazu (P) i skalenia potasowego (K). N stok góry Świeradowiec – próba 11-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Medium-grained porphyreous granite. Myrmekite (arrow) at the boundary between plagioclase (P) and potash feldspar (K). N slope of Mount Świeradowiec – sample 11-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×
5. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Eutektyczne przerosty mikropismowe kwarcu (jasne) w skaleniu potasowym (ciemny). Świeradów Zdrój, koryto potoku Mirotka – próba 470-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Medium-grained porphyreous granite. Eutectic micrographic intergrowths of quartz (light) and potash feldspar (dark). Świeradów Zdrój, the Mirotka stream bed – sample 470-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×
6. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Eutektyczne przerosty mikropismowe kwarcu (ciemny) w skaleniu potasowym (jasny). Lokalizacja jak na fot. 5. Nikole skrzyżowane. Pow. 28 ×
Medium-grained porphyreous granite. Eutectic micrographic intergrowths of quartz (dark) and potash feldspar (light). Location as in pl. VII, 5. Crossed nicols. Enlarg. 28 ×



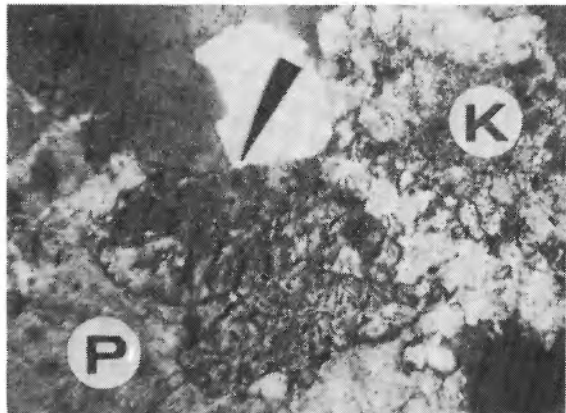
1



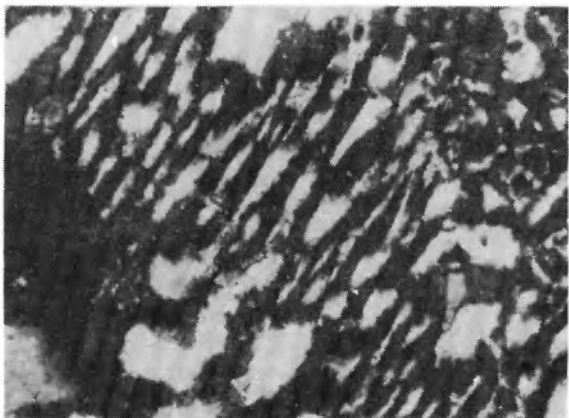
2



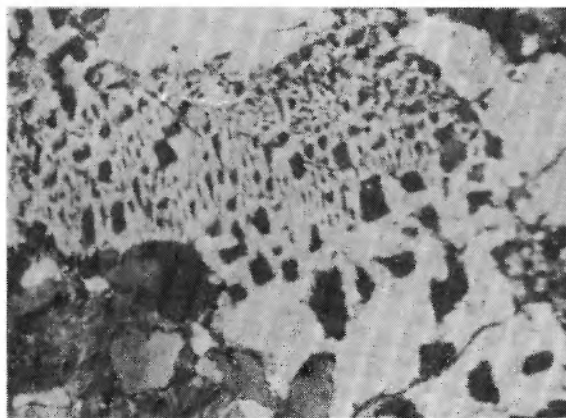
3



4



5



6

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

PLANSZA VIII

PLATE VIII

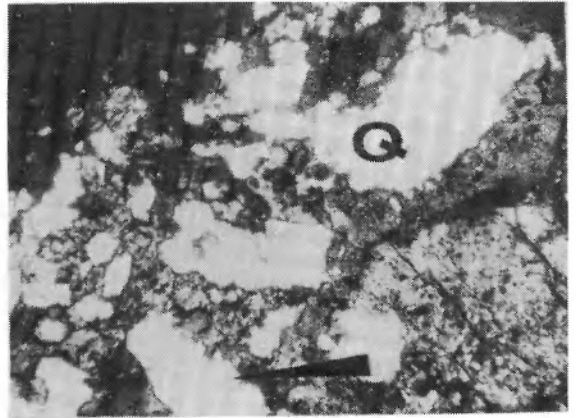
Granity izerskie

Izera granites

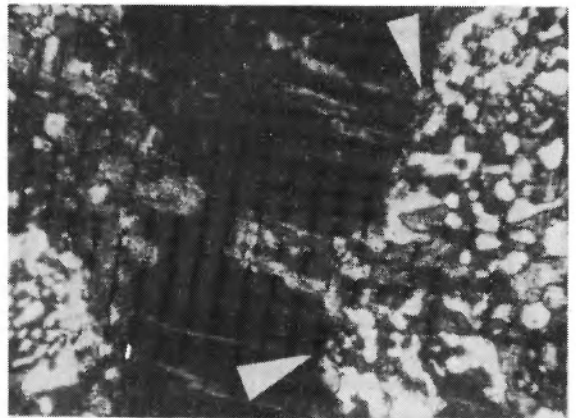
1. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Eutektyczne przerosty mikropismowe kwarcu (Q) w skaleniu potasowym. Świeradów Zdrój, koryto potoku Mirotki – próba 470-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Medium-grained porphyreous granite. Eutectic micrographic intergrowths of quartz (Q) and potash feldspar. Świeradów Zdrój, the Mirotki stream bed – sample 470-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 100 ×
2. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Infiltracyjne przerosty mikropismowe kwarcu (Q) w skaleniach potasowych; niektóre z nich przerastają równocześnie kilka ziarn K-skali (strzałka). N stok góry Smrk – próba 149-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Medium-grained porphyreous granite. Infiltration micrographic intergrowths of quartz (Q) and potash feldspar; certain quartz grains intergrow with a few grains of K-feldspar at a time (arrow). N slope of Mount Smrk – sample 149-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
3. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Infiltracyjne przerosty mikropismowe kwarcu występujące tylko w jednej części karlsbadzko zbliźniaczonego ziarna mikroklinu, nie przekraczające jego płaszczyzny zrostu (strzałki). N stok góry Smrk – próba 149-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Medium-grained porphyreous granite. Infiltration micrographic intergrowths of quartz in one part only of the Carlsbad twin of microcline, not overspreading the composition plane (arrows). N slope of Mount Smrk – sample 149-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×
4. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Metasomatyczny kwarc (Q II) wypełniający przestrzenie pomiędzy ziarnami oligoklazu (P) i mikroklinu (K); kwarc ten przecięty jest pęknięciem wypełnionym serycytem (strzałki). Lokalizacja jak na fot. 3. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Medium-grained porphyreous granite. Metasomatic quartz (Q II) occupying the spaces between oligoclase (P) and microcline (K) grains; this quartz is cut by a cleft filled up with sericite (arrows). Location as in pl. VIII, 3. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
5. Granit średnioziarnisto-porfirowy. Metasomatyczny kwarc (Q II lub III?) wypełniający spękanie w fenokryształach mikroklinu (K). Lokalizacja jak na fot. 3. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Medium-grained porphyreous granite. Metasomatic quartz (Q II or III?) occupying a crack in the microcline phenocryst (K). Location as in pl. VIII, 3. Crossed nicols. Enlarg. 100 ×



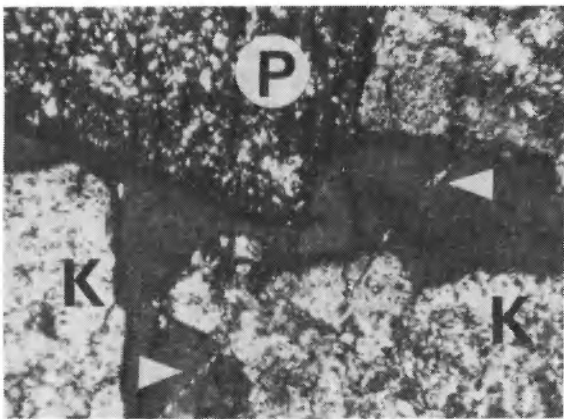
1



2



3



4



5

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

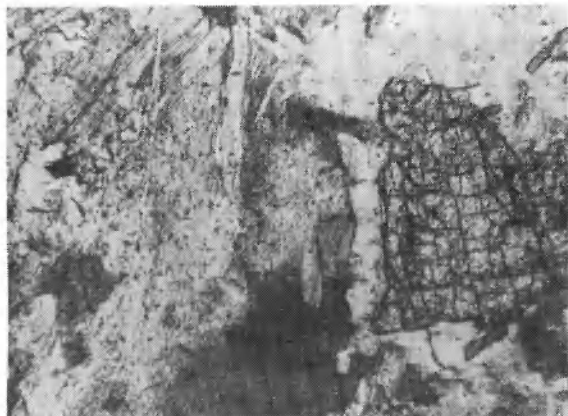
PLANSZA IX

PLATE IX

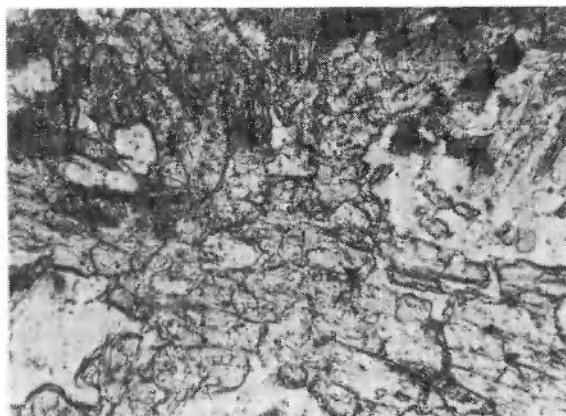
Granity i leukogranity izerskie

Izera granites and leucogranites

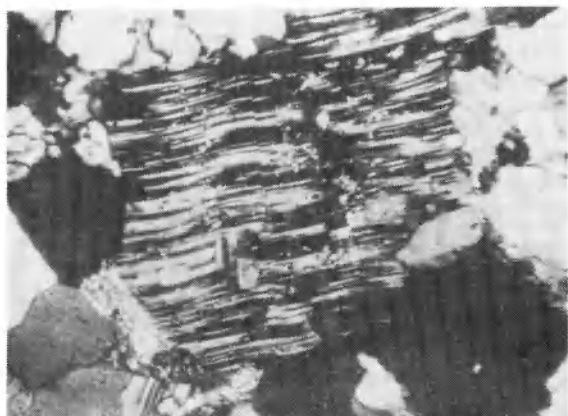
1. Granit równo-gruboziarnisty. Ziarno andalazytu z dwoma wyraźnymi kierunkami łupliwości. Przełęcz Łącznik pomiędzy górą Smrk i Izerskim Stogiem – próba 42-Ż. Bez analizatora. Pow. 90 ×
Coarse-even-grained granite. Andalusite grain with two distinct cleavage directions. Pass Łącznik between Mount Smrk and Izerski Stóg – sample 42-Ż. One nicol. Enlarg. 90 ×
2. Granit równo-gruboziarnisty. Andalazyt rozpadający się zgodnie z prostokątną łupliwością na mniejsze elementy, otaczane przez kwarc. Lokalizacja jak na fot. 1. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Coarse-even-grained granite. Andalusite disintegrated along lattice cleavage into smaller elements surrounded by quartz. Location as in pl. IX, 1. One nicol. Enlarg. 65 ×
3. Leukogranit równo-drobnoziarnisty. Nieznacznie zdeformowane (wygięcie prążków bliźniaczych) ziarno pomikroklinowego albitu szachownicowego. NW stok Izerskiego Stogu, dolina potoku Czerniawka – próba 545-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Fine-even-grained leucogranite. Slightly deformed (bending of twinning lamellae) grain of postmicrocline checkered albite. NW slope of Izerski Stóg, the Czerniawka stream valley – sample 545-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×
4. Leukogranit równo-drobnoziarnisty. Ziarno albitowo i peryklinowo (lub aklinowo?) zbliźnionego albitu (An_{0-2}) – z widocznym pęknięciem (strzałka) powodującym nieznaczne wygięcie prążków bliźniaczych – wypierane przez albit szachownicowy (Ac). W zbocze góry Opaleniec – próba 90-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Fine-even-grained leucogranite. Albite grain (An_{0-2}) with albite- and pericline (or accline?) twinning and noticeable crack (arrow) causing slight bending of twinning lamellae – being replaced by checkered albite (Ac). W slope of Mount Opaleniec – sample 90-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×
5. Leukogranit równo-drobnoziarnisty. Wygięte ziarno wczesnego albitu (An_{7-8}) otoczone przez albit szachownicowy nie wykazujący deformacji. Lokalizacja jak na fot. 4. Nikole skrzyżowane. Pow. 80 ×
Fine-even-grained leucogranite. Bended grain of early albite (An_{7-8}) surrounded by checkered albite exhibiting no deformation. Location as in pl. IX, 4. Crossed nicols. Enlarg. 80 ×
6. Leukogranit średnioziarnisto-porfirowy. Wrostek albitu szachownicowego zamknięty wewnątrz metasomatycznego kwarcu (Q III). NW stok Izerskiego Stogu – próba 95-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Medium-grained porphyreous leucogranite. Checkered albite inclusion closed inside metasomatic quartz (Q III). NW slope of Izerski Stóg – sample 95-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×



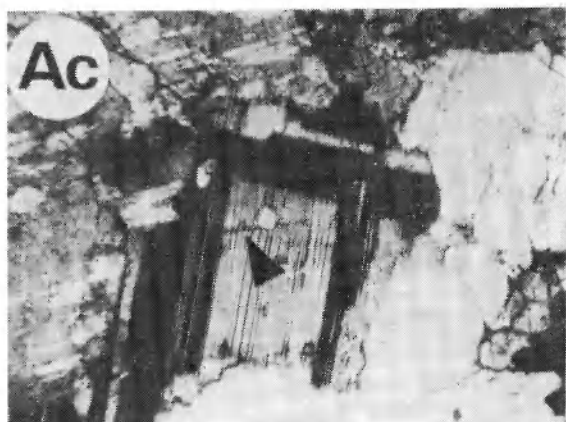
1



2



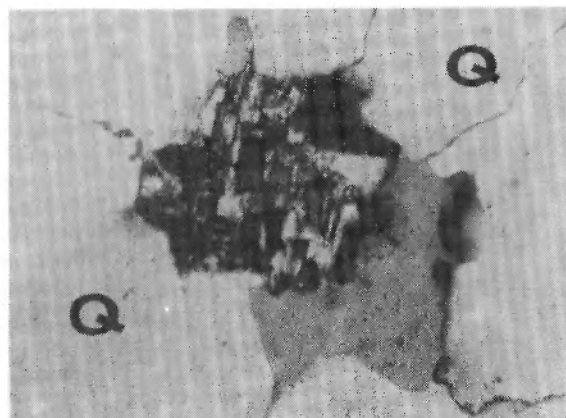
3



4



5



6

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

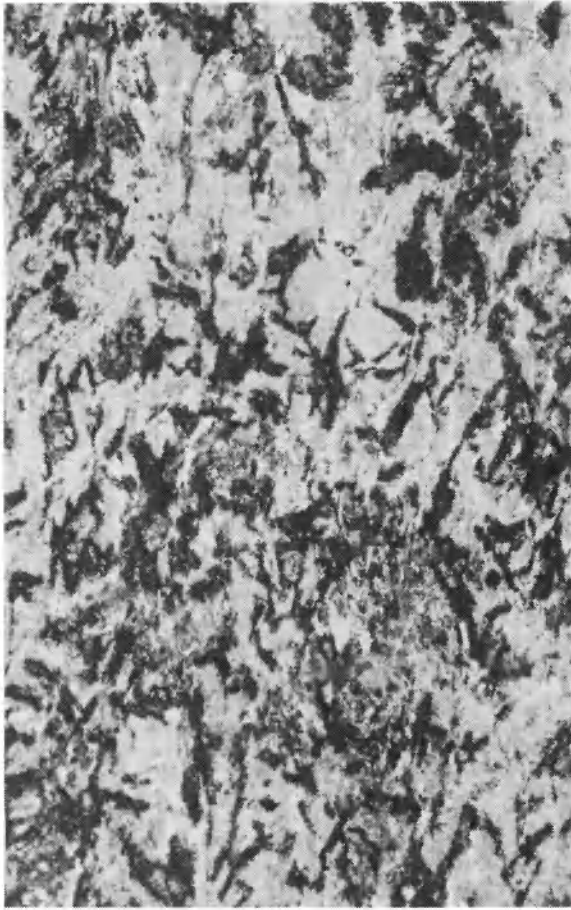
PLANSZA X

PLATE X

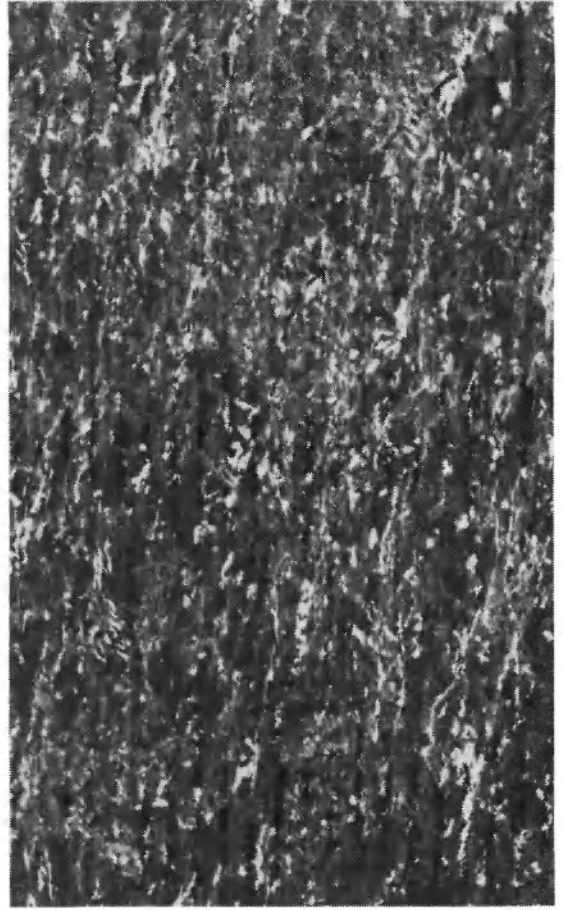
Amfibolity

Amphibolites

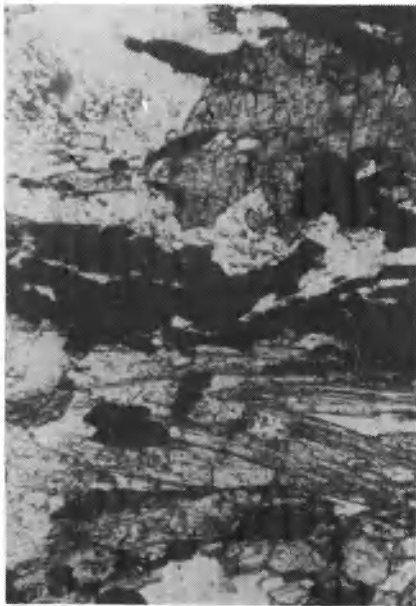
1. Amfibolit o bezkierunkowej teksturze i blastoofitowej strukturze. Dolina potoku Mokrzyca poniżej Polany Izerskiej – próba 582-Ż. Obraz negatywowy w świetle normalnym. Pow. 10 ×
Amphibolite with directionless structure and blastoophitic texture. The Mokrzyca stream valley, below Polana Izerska – sample 582-Ż. Negative picture in plane light. Enlarg. 10 ×
2. Amfibolit o wyraźnie kierunkowej teksturze. „Siodło” pomiędzy górą Smrk i Czerniawską Kopą – próba 139-Ż. Obraz negatywowy w świetle normalnym. Pow. 10 ×
Amphibolite with distinct directive structure. Pass between Mount Smrk and Czerniawska Kopa – sample 139-Ż. Negative picture in plane light. Enlarg. 10 ×
3. Amfibolit o kierunkowej teksturze podkreślonej przez słupki hornblendy i smugi tlenków żelaza. Lokalizacja jak na fot. 2. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Amphibolite with directive structure set off with hornblende columns and streaks of iron oxides. Location as in pl. X, 2. One nicol. Enlarg. 65 ×
4. Liczne nieregularne lub kopertowo wykształcone ziarna tytanitu (s) występujące w towarzystwie hornblendy oraz igielkowego aktynolitu; w niektórych ziarnach tytanitu znajdują się wrostki apatyty (strzałka). „Siodło” pomiędzy górą Smrk i Czerniawską Kopą – próba 140-Ż. Bez analizatora. Pow. 100 ×
Numerous irregular or envelope-shaped titanite grains (s) accompanied by hornblende and acicular actinolite; within certain grains of titanite there are inclusions of apatite (arrow). Pass between Mount Smrk and Czerniawska Kopa – sample 140-Ż. One nicol. Enlarg. 100 ×



1



2



3



4

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

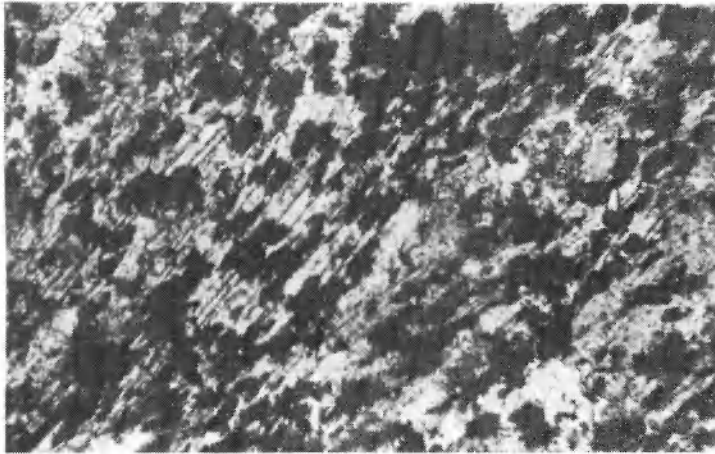
PLANSZA XI

PLATE XI

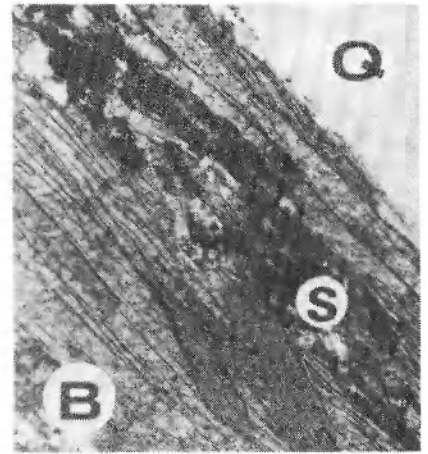
Skały łuszczykowe i chlorytowe

Mica and chlorite rocks

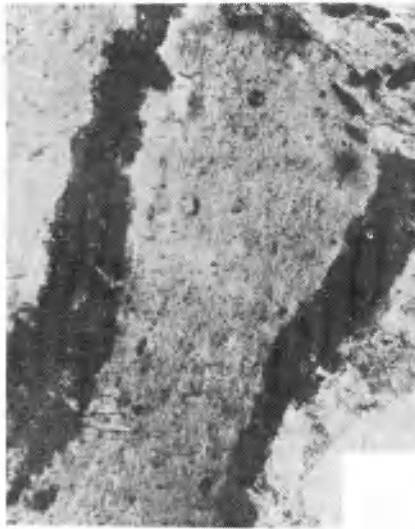
1. Łupek kwarcowo-biotytowy. Wyjątkowo liczne tlenki żelaza powodujące plamistą impregnację laminy biotytowej. Czerniawa Zdrój Górna, dolina potoku Czerniawka – próba 112-7. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Quartz-biotite schist. Extremely numerous iron oxides causing maculose impregnation of biotite lamina. Czerniawa Zdrój Górna, the Czerniawka stream valley – sample 112-Ž. One nicol. Enlarg. 65 ×
2. Łupek kwarcowo-biotytowy. Wydłużone ziarna tytanitu układające się zgodnie z laminacją skały; tytanit – s, biotyt – B, kwarc – Q. Lokalizacja jak na fot. 1. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Quartz-biotite schist. Elongated grains of titanite placed along lamination of the rock; titanite – s, biotite – B, quartz – Q. Location as in pl. XI, 1. One nicol. Enlarg. 65 ×
3. Łupek kwarcowo-biotytowy. Wydłużone agregaty tytanitu występujące wewnątrz dużej blaszki biotytu. Lokalizacja jak na fot. 1. Bez analizatora. Pow. 65 ×
Quartz-biotite schist. Elongated aggregations of titanite within a large biotite flake. Location as in pl. XI, 1. One nicol. Enlarg. 65 ×
4. Skała biotytowa. Niezgodna wkładka skał biotytowych (łb) w gruboziarnistych granitognejsach izerskich; pomiar: azymut upadu i kąt upadu wkładki. Świeradów Zdrój, NE zbocze Izerskiego Stogu – próba 703-Ž
Biotite rock. Discordant intercalation of biotite rock (łb) in coarse-grained Izer granite-gneisses; measurement: bearing of dip line of the intercalation. Świeradów Zdrój, NE slope of Izerski Stóg – sample 703-Ž
5. Łupek muskowitowy. Wyraźna laminacja skały wyrażona przez naprzemianległe ułożenie warstewek kwarcowo-skalenio-
wych oraz bardziej drobnoziarnistych, muskowitowo-kwarcowych. Przełęcz pomiędzy górą Smrk i Czerniawską Kopą –
próba 138-Ž. Nikole skrzyżowane. Pow. 28 ×
Muscovite schist. Distinct lamination of the rock is manifested by interdigitating disposition of quartz-feldspar layers and more fine-grained muscovite-quartz ones. Pass between Mount Smrk and Czerniawska Kopa – sample 138-Ž. Crossed nicols. Enlarg. 28 ×
6. Łupek muskowitowy. Kolankowo zbliżniaczony rutil na tle drobnoziarnistej masy muskowitowo-kwarcowej. Lokalizacja jak na fot. 5. Bez analizatora. Pow. 225 ×
Muscovite schist. Genuiculated twinning of rutile in the background of fine-grained muscovite-quartz mass. Location as in pl. XI, 5. One nicol. Enlarg. 225 ×
7. Skała chlorytowa. Rozetkowe agregaty poamfibolowego chlorytu. Przełęcz pomiędzy górą Smrk i Czerniawską Kopą –
próba 143-Ž. Bez analizatora. Pow. 80 ×
Chlorite rock. Rosette aggregations of postamphibole chlorite. Pass between Mount Smrk and Czerniawska Kopa – sample 143-Ž. One nicol. Enlarg. 80 ×



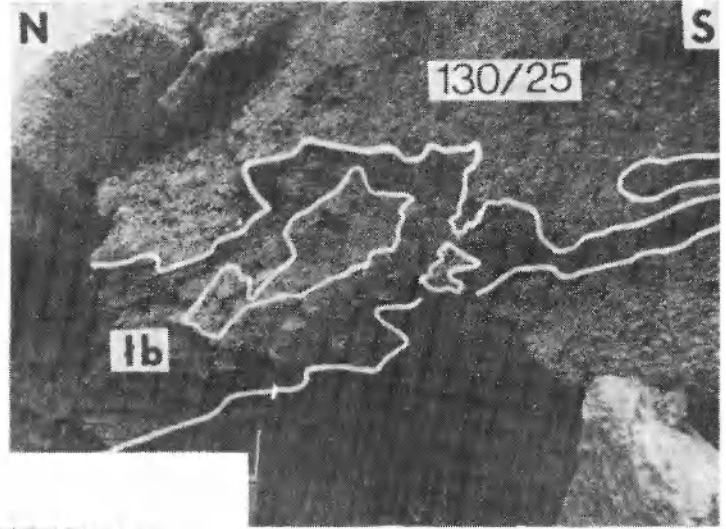
1



2



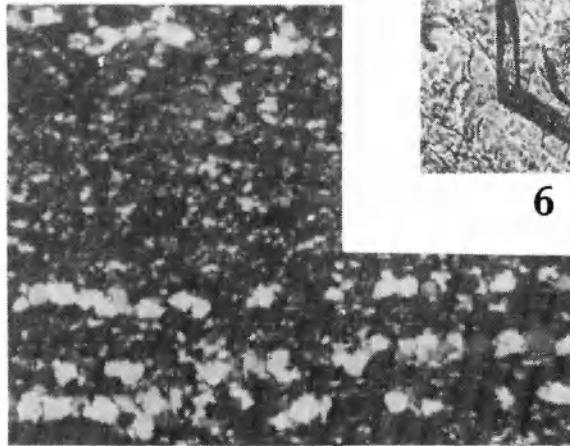
3



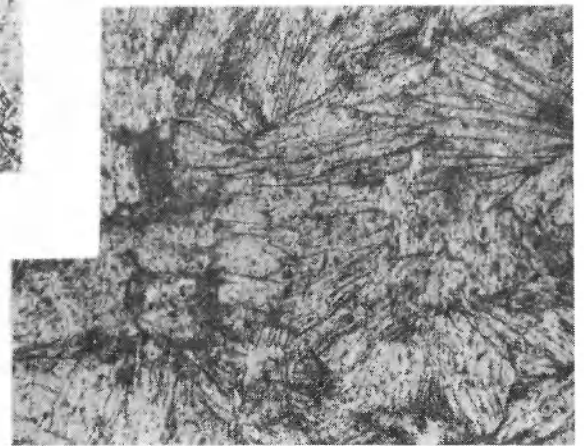
4



6



5



7

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)

PLANSZA XII

PLATE XII

Skąły kwarcowo-turmalinowe

Quartz-tourmaline rocks

1. Skąła kwarcowo-turmalinowa występująca w postaci naskorupienia, powstałego wewnątrz szczeliny w granicie izerskim. E stok Izerskiego Stogu, rejon źródłowy potoku Świeradówka.
Quartz-tourmaline rock in the form of crustification originated inside a fissure in Izer granite. E slope of Izerski Stóg, spring area of the Świeradówka stream
2. Kwarc (Q III) wykorzystujący spęknięcia (strzałka) w turmalinie (T). NW zbocze Izerskiego Stogu – próba 33-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Quartz (Q III) occupying cracks (arrow) in tourmaline (T). NW slope of Izerski Stóg – sample 33-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 65 ×

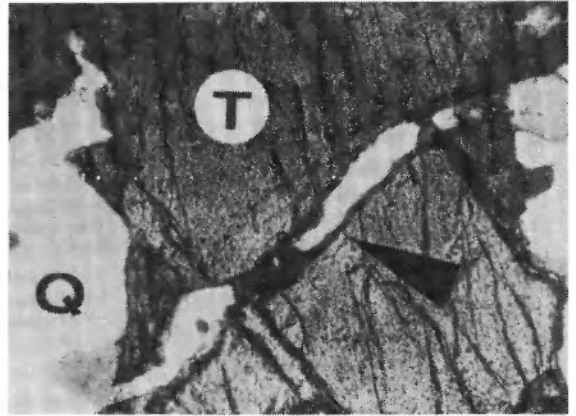
Skąły żyłowe

Vein-rocks

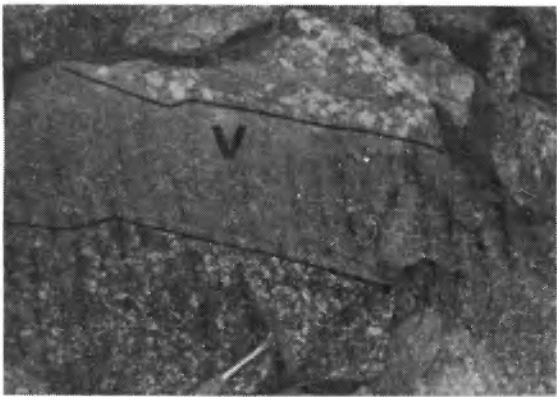
3. Żyła drobnoziarnistego granitu izerskiego (v) przecinająca gruboziarnisty granit izerski. E zbocze Izerskiego Stogu, górny bieg potoku Świeradówka
Fine-grained Izer granite vein (v) cutting coarse-grained Izer granite. E slope of Izerski Stóg, the Świeradówka stream head
4. Żyła drobnoziarnistego granitu izerskiego (v) przecinająca gruboziarnisty granitognejs izerski. E zbocze góry Świeradowiec na N od Polany Izerskiej – próba 243-Ż
Fine-grained Izer granite vein (v) cutting coarse-grained Izer granite-gneiss. E slope of Mount Świeradowiec, north of Polana Izerska – sample 243-Ż
5. Mikrogranitoid. Fenokryształy silnie zserycytizowanych skaleni potasowych (k), tkwiące w bardzo drobnoziarnistym tle skalnym. Około 300 m na N od Polany Izerskiej – 247-Ż. Nikole skrzyżowane. Pow. 16 ×
Microgranitoid. Strongly sericitized phenocrysts of potash feldspar (k) in very fine-grained groundmass. About 300 m north of Polana Izerska – sample 247-Ż. Crossed nicols. Enlarg. 16 ×
6. Spessartyt o wyraźnej strukturze porfirowej; widoczne są prakryształy hornblendy (strzałka). N zbocze góry Podmokła, dolina potoku Mokrzyca – próba 597b-Ż. Obraz negatywowy w świetle normalnym – przechodzącym. Pow. 6 ×
Spessartite with distinct porphyritic texture; hornblende protocrysts (arrow) are observable. N slope of Mount Podmokła, the Mokrzyca stream valley – sample 597b-Ż. Negative picture in plane transmitted light. Enlarg. 6 ×



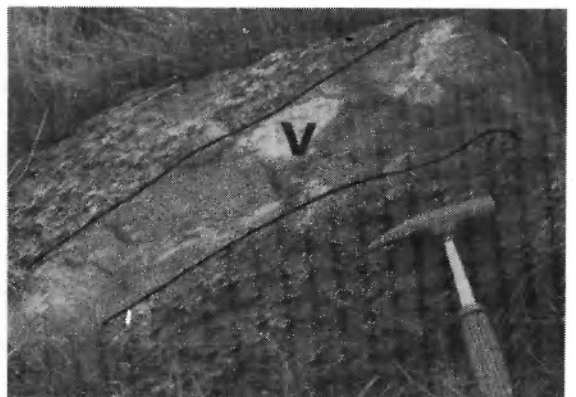
1



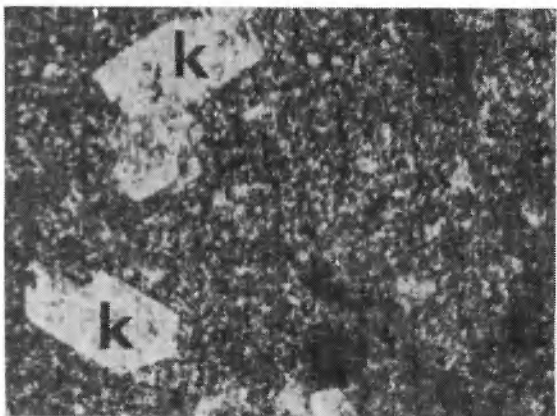
2



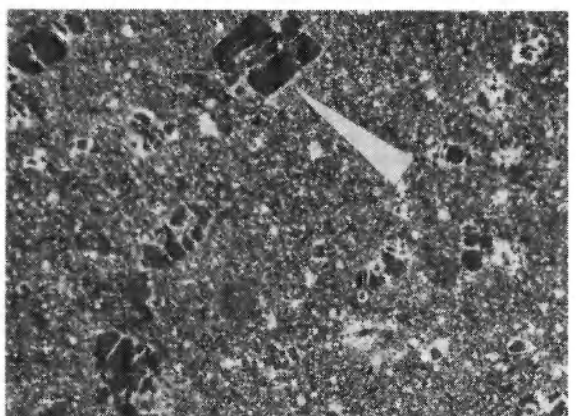
3



4



5



6

Jerzy ŻABA – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie)
Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes)