

Kazimierz KOZŁOWSKI

## ŁUPKI KRYSZALICZNE I LEUKOGRANITY PASMA STARA KAMIENICA — — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

### SPIS TREŚCI

C z ę ś ć I	
Wstęp . . . . .	8
Historia dotychczasowych badań . . . . .	10
C z ę ś ć II	
Charakterystyka petrograficzna skał pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój . . . . .	14
Łupki łyszczykowe . . . . .	14
Gnejsy kamienickiego pasma łupkowego . . . . .	22
Leptynity . . . . .	28
Leukogranity . . . . .	31
Erlany . . . . .	36
Skały amfibolowe . . . . .	38
Skały termicznie zmienione . . . . .	39
C z ę ś ć III	
Charakterystyka petrograficzna gnejsów pasma kamienickiego i Grzbietu Izerskiego . . . . .	41
Część wschodnia kompleksu gnejsów izerskich — gnejsy Jelenich Skał, Chromca, Gierczyna, Świeradowa-Zdroju, Kopańca . . . . .	41
Część zachodnia kompleksu gnejsów izerskich — gnejsy Góry Kamieni- cy i Izerskiego Stogu . . . . .	44
C z ę ś ć IV	
Charakterystyka geologiczna poszczególnych rejonów pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój . . . . .	46
Rejon Wojcieszyc . . . . .	46
Rejon Starej Kamienicy . . . . .	47
Rejon Kwieciszowic . . . . .	56
Rejon Przeczniczy . . . . .	57
Rejon Gierczyna . . . . .	58
Rejon Świeradowa-Zdroju . . . . .	60
Rejon Czerniawy-Zdroju . . . . .	62
Czechosłowacka część kompleksu łupków łyszczykowych . . . . .	65
Południowo-zachodni kontakt skał głównego pasma łupków łyszczyko- wych z granitem Karkonoszy . . . . .	68
Ogólna charakterystyka pasma łupkowego Stara Kamienica — Świera- dów-Zdrój . . . . .	69
C z ę ś ć V	
Charakterystyka petrograficzna wtrąceń łupków krystalicznych w obrębie gnejsów izerskich na północ od pasma łupkowego Stara Kamienica — Świe- radów-Zdrój . . . . .	71
Pasma łupkowe Raspenavy (Czechosłowacja) . . . . .	71
Skały wzgórza Wyrwak . . . . .	72
Złotnickie pasmo łupkowe . . . . .	73
Łupki łyszczykowe okolic Jindřichovic (CSRS) . . . . .	75
Profil geologiczny w okolicy Giebułtowa . . . . .	75

## Część VI

Wnioski petrogenetyczne . . . . .	77
Materiał wyjściowy skał pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój	77
Leukokratyzacja, albityzacja, wzbogacenie we fluoryt i turmalin skał pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój . . . . .	81
Mineralno-facjalna przynależność skał kompleksu Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój . . . . .	83
Ewolucja metamorficzna skał pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój . . . . .	84
Literatura . . . . .	86
Summary . . . . .	89

## Streszczenie

Podano charakterystykę petrograficzną i geologiczną łupków łyszczykowych, gnejsów, leptynitów, amfibolitów, hornfelsów, skarnów i leukogranitów pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Ogólnie scharakteryzowano skały rejonów: Raspenavy (CSRS), wzgórza Wyrwak koło Mirska, Złotnik, Jindřichovic (CSRS), Giebułtowa. Stwierdzono objawy działalności rozтворów leukokratyzujących, które doprowadziły do utworzenia leukogranitów, gnejsów leukokratycznych, leptynitów leukokratycznych, częściowo leukokratyzując łupki łyszczykowe. Seria łupków krystalicznych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój była pierwotnie zbudowana ze skał ilastych (łupki łyszczykowe), piaskowców (gnejsy śródlupkowe), margli (am-

fibolity i łupki amfibolowe), mułowców szarogłazowych lub tufów ryolitowych (leptynity). Uległa ona metamorfizmowi co najmniej w kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej subfacji facji zieleńcowej w temperaturach 500—550°. Ukierunkowanie nastąpiło w czasie młodokaledońskiej fazy orogenicznej. U schyłku tej fazy rozpoczęła się działalność rozтворów leukokratyzujących i trwała nadal już po ustaleniu ruchów górotwórczych. Po leukokratyzacji nastąpiła regionalna albityzacja, a następnie zostały uruchomione rozтворy boro-, fluoro- i potasonośne. W pracy podano 19 nowych analiz chemicznych łupków łyszczykowych, leptynitów, gnejsów, leukogranitów.

## Część I

## WSTĘP

Niniejsza praca obejmuje obszar występowania łupków mikowych na północnych zboczach pasma kamienickiego na Pogórzu Izerskim oraz przyległe od południa tereny, których skały zdają się być ściśle związane pod względem genetycznym. Badaniami objęto także część pasma przedłużającego się w kierunku zachodnim na terytorium Czechosłowacji. Aby porównać włączono do pracy krótkie charakterystyki petrograficzne innych pasm, jak: złotnickiego i Jindřichovic (CSRS), a także wtrąceń łupków łyszczykowych w gnejsach izerskich, łupków łyszczykowych i grejzenów wzgórza Wyrwak oraz łupków łyszczykowych, amfibolitów i gnejsów odwierconych w rejonie Giebułtowa.

Omawiany pas łupków łyszczykowych rozpoczyna się w Czechosłowacji, biegnie przez granicę w okolicy Czerniawy-Zdroju ku wschodowi — u podnóża pasma kamienickiego — poprzez miejscowości: Świeradów-Zdrój, Gierczyn, Przecznice, Proszow, Kwieciszowice, Starą Kamienicę, a kończy się niezgodnym kontaktem z granitem Karkonoszy w pobliżu miejscowości Wojcieszyc. Zachodni jego kraniec jest również wyznaczony przez niezgodny kontakt z tym samym granitem w okolicy Lazne Libverda w Czechosłowacji. Całkowita długość pasa łupków łyszczykowych wynosi około

36 km, z czego około 29 km znajduje się w granicach Polski. Szerokość jego jest zmienna i waha się od 2 do 0,5 km. Z map geologicznych G. Berga (1921—1922), G. Berga, W. Ahrensa (1921—1923) i E. Zimmermanna (1915—1925, 1928) wynika, że jest on najszerszy w rejonach Gierczyna, Świeradowa-Zdroju i Czerniawy-Zdroju, najwęższy zaś na odcinku od Wojcieszyc do Starej Kamienicy. Badania autora nie są jednak z tym zgodne, zwłaszcza w rejonie Starej Kamienicy, gdzie pas łupków łyszczykowych jest szerszy niż wynikałoby z wyżej wspomnianych geologicznych map niemieckich. Omawiane pasmo łupków łyszczykowych przebiega łukiem wygiętym lekko ku północy, przyjmując na środkowym odcinku kierunek prawie równoleżnikowy.

We wschodniej części badanego terenu kompleks łupków łyszczykowych tworzy najniższe części północnych stoków pasma kamienickiego, w związku z czym występują one na terenie prawie płaskim, łagodnie nachylonym ku północy. W centralnych częściach pakietu łupkowego zarysowują się niewielkie wzgórza, zwykle jednak różnice poziomu między nimi a sąsiednim terenem nie przekraczają 20—30 m. Od Czerniawy-Zdroju ku zachodowi zmienia się charakter rzeźby terenu. W rejonie tym południowa część omawianego kompleksu two-

rzy dość stromo opadające ku północy stoki Izerskiego Stogu, na terytorium zaś Czechosłowacji, w centralnej części pasma łupkowego, występuje wyraźna o równoleżnikowym przebiegu elewacja ze szczytami: Smyrk, Svinsky, Vrch, Rapicka Hora.

Odsłonięcie terenu jest słabe, wyraźnie związane z rzeźbą terenu, a więc polepszające się stopniowo ku zachodowi. Naturalne odsłonięcia grupują się zwykle w korytach i skarpacech potoków Kamienca, Kwisy i Czerniawki spływających z Grzbietu Kamienickiego lub Izerskiego Stogu ku północy. Większą część materiałów dostarczyły luźne bloki. Dzięki pomocy finansowej Zakładu Nauk Geologicznych PAN odsłonięto za pomocą prac ziemnych niektóre dodatkowe profile. Sztuczne odsłonięcia wykonano głównie w rejonach Starej Kamienicy i Czerniawy-Zdroju.

Głównym celem prac ziemnych było rozpoznanie stref kontaktowych łupków łyszczkowych z gnejsami izerskimi. Trudności nastęczało zwłaszcza rozpoznanie północnego kontaktu łupków. Przebiega on bowiem w prawie płaskim terenie i przeważnie bywa przykryty grubym płaszczem czwartorzędu. Z tego powodu został on rozpoznany jedynie w rejonie Starej Kamienicy. Dokładniej zbadano południową strefę kontaktową pasma łupków łyszczkowych z leukogranitami lub gnejsami izerskimi. Wykorzystując naturalne odsłonięcia, uzupełnione robotami ziemnymi, poznano ją dość dokładnie w rejonach Starej Kamienicy, Kwieciszowic, Świeradowa-Zdroju, Czerniawy-Zdroju i Novego Města w Czechosłowacji.

Celem niniejszej pracy jest dokładna charakterystyka petrograficzna skał, tworzących pasmo łupków łyszczkowych i jego bezpośrednie otoczenie, oraz omówienie budowy geologicznej najpierw poszczególnych rejonów, a następnie całego kompleksu. Głównym zagadnieniem petrogenetycznym okazała się geneza leukogranitów. Istnieją różne hipotezy dotyczące genezy tych skał, jednak dopiero szczegółowe badania mogą dostarczyć argumentów potrzebnych do udowodnienia jednej z nich. Aby odtworzyć całkowitą ewolucję omawianego kompleksu trzeba wyjaśnić ciągle niejasną genezę leptynitów, czynniki powodujące wzrost postdeformacyjnego biotyту, genezę zgodnych wtrąceń gnejsów wśród łupków łyszczkowych itp. Nie wszystkie te problemy, w terenie o skomplikowanej budowie, zaciemnionej wielokrotnymi procesami metamorficznymi, mogły na obecnym etapie doczekać się jednoznacznego wyjaśnienia. Autor jednak w niniejszej pracy niektóre z nich usiłuje wyjaśnić.

Wiele innych problemów wynika w czasie prób porównywania skał kompleksu kamienickiego z ich odpowiednikami z innych części Pogórza Izerskiego. Obecnie dotychczasowa granica oddzielająca kompleksy kaczawski od

izerskiego jest coraz częściej kwestionowana. Wobec tego porównanie materiału petrograficznego drobnych na ogół wtrąceń łupków łyszczkowych w gnejsach izerskich z odpowiednimi skałami pasma kamienickiego oraz z łupkami łyszczkowymi Gór Kaczawskich, staje się problemem coraz bardziej nagłym. Porównanie łupków kaczawskich z izerskimi wykracza już poza temat niniejszej pracy, jednak przeprowadzenie studium porównawczego w obrębie izerskich łupków łyszczkowych może okazać się użytecznym przyczynkiem do rozwiązania wyżej wspomnianego problemu.

Na omawianym terenie dużą rolę odegrały takie procesy, jak: albityzacja, polegająca głównie na zastępowaniu mikroklinu albitem sachownicowym, oraz specyficzna działalność roztworów hydrotermalnych powodujących krystalizację turmalinu, fluorytu, a lokalnie i topazu. W związku z tym wyłaniają się następujące zagadnienia: ustalenie kolejności tych procesów, stwierdzenie czy albityzacja była jednolub więcej etapowa oraz czy cały albit sachownicowy powstał wtórnie kosztem wyparłego mikroklinu.

Te ogólnie scharakteryzowane zadania, stanowiące cel niniejszej pracy, narzuciły jej następujący układ: w części pierwszej podano charakterystykę petrograficzną poszczególnych typów skalnych pasma kamienickiego. W celu uniknięcia powtórzeń zostanie ona przedstawiona zbiorowo dla całego omawianego kompleksu. Rozdziały następne zawierają charakterystykę geologiczną poszczególnych rejonów, obejmującą opis profili, odsłoneń naturalnych i sztucznych.

W dalszych częściach przedstawiono inne wystąpienia łupków łyszczkowych na Pogórzu Izerskim i próbę porównania ich z odpowiednimi skałami pasma kamienickiego.

Rozdziały końcowe są próbą przedstawienia ewolucji metamorficznej kamienickiego kompleksu łupkowego, a także próbą wyjaśnienia niektórych problemów petrologicznych zasygnalizowanych już w tym rozdziale.

Praca ta została wykonana w Katedrze Petrografii, a następnie w Instytucie Geochemii, Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1963—1971. W 1967 r. autor przebywał przez 6 tygodni na stypendium Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego w Czechosłowacji, gdzie zapoznał się z budową geologiczną części omawianego pasma. Wszystkie prace ziemne wykonane na terenie kamienickiego kompleksu łupkowego zostały sfinansowane przez Zakład Nauk Geologicznych PAN.

W czasie opracowywania niniejszego artykułu oraz wykonywania prac laboratoryjnych korzystałem z cennych rad i uwag profesora dra Kazimierza Smulikowskiego, który nigdy nie szczędził mi swego czasu, za co serdecznie mu dziękuję. Dziękuję również dr hab. Witol-

dowi Smulikowskiemu za koleżeńską współpracę, udostępnienie materiałów z szurfów, wielu szlifów i próbek skalnych oraz maszynopisu swojej pracy habilitacyjnej. Dr Antoniemu Nowakowskiemu dziękuję za rady i pomoc przy wykonywaniu niektórych oznaczeń optycznych. W czasie pobytu w Czechosłowacji spotkałem się z niezwykle serdecznym przyjęciem, a wielu geologów czeskich poświęcało mi swój cenny czas, towarzysząc mi w wycieczkach tereno-

wych, jak również udostępniając materiały dotyczące czechosłowackiej części omawianego kompleksu. Wszystkim im serdecznie za to dziękuję, w szczególności zaś prof. dr Bohuslavovi Hejtmanowi, doc. dr Ferremu Fediukowi, dr Milošovi Sukovi, dr Arnoštovi Dudkovi oraz dr Karelovi Domečce. Dr Josefowi Chaloupsky'emu serdecznie dziękuję za umożliwienie pobrania próbek ze staropaleozoicznych zlepieńców w rejonie Vojtešic.

## HISTORIA DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Literatura geologiczna dotycząca budowy bloku izerskiego jest tak bogata, że przedstawienie jej w sposób wyczerpujący wymagałoby osobnego, obszernego opracowania, dlatego autor ogranicza się tu do zreferowania tylko najważniejszych poglądów odnoszących się do budowy tego terenu.

Ze starszych, które wniosły pionierski wkład w poznanie budowy bloku Karkonoszy i Gór Izerskich, należy wymienić prace G. Rosa, K. Raamera, E. Rimana. G. Rose (1857) wyróżnił na omawianym obszarze granit centralny — granityt (karkonoski) — tkwiący w przeważającej masie gnejsowej spiętrzonych w liczne pasma. Gnejsy te nie mają budowy jednorodnej, lecz składają się ze starych formacji, w które intrudowały granity: rumburski, izerski, lużycki. K. Raumer (1813) uważał cały kompleks izerski za jednorodną masę granitognejsową.

Szerokie opracowanie geologiczno-petrograficzne skał bloku izerskiego przedstawił E. Riman (1910). Wyróżnił on na tym obszarze dwa granity: stary — izerski i młody — karkonoski. Granit karkonoski intrudując powodował metamorfizm termiczny otaczających go skał. Kompleks izerski E. Riman uważał za genetycznie jednorodny, tworzący jedną całość również z granitem lużyckim. Cechą wspólną granitów: izerskiego, lużyckiego i rumburskiego jest występowanie w nich licznych wtrąceń łupków krystalicznych, a nieraz całych ich stref. Twierdził on również, że stałe przejścia odmian granitowych w gnejsowe świadczą o jednorodności tego masywu. Za utwory kontaktowe, wytworzone oddziaływaniem intrudującego granitu izerskiego na otoczenie, uważał skarny Raspenavy i Starej Kamienicy w przeciwieństwie do K. Richtera (1904), który skarny Raspenavy wiązał z oddziaływaniem termicznym granitu Karkonoszy. E. Riman sądził, że poszczególne pasma łupków łyszczkowych nie tworzą jednego kompleksu. Skały te uległy głównie metamorfizmowi regionalnemu, a tylko lokalnie termicznemu. Autor ten przypuszczał, że obie intruzje — granitu izerskiego i karkonoskiego — są wieku waryscyjskiego. Najpierw intrudował (karbon dolny) granit izerski,

który w tym samym okresie uległ zgnejsowaniu, a ponieważ nie było ono całkowite, E. Riman sądzi, że intrudował on dalej już po zakończeniu fałdowań. Między górnym karbonem a czerwonym spągowcem nastąpiła intruzja granitu Karkonoszy przebijająca gnejsy izerskie.

G. Berg (1926a, 1926b, 1935a) uważa łupki łyszczkowe za najstarsze (prekambryjskie) skały Pogórza Izerskiego. Skały określone w tej pracy mianem leptynitów uważa za utwór kontaktowy powstały wskutek oddziaływania termicznego intrudującej magmy granitu izerskiego na skały otoczenia. Wtedy miały powstać w otoczeniu tej intruzji hornfelsy biotytowe, być może z andaluzytem, które następujący metamorfizm zmienił w fyllity serycytowe, a ich partie bogatsze w kwarc w kwarcyty serycytowe. W następnym okresie rozarte blaszki biotytu uległy rekrytalizacji na postdeformacyjne płytki tego minerału. Brak tych utworów przy północnym kontakcie łupków łyszczkowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój z gnejsami izerskimi świadczy o jej tektonicznym charakterze. G. Berg (1926a) wyraża pogląd, że łupki łyszczkowe były pierwotnie szaroglazami. Sądzi bowiem, że obecne w tych skałach duże ziarna skaleni i kwarcu wykluczają możliwość wyprowadzenia ich ze skał ilastych. Już w 1912 r. G. Berg stwierdził w kulumie wschodnich Karkonoszy (Rudawy Janowickie) zlepieńce, w których występują otoczaki: łupków łyszczkowych, granitów bogatych w plagioklasy zawierające również wtórny mikroklin, słabo zmetamorfizowane arkozy, gnejsy z granitami oraz amfibolity. Ponieważ kulum ten nie jest zmetamorfizowany G. Berg wnioskuje, że metamorfizm wyżej wymienionych skał musiał nastąpić wcześniej. Pogląd ten zostaje potwierdzony w dalszych pracach tego autora. Łupki łyszczkowe są to więc — według G. Berga — bardzo stare osady, które już przed karbonem zostały sfałdowane. Podobnie K. Smulikowski (1958) łupki łyszczkowe uważa za być może algonckie osady, najpierw regionalnie zmetamorfizowane, następnie zmienione termicznie przez intruzję granito-

gnejsów izerskich i po raz drugi złupkowane w czasie orogenezy kaledońskiej.

Spornym do dzisiaj problemem jest geneza gnejsów izerskich. G. Berg (1941) uważał gnejsy izerskie za synorogeniczną intruzję kaledońską, która wdarła się w łupki, a następnie w czasie tej samej orogenezy została sfałdowana. Według niego łupki łyszczykowe miały stanowić strop tej intruzji, pod którym odbywała się dyferencjacja pneumatolityczna magmy. Peryferyjna część tej intruzji wzbogaciła się w czasie dyferencjacji w alkalia i składniki lotne. Bogata w składniki lotne ta część magmy przetrwała w stanie ciekłym aż do całkowitego wygaśnięcia ruchów tektonicznych, a intrudując posttektonicznie dostarczyła pozbawionych całkowicie znamion deformacji skał leukokratycznych określanych przez G. Berga mianem „pegmatytowej facji brzeżnej” lub „gnejsiem pegmatytowym”. Skały te tworzyły się w stropie intruzji. Są one dzisiaj widoczne przy południowym kontakcie pasma łupków łyszczykowych Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój z gnejsami izerskimi. Amfibolity tworzące wtrącenia w gnejsach są zasadowymi szlirami, które w czasie fałdowania zostały częściowo przeobrażone w zgodnie ułożone wkładki i soczewki, a częściowo stanowią również stare skały żyłowe. Kompleks łupkowo-gnejsowy jest pocięty licznymi żyłami lamprofirów — głównie kersantytami, które są zdeformowane i nie wykazują żadnych powiązań z granitem Karkonoszy. Zdaniem Berga są one starsze od lamprofirów związanych z intruzją granitu karkonoskiego. Podobne poglądy dotyczące magmowej genezy gnejsów izerskich reprezentują: E. Zimmermann (1937), autor objaśnień do mapy geologicznej arkusza Jelenia Góra, O. Kodym i J. Svoboda (1948). E. Bederke (1956) uważa, że na omawianym obszarze można wyróżnić trzy różnowiekowe generacje granitów: 1) stare granity znane jedynie z otoczków opisanych przez G. Berga (1912) należących do kulmu wschodnich Karkonoszy, 2) granitognejsy izerskie — kaledońskie oraz 3) granit Karkonoszy — karboński. W 1939 r. E. Bederke uważał, że z orogenezą kaledońską związany był bardzo silny plutonizm. Przejawił się on w tworzeniu plutonów centralnych (*Kernplutone*) bogatych w potas i peryferyjnych (*Grenzplutone*) o zmiennym chemizmie od zasadowego do kwaśnego. Te ostatnie są według E. Bederkego bardzo bogate w sód. Magmaową genezę gnejsów izerskich przyjmowali również A. Watznauer (1953) i K. Smulikowski (1958).

M. Kozłowska-Koch (1960, 1961, 1965) na podstawie szczegółowych badań petrograficznych stwierdziła, że kompleks gnejsów izerskich stanowi formację poligeniczną powstałą częściowo wskutek granityzacji starszych skał serii suprakrystalnej, częściowo z metamorficznej przeróbki intruzji magmowych, najprawdo-

podobniej w wielu oddzielnych ciałach synkinematycznie wtrąconych pomiędzy serie suprakrystalne. Zdaniem M. Kozłowskiej-Koch nie można odrzucać istnienia na tym terenie prawdziwych intruzji magmowych skoro zachowały się tam do dzisiaj reliktove skały typu hornfelsów z takimi minerałami, jak: syllimanit, kordieryt, andaluzyt i korund. Z drugiej zaś strony nie można się zgodzić z wyłącznie intruzyjnym pochodzeniem gnejsów izerskich jeżeli obserwuje się w tym terenie reliktove wkładki serii suprakrystalnej, miejscami ocalałej w procesie granityzacji, oraz stopniowe przejście od serii suprakrystalnej przez gnejsy laminowane i soczewkowe aż do bardzo gruboziarnistych granitów. M. Kozłowska-Koch sądzi, że w czasie ruchów asyntyjskich izerska seria suprakrystalna została sfałdowana i zmetamorfizowana w łupki łyszczykowe i amfibolowe. Podczas tych samych ruchów dokonała się mobilizacja najbardziej ruchliwych składników — głównie alkaliów, które dążąc w wyższe partie powodowały feldspatyzację skał nadległych. W tym samym czasie część skał kompleksu izerskiego uległa reomorfiozie i palingenezie i w ten sposób powstała magma mogła synorogenicznie intrudować pomiędzy pokłady łupkowo-gnejsowe.

Odmienne poglądy reprezentuje J. Oberc, a mianowicie jest on za metasomatyczną genezą zarówno gnejsów izerskich, jak i granitów rumburskich. Autor ten w wielu publikacjach rozszerza stopniowo swoją teorię. W artykule z 1958 r. stwierdza parakinematyczną feldspatyzację łupków łyszczykowych występujących między Pilichowicami a Jeżowem. Dwa lata później (1960a) wyraża pogląd, że pierwotna tektonika Gór Izerskich została na wielkiej przestrzeni zatarta przez prekambryjską granityzację, której końcowym produktem mogły być granity rumburskie. W drugiej pracy, z tego samego roku (1960b), autor ten stwierdza, że gnejsy izerskie — uważane dotychczas za skały orto — występujące na wielkich obszarach pochodzą ze zgranityzowanej serii suprakrystalnej oraz że istnieją przesłanki, iż nawet granit rumburski nie jest pierwotnie skałą magmową. W 1961 r. J. Oberc podkreśla swoje stanowisko dotyczące metasomatycznego pochodzenia gnejsów izerskich i granitów rumburskich. Twierdzi on, że granit rumburski jest ostatecznym produktem metasomatozy, wobec czego jest młodszy od gnejsów izerskich stanowiących tylko jedno z pośrednich jej stadiów. Z poglądem tym dyskutuje M. Kozłowska-Koch (1965), wysuwając bardzo słuszne — zdaniem autora niniejszej pracy — zastrzeżenie, że gdyby nawet można było wiązać powstanie granitu rumburskiego z granityzacją serii łupkowej, to wcale jeszcze nie znaczy, że jest on najmłodszy tylko z tego względu, iż przedstawia końcowy produkt granityzacji.

dowi Smulikowskiemu za koleżeńską współpracę, udostępnienie materiałów z szurfów, wielu szlifów i próbek skalnych oraz maszynopisu swojej pracy habilitacyjnej. Dr Antoniemu Nowakowskiemu dziękuję za rady i pomoc przy wykonywaniu niektórych oznaczeń optycznych. W czasie pobytu w Czechosłowacji spotkałem się z niezwykle serdecznym przyjęciem, a wielu geologów czeskich poświęcało mi swój cenny czas, towarzysząc mi w wycieczkach tereno-

wych, jak również udostępniając materiały dotyczące czechosłowackiej części omawianego kompleksu. Wszystkim im serdecznie za to dziękuję, w szczególności zaś prof. dr Bohuslavovi Hejtmanowi, doc. dr Ferremu Fediukowi, dr Milošovi Sukovi, dr Arnoštovi Dudkovi oraz dr Karelovi Domečce. Dr Josefowi Chaloupsky'emu serdecznie dziękuję za umożliwienie pobrania próbek ze staropaleozoicznych zlepieńców w rejonie Vojtešic.

## HISTORIA DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Literatura geologiczna dotycząca budowy bloku izerskiego jest tak bogata, że przedstawienie jej w sposób wyczerpujący wymagałoby osobnego, obszernego opracowania, dlatego autor ogranicza się tu do zreferowania tylko najważniejszych poglądów odnoszących się do budowy tego terenu.

Ze starszych, które wniosły pionierski wkład w poznanie budowy bloku Karkonoszy i Gór Izerskich, należy wymienić prace G. Rosa, K. Raumera, E. Rimana. G. Rose (1857) wyróżnił na omawianym obszarze granit centralny — granityt (karkonoski) — tkwiący w przeważającej masie gnejsowej spiętrzonych w liczne pasma. Gnejsy te nie mają budowy jednorodnej, lecz składają się ze starych formacji, w które intrudowały granity: rumburski, izerski, łuzycycki. K. Raumer (1813) uważał cały kompleks izerski za jednorodną masę granitognejsową.

Szerokie opracowanie geologiczno-petrograficzne skał bloku izerskiego przedstawił E. Riman (1910). Wyróżnił on na tym obszarze dwa granity: stary — izerski i młody — karkonoski. Granit karkonoski intrudując powodował metamorfizm termiczny otaczających go skał. Kompleks izerski E. Riman uważał za genetycznie jednorodny, tworzący jedną całość również z granitem łuzycyckim. Cechą wspólną granitów: izerskiego, łuzycyckiego i rumburskiego jest występowanie w nich licznych wtrąceń łupków krystalicznych, a nieraz całych ich stref. Twierdził on również, że stałe przejścia odmian granitowych w gnejsowe świadczą o jednorodności tego masywu. Za utwory kontaktowe, wytworzone oddziaływaniem intrudującego granitu izerskiego na otoczenie, uważał skarny Raspenavy i Starej Kamienicy w przeciwieństwie do K. Richtera (1904), który skarny Raspenavy wiązał z oddziaływaniem termicznym granitu Karkonoszy. E. Riman sądził, że poszczególne pasma łupków łuszczyczkowych nie tworzą jednego kompleksu. Skały te uległy głównie metamorfizmowi regionalnemu, a tylko lokalnie termicznemu. Autor ten przypuszczał, że obie intruzje — granitu izerskiego i karkonoskiego — są wieku waryscyjskiego. Najpierw intrudował (karbon dolny) granit izerski,

który w tym samym okresie uległ zgnejsowaniu, a ponieważ nie było ono całkowite, E. Riman sądzi, że intrudował on dalej już po zakończeniu fałdowań. Między górnym karbonem a czerwonym spągowcem nastąpiła intruzja granitu Karkonoszy przebijająca gnejsy izerskie.

G. Berg (1926a, 1926b, 1935a) uważa łupki łuszczyczkowe za najstarsze (prekambryjskie) skały Pogórza Izerskiego. Skały określone w tej pracy mianem leptynitów uważa za utwór kontaktowy powstały wskutek oddziaływania termicznego intrudującej magmy granitu izerskiego na skały otoczenia. Wtedy miały powstać w otoczeniu tej intruzji hornfelsy biotytowe, być może z andaluzytem, które następujący metamorfizm zmienił w fyllity serycytowe, a ich partie bogatsze w kwarc w kwarcyty serycytowe. W następnym okresie rozarte blaszki biotytu uległy rekrytalizacji na postdeformacyjne płytki tego minerału. Brak tych utworów przy północnym kontakcie łupków łuszczyczkowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój z gnejsami izerskimi świadczy o jej tektonicznym charakterze. G. Berg (1926a) wyraża pogląd, że łupki łuszczyczkowe były pierwotnie szarogłazami. Sądzi bowiem, że obecne w tych skałach duże ziarna skaleni i kwarcu wykluczają możliwość wyprowadzenia ich ze skał ilastych. Już w 1912 r. G. Berg stwierdził w kulumie wschodnich Karkonoszy (Rudawy Janowickie) zlepieńce, w których występują otoczaki: łupków łuszczyczkowych, granitów bogatych w plagioklasy zawierające również wtórny mikroklin, słabo zmetamorfizowane arkozy, gnejsy z granitami oraz amfibolity. Ponieważ kulum ten nie jest zmetamorfizowany G. Berg wnioskuje, że metamorfizm wyżej wymienionych skał musiał nastąpić wcześniej. Pogląd ten zostaje potwierdzony w dalszych pracach tego autora. Łupki łuszczyczkowe są to więc — według G. Berga — bardzo stare osady, które już przed karbonem zostały sfałdowane. Podobnie K. Smulikowski (1958) łupki łuszczyczkowe uważa za być może algonckie osady, najpierw regionalnie zmetamorfizowane, następnie zmienione termicznie przez intruzję granito-

gnejsów izerskich i po raz drugi złupkowane w czasie orogenezy kaledońskiej.

Spornym do dzisiaj problemem jest geneza gnejsów izerskich. G. Berg (1941) uważał gnejsy izerskie za synorogeniczną intruzję kaledońską, która wdarła się w łupki, a następnie w czasie tej samej orogenezy została sfałdowana. Według niego łupki łyszczkowe miały stanowić strop tej intruzji, pod którym odbywała się dyferencjacja pneumatolityczna magmy. Peryferyjna część tej intruzji wzbogaciła się w czasie dyferencjacji w alkalia i składniki lotne. Bogata w składniki lotne ta część magmy przetrwała w stanie ciekłym aż do całkowitego wygaśnięcia ruchów tektonicznych, a intrudując posttektonicznie dostarczyła pozbawionych całkowicie znamion deformacji skał leukokratycznych określanych przez G. Berga mianem „pegmatytowej facji brzeżnej” lub „gnejsem pegmatytowym”. Skały te tworzyły się w stropie intruzji. Są one dzisiaj widoczne przy południowym kontakcie pasma łupków łyszczkowych Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój z gnejsami izerskimi. Amfibolity tworzące wtrącenia w gnejsach są zasadowymi szlirami, które w czasie fałdowania zostały częściowo przeobrażone w zgodnie ułożone wkładki i soczewki, a częściowo stanowią również stare skały żyłowe. Kompleks łupkowo-gnejsowy jest pocięty licznymi żyłami lamprofirów — głównie kersantytami, które są zdeformowane i nie wykazują żadnych powiązań z granitem Karkonoszy. Zdaniem Berga są one starsze od lamprofirów związanych z intruzją granitu karkonoskiego. Podobne poglądy dotyczące magmowej genezy gnejsów izerskich reprezentują: E. Zimmermann (1937), autor objaśnień do mapy geologicznej arkusza Jelenia Góra, O. Kodym i J. Svoboda (1948). E. Bederke (1956) uważa, że na omawianym obszarze można wyróżnić trzy różnowiekowe generacje granitów: 1) stare granity znane jedynie z otoczek opisanych przez G. Berga (1912) należących do kulmu wschodnich Karkonoszy, 2) granitognejsy izerskie — kaledońskie oraz 3) granit Karkonoszy — karboński. W 1939 r. E. Bederke uważał, że z orogenezą kaledońską związany był bardzo silny plutonizm. Przejawił się on w tworzeniu plutonów centralnych (*Kernplutone*) bogatych w potas i peryferyjnych (*Grenzplutone*) o zmiennym chemizmie od zasadowego do kwaśnego. Te ostatnie są według E. Bederkego bardzo bogate w sół. Magma genezę gnejsów izerskich przyjmowali również A. Watznauer (1953) i K. Smulikowski (1958).

M. Kozłowska-Koch (1960, 1961, 1965) na podstawie szczegółowych badań petrograficznych stwierdziła, że kompleks gnejsów izerskich stanowi formację poligeniczną powstałą częściowo wskutek granityzacji starszych skał serii suprakrystalnej, częściowo z metamorficznej przeróbki intruzji magmowych, najprawdo-

podobniej w wielu oddzielnych ciałach synkinematycznie wtrąconych pomiędzy serie suprakrystalne. Zdaniem M. Kozłowskiej-Koch nie można odrzucać istnienia na tym terenie prawdziwych intruzji magmowych skoro zachowały się tam do dzisiaj reliktove skały typu hornfelsów z takimi minerałami, jak: syllimanit, kordieryt, andaluzyt i korund. Z drugiej zaś strony nie można się zgodzić z wyłączeniem intruzyjnym pochodzeniem gnejsów izerskich jeżeli obserwuje się w tym terenie reliktove wkładki serii suprakrystalnej, miejscami ocalałej w procesie granityzacji, oraz stopniowe przejście od serii suprakrystalnej przez gnejsy laminowane i soczewkowe aż do bardzo gruboziarnistych granitów. M. Kozłowska-Koch sądzi, że w czasie ruchów asyntetycznych izerska seria suprakrystalna została sfałdowana i zmetamorfizowana w łupki łyszczkowe i amfibolowe. Podczas tych samych ruchów dokonała się mobilizacja najbardziej ruchliwych składników — głównie alkaliów, które dążąc w wyższe partie powodowały feldspatyzację skał nadległych. W tym samym czasie część skał kompleksu izerskiego uległa reomorfozie i palingenezie i w ten sposób powstała magma mogła synorogenicznie intrudować pomiędzy pokłady łupkowo-gnejsowe.

Odmienne poglądy reprezentuje J. Oberc, a mianowicie jest on za metasomatyczną genezą zarówno gnejsów izerskich, jak i granitów rumburskich. Autor ten w wielu publikacjach rozszerza stopniowo swoją teorię. W artykule z 1958 r. stwierdza parakinematyczną feldspatyzację łupków łyszczkowych występujących między Pilichowicami a Jeżowem. Dwa lata później (1960a) wyraża pogląd, że pierwotna tektonika Gór Izerskich została na wielkiej przestrzeni zatarta przez prekambryjską granityzację, której końcowym produktem mogły być granity rumburskie. W drugiej pracy, z tego samego roku (1960b), autor ten stwierdza, że gnejsy izerskie — uważane dotychczas za skały orto — występujące na wielkich obszarach pochodzą ze zgranityzowanej serii suprakrystalnej oraz że istnieją przesłanki, iż nawet granit rumburski nie jest pierwotnie skałą magmową. W 1961 r. J. Oberc podkreśla swoje stanowisko dotyczące metasomatycznego pochodzenia gnejsów izerskich i granitów rumburskich. Twierdzi on, że granit rumburski jest ostatecznym produktem metasomatozy, wobec czego jest młodszy od gnejsów izerskich stanowiących tylko jedno z pośrednich jej stadiów. Z poglądem tym dyskutuje M. Kozłowska-Koch (1965), wysuwając bardzo słuszne — zdaniem autora niniejszej pracy — zastrzeżenie, że gdyby nawet można było wiązać powstanie granitu rumburskiego z granityzacją serii łupkowej, to wcale jeszcze nie znaczy, że jest on najmłodszy tylko z tego względu, iż przedstawia końcowy produkt granityzacji.

Słusznie zdaniem M. Kozłowskiej-Koch efekty metasomatozy zależą zarówno od intensywności czynników przetwórczych, jak i od pierwotnego zróżnicowania przeobrażanego kompleksu, uszeregowania zaś różnych typów skalnych jakiegokolwiek kompleksu, w zależności od wzrastającego stopnia ich metasomatycznej przeróbki, nie może stanowić schematu stratygraficznego.

W 1965 r. J. Oberc na podstawie swoich badań podał zarys ewolucji bloku izerskiego. Według niego po sedymentacji geosynklinalnej, w czasie której osadzały się piaski, mułowce, iłowce, ily, margle i której towarzyszyły przejawy działalności wulkanicznej zasadowej i kwaśnej, nastąpiło fałdowanie staroasyntyjskie, w wyniku którego pierwotne osady zostały przeobrażone w kwarcyty, łupki kwarcowe, łupki łyszczykowe, amfibolity, wapienie, łupki aplitowe i gnejsy laminowane. W czasie granityzacji staroasyntyjskiej utworzyły się gnejsy laminowane, grafitowe, amfibolowe i amfibolowo-biotytowe. W czasie ruchów młodoasyntyjskich miała miejsce kataklaza i złupkowanie amfibolitów i ich chlorytacja oraz powstanie chlorytów w gnejsach i łupkach łyszczykowych. Należy tu zaznaczyć, że chloryty w skałach Pogórza Izerskiego nie zawsze są wtórne po biotycie, lecz często krystalizowały w równowadze z ciemnym łyszczkiem. Stwierdził to już K. Smulikowski (1958), którego obserwacje potwierdzają w całej pełni badania autora. Tak więc minerał ten w wielu przypadkach nie zastępował biotytu, co mogłoby świadczyć o zjawiskach metamorfizmu regresywnego. Swoje powstanie zawdzięcza on głównie wyjściowemu składowi chemicznemu danej skały prawdopodobnie o dość dużej zawartości magnezu, przy niedostatku potasu. Następnie według J. Oberca na pograniczu kambry i prekambry nastąpiła podeformacyjna blasteza, statyczna pegmatyzacja i lokalna mobilizacja. Wtedy powstać miały owalne oczka skaleni w gnejsach, różne odmiany granitu rumburskiego, leuko-granity, granodioryt zawidowski. W czasie ruchów kaledońskich i młodszych nastąpiła lokalna deformacja granitów rumburskich i wszystkich innych skał bloku izerskiego.

J. Szalamacha (1966) również podejmuje próbę podania ewolucji geologicznej skał bloku izerskiego. Według tego autora zgodność przebiegu gnejsów ze strefami łupkowymi jest wynikiem pierwotnej stratyfikacji i dlatego gnejsy izerskie można traktować jako wytwór granityzacji kompleksu suprakrustalnego.

Następnym problemem dotychczas nie wyjaśnionym jest wiek uformowania się owych skał pierwotnych w gnejsy izerskie. Początkowo uważano, że zgnejsowanie tego kompleksu nastąpiło w czasie orogenezy kaledońskiej. Poglądy takie wyrażali: G. Berg (1941), E. Zimmermann (1937), E. Bederke (1956), E. Watz-

nauer (1953) i J. Svoboda (1955). Według E. Brüllla (1942) uformowanie się gnejsów izerskich przypada na okres starokaledoński — przedordowicki. Pogląd ten opiera na podstawie zanalizowanych przez siebie klastycznych skaleni znajdujących się w staropaleozoicznych szarogłazach kambro-syluru Gór Kaczawskich. Skalenie te uważa się za dostarczone przez gnejsy izerskie. Poglądy te spotkały się z krytyką M. Schwarzbacha (1943), który szarogłazom tym przypisywał wiek kambryjski, ponieważ przylegają one bezpośrednio do wapieni — według geologów niemieckich — kambryjskich, a wtedy należałoby wyłączyć intruzję gnejsów izerskich z cyklu kaledońskiego, co autorowi temu wydaje się nieprawdopodobne. M. Schwarzbach twierdzi, że szarogłazy te należą do tej samej serii, która tworzy wtrącenia łupkowe wewnątrz gnejsów izerskich i została zmieniona termicznie przez intrudujący gnejs izerski. Tak więc seria ta musi być starsza od wspomnianej intruzji, występujące zaś w tych szarogłazach skalenie muszą pochodzić ze starszych, obecnie już nie odsłaniających się skał (stare granity — Bederke 1956).

W ostatnim dwudziestolecu nastąpiła dość wyraźna zmiana poglądów dotyczących czasu uformowania się gnejsów izerskich. Większość geologów wyraża opinię, że kompleks ten został zgnejsowany w prekambry lub w czasie orogenezy asyntyjskiej, której istnienie w obrębie bloku Karkonoszy jest przyjmowane, ale dotychczas nie udowodnione (H. Teisseyre 1968). Poglądy takie były wyrażane przez K. Smulikowskiego (1951), J. Oberca (1960a, 1961, 1965), J. i M. Szalamachów (1958), M. Kozłowską-Koch (1960, 1961, 1965), H. Teisseyre'a (1962). J. Chaloupský (1964) stwierdził w górnym ordowiku, na obszarze Gór Izerskich między Izerą i Łabą, otoczaki zmetamorfizowanych skał kompleksu izerskiego, co upoważniło go do wyrażenia poglądu, że intruzja i metamorfizm granitów: izerskiego, zawidowskiego i rumburskiego nastąpiły w okresie późnoasyntyjskim do starokaledońskiego. J. Oberc (1967a) uważa, że leuko-granity i granodioryty zawidowskie były już w ordowiku erodowane.

Prowadzone w ostatnich latach przez W. Smulikowskiego i J. Skałową (fide H. Teisseyre 1968) badania — w strefie granicznej kompleksów izerskiego i kaczawskiego — dostarczyły nowych faktów. Na podstawie badań własnych i materiałów zebranych przez wymienionych wyżej autorów oraz w nawiązaniu do referowanych już prac M. Kozłowskiej-Koch, H. Teisseyre (1968) wyraża pogląd, iż gnejsy izerskie przedstawiają zespół poligeniczny, dlatego też wiek materiału, z którego powstały pewne ich człony może być różny. Według H. Teisseyre'a (1968) z dotychczasowych obserwacji wynika, że główna deformacja sudeckich serii metamorficznych nastąpiła w schyłkowych fazach tektogenezy



kaledońskiej i w początkowych fazach tektonogenezy waryscyjskiej, które w Sudetach łączą się w jeden cykl procesów kinetycznych. Autor ten słusznie stwierdza, że nie da się ująć i przedyktować formacji prekambryjskich w metamorfiku sudeckim tak długo, dopóki nie będzie udowodniony wiek serii uważanych za prekambr, a zwłaszcza granica między kambrem i prekambrem. Według W. Smulikowskiego (1972) wszystkie skały granitoidowe (gnejsy jasne, granity izerskie, granity rumburskie, granodioryty wschodniolużyckie, gnejsy ciemne) powstały w efekcie jednego cyklu wgłębnych przeobrażeń, który rozpoczął się zapewne w najwyższym prekambrze i trwał do najwyższego ordowiku. Cały kompleks głównie w okresie młodokaledońskim podlegał raczej płytkostrefowym zmianom metamorficznym. Do nich — zdaniem W. Smulikowskiego — dołączyła się regionalna albityzacja.

Zreferowane dotychczas poglądy dotyczyły głównie całego kompleksu izerskiego. Poniżej zostaną omówione prace związane z pasmem łupków krystalicznych Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Teren ten został skartowany w latach 1926—1937 i przedstawiony na następujących arkuszach map: Stara Kamienica (Zimmermann 1928), Jelenia Góra (Zimmermann 1915—1925), Mirsk (Berg i Ahrens 1921—1923), Pobiedna (Berg 1921—1922). Objasnienia do tych map zostały napisane przez G. Berga (1926a, 1926b, 1935a) i E. Zimmermanna (1937). Skały omawianego pasma zostały wstępnie opracowane przez K. Smulikowskiego (1958). Wyraził on zupełnie inny pogląd dotyczący genezy owych jasnych skał występujących przy południowej granicy pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, a określonych przez G. Berga mianem „pegmatytowej facji brzeżnej” granitognejsu izerskiego. K. Smulikowski skały te nazwał leukogranitami. Według niego ortognejsy izerskie pasma kamienickiego są granitami typu rumburskiego mniej lub więcej wywalcowanymi przez potężne ruchy górotwórcze. Deformacje te miały charakter sztywne i płytki, co świadczy, że dokonały się one w skałach już całkowicie zakrzepłych. W pobliżu kontaktu z pakietem łupkowym ortognejsy ustępują miejscu leukogranitom nie wykazującym zgnejsowania, a zatem utworzonym po ustaniu ruchów tektonicznych, które wywołały deformacje w gnejsach izerskich. K. Smulikowski uważa, że leukogranity nie stanowią oddzielnej intruzji magmowej, lecz są produktem metasomatycznej przeróbki gnejsów izerskich przez wgłębne emanacje boronośne i fluoronośne, które usuwały stopniowo łyszczyki, a przede wszystkim biotyty, zubożając skałę w żelazo i tytan, a jednocześnie powodowały rekryształizację miazgi kataklastycznej, zacierając w ten sposób poprzednią teksturę kierunkową. Emanacje te doprowadzały także sól, a odprowadzały potas, powodując

stopniową albityzację mikroklinu. K. Smulikowski wysuwa hipotezę roboczą, że ortognejsy izerskie stanowią prekaledońską intruzję, która ogarnęła starsze jeszcze osady prekambryjskie i je zmetamorfizowała. W czasie orogenezy kaledońskiej te stare granity uległy sprasowaniu w gnejsy, a zmetamorfizowane już poprzednio osady zostały cienko wywalcowane w łupki mikowe pod wpływem prących ku południowi sztywnych mas granitowych. W czasie tych ruchów tworzyły się poślizgi i głębokie odklęcia, zwłaszcza na granicy granitognejsów i łupków, ułatwiające wydostanie się wgłębnych emanacji, powodujących impregnację i metasomatozę skał w tych uprzywilejowanych strefach. K. Smulikowski uważa, że ta albityzacja mogła być jednoczesna z albityzacją zachodzącą w Górach Kaczawskich. Autor ten sądzi również, że albityzacja w Sudetach Zachodnich jest zjawiskiem regionalnym związanym z orogenezą kaledońską. Łupki z porfiroblastycznym biotytem mogły powstać w związku z wybielaniem leukogranitów, tzn. z leukogranitów były wypierane składniki ciemne, które następnie zostały zatrzymane przez łupki łyszczykowe w postaci postdeformacyjnego biotyty. Wśród łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój są często notowane zgodne wtrącenia gnejsów. Geologowie niemieccy znaczą te wtrącenia głównie w zachodniej i środkowej części tego kompleksu, gdzie według nich jest on najszerszy. Są nimi gnejsy drobnosłojowe lub oczkowe. Według G. Berga (1926a) występują one w postaci cienkich, międzypokładowych żył granitowych utworzonych przez intrudujący gnejs izerski. K. Smulikowski wyraził przypuszczenie, że mogły one powstać z feldspatyzacji pewnych pokładów łupków mikowych.

Wśród łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój notowano wystąpienia kwarcytów obfitych we fluoryt. Skały te, występujące w rejonie Świeradów-Zdroju zostały dokładnie udokumentowane przez J. Pawłowską (1964a). J. Pawłowska (1966) nie ograniczyła się tylko do charakterystyki petrograficznej i chemicznej skał fluoronośnych, lecz przedstawiła ich występowanie na tle budowy geologicznej rejonu Świeradowa.

W niektórych miejscach omawianego kompleksu notowano przejawy grejzenizacji, które najbardziej objawiły się na wzgórzach Wyrwak, w okolicy Mirska. Grejzeny te były przedmiotem studiów M. Kozłowskiej-Koch (1956), a następnie J. Pawłowskiej (1966).

Leukogranity, występujące przy południowej granicy pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, wzbudzają również duże zainteresowanie jako surowiec ceramiczny. O przydatności tych skał w przemyśle ceramicznym pisał już K. Smulikowski w 1958 r. Od wielu lat są prowadzone w Instytucie Geologicznym prace mające na celu udokumentowa-

nie tych złóż. Wyniki tych badań zostały przedstawione w publikacjach: J. Pawłowskiej (1963, 1964b, 1964c, 1968), G. Niemczynow-Śliwowej (1962) oraz S. Kozłowskiego i J. Pawłowskiej (1967).

Wśród łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój notuje się wtrącenia tych łupków szczególnie bogatych w granaty. Sąsiadujące z nimi bezpośrednio łupki chlorytowe bywają często okruszczone — głównie kasyterytem. Zespół zagadnień związanych z tą mineralizacją stanowił przedmiot wnikliwych studiów S. Jaskólskiego i K. Mochnacskiej. Poglądy tych autorów zostały przedstawione w publikacjach: S. Jaskólskiego, K. Mochnacskiej (1958) oraz S. Jaskólskiego (1962, 1967a,

1967b). Zdaniem S. Jaskólskiego (1967b) jest to złożo typu osadowego. Występujący również w pierwotnych sypkich osadach kasyteryt w czasie procesów metamorficznych został okludowany głównie przez łyszczyki, a następnie wskutek dalszych pometamorficznych reakcji wyodrębniony w formie bardzo drobnokrystalicznej.

Na obszarze występowania łupków łyszczykowych przeprowadzono także badania szlichowe (Wieser 1958). Na uwagę zasługuje stwierdzenie w szlichach przez T. Wiesera takich minerałów, jak: staurolit i dysten, pochodzących prawdopodobnie z omawianego kompleksu łupkowego.

## Część II

### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ PASMA ŁUPKOWEGO STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

#### ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE

Pasma łupkowe Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój jest zbudowane głównie z liściastych łupków łyszczykowych zawierających wtrącenia gnejsów, znacznie rzadziej amfibolitów. Łupki łyszczykowe charakteryzują się dość jednostajnym biegiem — zbliżonym do kierunku W-E i upadami około 50—70°/N. Są one w większości spokojnie laminowane, jednak lokalnie obserwuje się także ich drugorzędne pofałdowanie i zmarszczkowanie. Pod względem petrograficznym można wśród łupków łyszczykowych wyróżnić wiele odmian. Ze względu na zmienny udział minerałów blaszkowych wyróżniono: łupki muskowitowe, muskowitowo-biotytowe, muskowitowo-chlorytowe, muskowitowo-biotytowo-chlorytowe i biotytowo-chlorytowe. Notowano tu również łupki łyszczykowe szczególnie bogate w granaty, tworzące wtrącenia wśród zwykłych łupków łyszczykowych — głównie w zachodniej części omawianego kompleksu. W omawianym zespole skalnym występują również łupki łyszczykowe zawierające większe płytki dowolnie zorientowanego biotyту, zw. plamistymi łupkami łyszczykowymi. Udział ilościowy poszczególnych odmian łupków w budowie omawianego kompleksu obrazuje załączony trójkąt koncentracyjny (fig. 1). Z trójkąta tego wynika, że najbardziej pospolitymi skałami są tu łupki łyszczykowe bogate w muskowit, jednak najczęściej z pewnym udziałem biotyту i chlorytu. Punkty projekcyjne tych skał skupiają się w pobliżu naroża muskowitu. Około 70% omawianych skał zawiera muskowit

w ilości większej niż 60% w odniesieniu do całkowitej ilości minerałów blaszkowych. Należy jednak zaznaczyć, że skały zawierające tylko muskowit są nieliczne. Najczęściej łupki łyszczykowe bogate w muskowit zawierają więcej biotyту niż chlorytu.

Na omawianym terenie łupki muskowitowo-chlorytowe są tylko sporadycznie spotykane i zawierają zwykle oprócz chlorytu niewielką

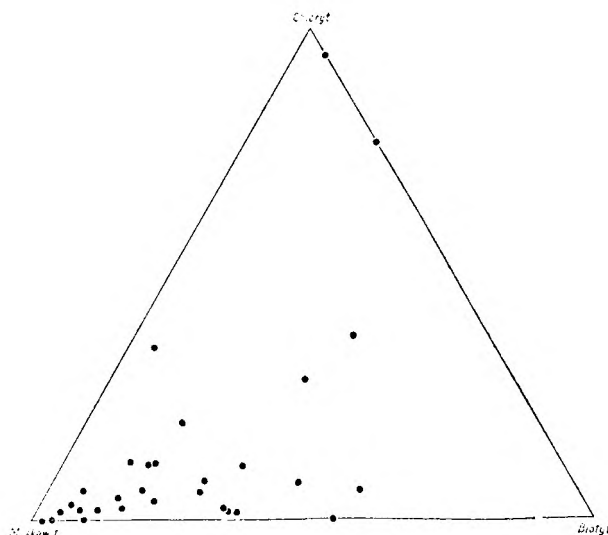


Fig. 1

Łupki łyszczykowe pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój w trójkącie: muskowit — chloryt — biotyt  
Mica schists of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój in triangle: muscovite — chlorite — biotite

ilość biotytu, natomiast łupki muskowitzowo-biotytowe są bardziej pospolite. Łupki chlorytowo-biotytowe są skałami stosunkowo rzadkimi. Ten typ reprezentują niektóre łupki łyszczykowe szczególnie bogate w granaty.

Analizy mikrometryczne łupków łyszczykowych zestawiono w tabelach 1 i 2, a chemiczne w tabeli 4.

### Łupki muskowitzowe

Łupki muskowitzowe stwierdzono lokalnie w rejonach Starej Kamienicy i Świeradowa-Zdro-

ju w postaci cienkich wkładek w innych odmianach łupków liściastych. Łupki te są zbudowane z naprzemianległych warstewek kwarcowych i muskowitzowych lub też są prawie monomineralne składające się prawie wyłącznie z drobno-łuskowego muskowitzu. Megaskopowo są to przeważnie skały szare w różnych odcieniach, zwykle cienko laminowane. W przekrojach poprzecznych widać cienkie laminy z muskowitzem ułożone naprzemianległe z warstewkami kwarcowymi. To samo przedstawiają obrazy mikroskopowe. W łupkach tych notowano nieliczne ziarna albitu, zwykle silnie poprzerastanego sery-

Tabela 1

Skład mineralny łupków łyszczykowych rejonu Starej Kamienicy (% obj.)  
Mineral composition of mica schists from the Stara Kamienica area (vol. per cent)

Minerał	Numer próbeki															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	403	436a	436b	436c	437a	437b	30	212a	212b	424	408	407	406	405	404	409a
Kwarc	42,4	45,8	51,1	56,7	41,3	49,7	55,7	80,9	49,5	51,5	52,9	29,6	20,8	30,8	51,9	47,0
Plagioklaz	11,4	—	5,1	6,3	6,3	—	0,9	—	7,7	8,2	17,5	3,5	4,2	6,2	—	—
Muskowit	39,2	22,9	41,6	35,8	40,8	32,5	32,0	17,1	27,5	36,8	21,8	42,3	61,7	39,7	21,6	32,6
Biotyt	2,7	26,0	1,1	0,8	7,6	13,2	8,6	1,8	11,0	1,9	4,5	21,8	10,0	20,2	20,0	8,7
Chloryt	2,4	0,9	—	—	1,2	3,0	1,7	—	3,2	0,6	3,3	1,4	3,3	1,4	3,6	10,1
Rutyl	0,4	—	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	0,2	—	—	0,4	0,2	0,6	—	—	0,9	0,4	—	—	—	—	—	0,5
Cyrkon	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	0,1	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	0,2	śl.
Granat	—	2,2	—	—	śl.	śl.	—	—	śl.	śl.	śl.	—	—	—	1,4	—
Turmalin	0,8	—	—	—	0,8	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	0,7
Tlenki Fe	0,5	2,2	1,1	—	0,6	1,0	1,1	0,2	0,1	0,6	—	—	—	1,7	1,3	0,4

Miejsca pobrania próbek zostały zaznaczone na figurze 8.

Tabela 2

Skład mineralny łupków łyszczykowych, łyszczykowo-chlorytowych i szczególnie bogatych w granaty rejonów: Kwieciszowice, Gierczyna, Świeradowa-Zdroju i Czerniawy-Zdroju (% obj.)

Mineral composition of mica schists, chlorite-mica schists and those ones rich in garnets from areas: Kwieciszowice, Gierczyn, Świeradów-Zdrój, Czerniawa-Zdrój (vol. per cent)

Minerał	Numer próbeki													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	156	152	154	29a	23a	22a	22e	22b	22d	22k	22g	60c	519	518
Kwarc	57,5	67,2	55,4	63,3	40,0	6,9	65,4	9,2	33,2	40,0	43,3	55,3	42,0	56,0
Plagioklaz	2,5	1,8	2,1	2,5	1,2	—	—	—	—	—	—	6,1	9,7	12,7
Albit szachownicowy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	—
Muskowit	25,0	12,0	15,4	22,8	34,0	—	—	19,5	7,1	52,7	48,8	34,8	35,7	23,9
Biotyt	13,7	17,1	14,3	5,0	2,8	3,4	6,6	3,6	11,4	4,3	6,1	2,0	5,7	5,2
Chloryt	0,7	1,9	11,9	3,7	20,1	63,8	26,7	11,1	11,1	1,5	1,1	1,2	5,6	1,9
Apatyt	—	—	—	0,6	—	—	—	2,5	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.
Granat	—	—	—	1,3	—	24,1	0,3	52,7	36,9	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Tlenki Fe	0,6	—	0,9	0,8	1,9	1,8	1,0	1,4	0,3	1,5	0,7	0,6	—	—

156, 152, 154 — łupki łyszczykowe rejonu Kwieciszowice (fig. 12), 29, 23 — łupki łyszczykowe i łyszczykowo-chlorytowe rejonu Gierczyna, 22 — łupki łyszczykowe, łyszczykowo-chlorytowe i szczególnie bogate w granaty z kamieniołomu w Krobicy, 60 — łupek muskowitzowy z koryta Kwisy w Krobicy, 519, 518 — łupki łyszczykowe rejonu Czerniawy-Zdroju (fig. 15).

cytem. Średnice ziarn albitu nie przekraczają z reguły 0,2 mm. Na omawianym terenie stosunkowo rzadko spotykano łupki kwarcowo-muskowitowe o gruboblaszkowym wykształceniu łyszczyków.

### Łupki muskowitowo-biotytowe

Są to skały charakteryzujące się zmiennym składem ilościowym dwóch głównych składników blaszkowych, zwykle jednak z wyraźną przewagą muskowitu nad biotytem. Do tego typu zaliczono również skały o podrzędnej ilości chlorytu utworzonego głównie kosztem ciemnego łyszczyku.

Skały te są szare o różnych odcieniach, połyskujące srebrzyście dzięki stałej obecności muskowitu. Przeważnie są to typowe łupki łyszczykowe o dość dużych blaszkach łyszczyków skupionych w zgodnych laminach, przewartwionych nabrzmiewającymi lokalnie warstewkami drobnoziarnistego kwarcu. Notowano również wśród tych skał odmiany bardziej drobnoblaszkowe, zbliżone wyglądem do fylitów. Warstewki obu tych odmian bywają lokalnie silnie wtórnie sfałdowane.

W laminach łyszczykowych przeważnie dominuje muskowit, głównie w postaci dobrze rozwiniętych blaszek, rzadko zaś w tych laminach przewagę ilościową uzyskuje biotyt. Ciemny łyszczyk, o pleochroizmie z barwami:  $\beta = \gamma$  — brunatna,  $\alpha$  — jasnobrązowa, stanowi podrzędny składnik warstewek muskowitowych, sporadycznie tylko tworząc oddzielne warstewki. Zachowany jest zwykle w postaci nie zmienionej, niekiedy jednak bywa wypierany przez chloryt. Notowano także drobne i zwykle mętne ziarna albitu, silnie poprzerastane serycytem. Występują one w laminach łyszczykowych, natomiast brak ich w warstewkach kwarcowych. W laminach kwarcowych sporadycznie spotyka się pojedyncze ziarna mikroklinu, co zostało już zaobserwowane przez K. Smulikowskiego (1958). Niekiedy w omawianych skałach ilość albitu wzrasta i w takich wypadkach jednocześnie rosną jego wymiary ziarn. Porfiroblasty albitu wypełniają soczewkowate nabrzmienia lamin łyszczykowych. Najczęściej omawiane łupki zawierają albit w niewielkich ilościach (około 2—5%), rzadziej kilkanaście procent, a nigdy nie stwierdzono większego udziału ilościowego tego składnika niż 20% (fig. 2). Należy już tu zasignalizować, że nie istnieje stopniowe przejście między łupkami łyszczykowymi a gnejsami tworzącymi wtarcenia w omawianym kompleksie skalnym, gdyż te ostatnie zawierają najczęściej powyżej 40% skaleni.

Prawie wszystkie omawiane skały, oprócz łyszczyków równolegle ułożonych, zawierają blaszki muskowitu i biotyty o położeniach całkowitych dowolnych. Biotyt taki bardzo często kon-

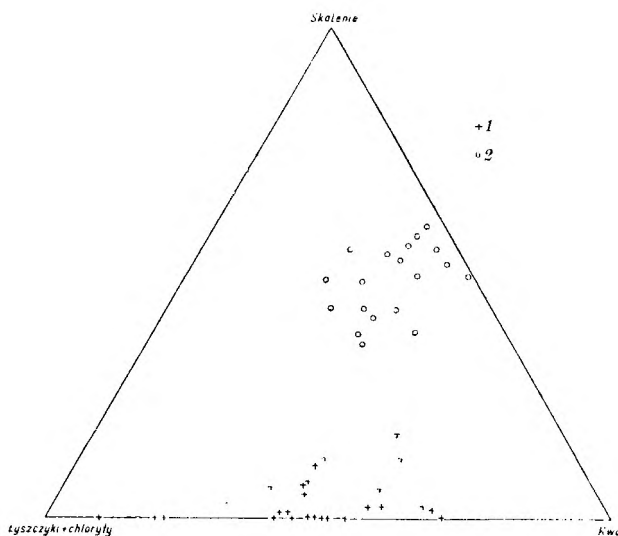


Fig. 2  
Łupki łyszczykowe i gnejsy śródłupkowe pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój w trójkącie: łyszczyki + chloryty — skalenie — kwarc  
1 — łupki łyszczykowe, 2 — gnejsy śródłupkowe

Mica schists and intra-schist gneisses of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój within triangle: micas + chlorites — feldspars — quartz  
1 — mica schists, 2 — intra-schist gneisses

centruje się w skupieniach złożonych z kilku dowolnie zorientowanych blaszek. Ciemny łyszczyk dowolnie zorientowany występuje nie tylko w skałach megaskopowo „plamistych”, lecz w większości łupków omawianego pasma. Lokalnie obserwowano w tych skałach albityzację tych poprzecznych blaszek biotyty, np. w profilu Kwieciszowic notowano w łupkach łyszczykowych blasty biotyty w różnym stopniu zaatakowane przez narastający ich kosztem albit (fig. 3). Proces ten rozpoczyna się infiltracją cienkich żyłek albitu w blasty biotyty. Żyłki te

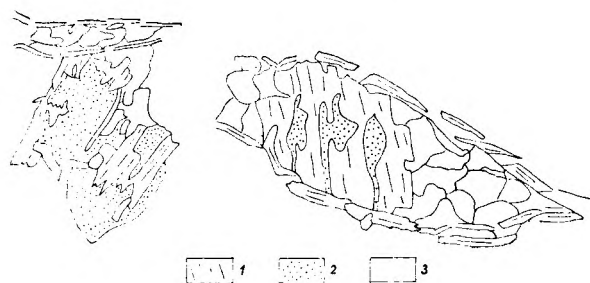


Fig. 3  
Zastępowanie postdeformacyjnego biotyty albitem w łupkach łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

1 — biotyt, 2 — albit, 3 — kwarc

Substitution of postdeformational biotite by albite in mica schists of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

1 — biotite, 2 — albite, 3 — quartz

z kolei rozrastają się i grubieją kosztem wypieranego ciemnego łyśczyku, aby w końcowym stadium całkowicie dać blaszkę zastąpić. Fakt ten ma dość duże znaczenie dla ustalenia kolejności procesów zachodzących na omawianym obszarze. Wzrost dowolnie zorientowanych blaszek biotyту mógł nastąpić dopiero po wygaśnięciu ostatnich ruchów deformacyjnych i był najprawdopodobniej związany z leukokratyzacją dzisiejszych leukogranitów, co spowodowało z kolei powstanie frontu femicznego penetrującego sąsiadujące z leukogranitami skały. Z procesem tym należy wiązać powstanie dowolnie zorientowanego biotyту w przylegających do leukogranitów łupkach łyśczykowych. Proces ten w łupkach łyśczykowych nastąpił stosunkowo późno, po wybieleniu leukogranitów i po utworzeniu się postkinematycznego biotyту w łupkach łyśczykowych, o czym świadczą blasty biotyту uległe albityzacji.

Z minerałów pobocznych i akcesorycznych notowano dość często tlenki żelaza, apatyt, rzadziej drobne granaty i turmalin. Liczne blaszki biotyту bywają usiane polami pleochroicznymi. Rzadziej można dopatrzeć się w tych skałach całkiem drobnych, reliktowych ziarenek cyrkonu.

#### Łupki muskowitzowo-chlorytowe

Są to skały ciemne, o widocznych niekiedy w przekrojach poprzecznych blaszkach muskowitzu. Zbudowane są z dość grubych warstewek kwarcowych i naprzemianległych lamin muskowitzowych i chlorytowych, z tym że temu ostatniemu towarzyszy zwykle pewna ilość ciemnego łyśczyku. Każdy z tych składników skupia się głównie we własnych laminach, lecz niekiedy obserwowano pewien udział muskowitzu w laminach chlorytowych lub na odwrót. Minerale łuseczkowe bywają także rozsiane w laminach kwarcowych, przy czym częściej występują łuski chlorytu niż muskowitzu. Przy tym tylko drobna część chlorytu powstała z biotyту. Większość przedstawia duże, jednorodne blaszki nie ujawniające żadnych cech, które mogłyby wskazywać na ich wtórną pobiotytową genezę. Dlatego też należy wnioskować, iż większość chlorytu krystalizowała w równowadze z muskowitzem, a w innych łupkach łyśczykowych omawianego obszaru także i w równowadze z biotytem.

Z minerałów akcesorycznych częstymi składnikami są apatyt i dość liczny granat. Występują one w postaci drobnych i przeważnie zaokrąglonych ziarn.

Skalenie przeważnie w tych skałach nie występują albo sporadycznie w postaci ziarn albitu.

#### Łupki muskowitzowo-biotytowo-chlorytowe

Skały te są barwy ciemnozielonej, z widocznymi większymi blaszkami biotyту, podobne do łupków muskowitzowo-biotytowych; różnią się jedynie od nich większą ilością chlorytu wchodzącego przeważnie w skład lamin biotytowych. Dość często obserwowano stopniowe zastępowanie ciemnego łyśczyku chlorytem. Wiele ziarn chlorytu nie zawierających już reliktywego ciemnego łyśczyku ma liczne pola pleochroiczne i wzrostki sagenitowe, co świadczy o jego wtórnym pochodzeniu z biotyту. Część chlorytu jednak nie ujawnia żadnych znamion biotytwego pochodzenia. Tak więc chloryt w tych skałach, podobnie jak i w innych łupkach omawianego obszaru, jest dwojakiego pochodzenia: wtórny po biotycie i uformowany w równowadze z łyśczykami.

Skały te są ubogie w skalenie. Obserwowano w nich jedynie drobne, przeważnie zmętniałe ziarna albitu, gromadzące się zwykle w laminach łyśczykowych, a najczęściej w przegubach sfałdowanych lamin łyśczykowych.

#### Łupki biotytwowo-chlorytowe

Są to skały szarozielone o wyraźnie kierunkowej teksturze zbudowane z naprzemianległych lamin bogatszych w kwarc lub w łyśczyki i chloryt. Pod mikroskopem ujawniają wyraźnie warstwową budowę o laminach kwarcowych nieco grubszych od warstewek biotytwych bądź chlorytowych. W warstewkach kwarcowych oprócz wzajemnie ze sobą pozazębianych ziarn kwarcu, których średnice zamykają się w przedziale 0,5—0,1 mm, notowano pojedyncze, bezładnie rozrzucone blaszki chlorytu. Lamin biotytwowe są zbudowane z dość dużych i nieraz prawidłowo wykształconych blaszek tego minerału, o schemacie pleochroicznym:  $\alpha$  — lekko żółta — prawie bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna. W blaszkach biotyту spotyka się bardzo często czarne pola pleochroiczne. Warstewki chlorytowe są zbudowane prawie wyłącznie z chlorytu z niewielkim tylko udziałem drobnych ziarn kwarcu. Chloryt tworzy często duże blaszki pleochroiczne w barwach zielonych. W niektórych omawianych skałach ziarna kwarcu, występujące w laminach chlorytowych, mają zarysy wydłużone zgodnie z laminacją skały. Różni to wspomniane ziarna od ich odpowiedników w warstewkach kwarcowych, ponieważ te ostatnie mają zwykle zarysy zbliżone do izometrycznych.

W niektórych skałach tego typu stwierdzono obecność kasyterytu. Mineral ten występuje przeważnie w łupkach megaskopowo ciemnozielonych, bogatych w chloryt. Skały takie są

zwykle bogate w granat, przeważnie drobnoziarnisty, skoncentrowany w laminach kwarcowych i dostrzegalny nawet gołym okiem lub za pomocą lupy. Kasyteryt występuje w tych łupkach jedynie w najbliższym sąsiedztwie pokładów łupków szczególnie bogatych w granaty. W płytkach cienkich jest przezroczysty i gromadzi się w soczewkowatych nabrzmieniach lamin chlorytowych, rzadziej w warstewkach kwarcowych. Nie występuje on w postaci pojedynczych ziarn, lecz w skupieniach złożonych z kilku osobników o owalnych zarysach.

### Plamiste łupki łyszczykowe

Nazwa łupki plamiste jest przeważnie stosowana do leptynitów z postdeformacyjnymi płytkami biotyту. Mineral ten w jasnym tle leptynitów jest łatwo dostrzegalny, dzięki czemu skały te mają bardzo charakterystyczny wygląd megaskopowy. Niekiedy jednak biotyт postdeformacyjny jest notowany również w „normalnych” łupkach łyszczykowych w takich ilościach, że łatwo można go stwierdzić okiem nieuzbrojonym. Dla tych skał autor proponuje stosowanie nazwy plamiste łupki łyszczykowe lub łupki łyszczykowe z biotytem postdeformacyjnym. Wydzielenie takie należy stosować dla skał, w których poprzeczne płytki biotyту są wyraźnie widoczne megaskopowo, ponieważ mikroskopowo stwierdzano u większości łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój obecność dowolnie ułożonych blaszek ciemnego łyszczyku.

Z badań mikroskopowych wynika, że są to typowe łupki łyszczykowe zbudowane z naprzemianległych warstewek kwarcowych i łyszczykowych. W tych ostatnich na ogół dominuje muskowitz, natomiast udział biotyту i chlorytu jest zmienny, zwykle niewielki. Skały te w odróżnieniu od większości łupków łyszczykowych zawierają liczne poprzecznie ułożone względem laminacji skały płytki biotyту, przeważnie duże, dobrze rozwinięte z silnymi barwami pleochroicznymi:  $\beta$ ,  $\gamma$  — ciemnobrunatna,  $\alpha$  — jasnobrązowa. Biotyт taki niekiedy krystalizuje nie tylko w postaci pojedynczych osobników, lecz także w gniazdowych skupieniach złożonych z kilku dobrze rozwiniętych płytek (pl. IV, fot. 2). Skupienia takie notowano nie tylko w łupkach łyszczykowych, lecz także w niezbyt bogatych w skalenie gnejsach. Ten postdeformacyjny biotyт występuje najczęściej w łupkach łyszczykowych Starej Kamienicy i Kwieciszowic i to zwykle w pobliżu kontaktu z leukogranitami, a więc w miejscach, gdzie nie występują leptynity. W tym wypadku Fe i Mg wędrowały w głąb pasma łupkowego i tworzyły postdeformacyjny biotyт w łupkach łyszczykowych, a niekiedy w gnejsach. Gdy natomiast do leukogranitów przylegały leptynity, to one wychwytywały ciemne

składniki wypierane z wybielanych leukogranitów.

W przypadku występowania poprzecznego biotyту można brać również pod uwagę możliwość, iż płytki jego były uformowane poprzecznie do laminacji już przed ostatnim fałdowaniem, które lekko je zdeformowało, nie zacierając jednak ich niezgodnego z głównym kierunkiem laminacji skały ułożenia. Autor niniejszej pracy biotyт ten uważa za postdeformacyjny, zwłaszcza że w niektórych przypadkach ma on niewątpliwie taki charakter.

Płytki omawianego biotyту bywają często atakowane przez albit, który wdziera się w nieżyłkami, a w skrajnych przypadkach wypiera je całkowicie. Przyjmując postdeformacyjny charakter biotyту można stwierdzić, że końcowy etap albityzacji nastąpił już po całkowitym wygaśnięciu ruchów tektonicznych na omawianym terenie. Łupki dość często zawierają ziarna cyrkonu, rzadziej pojedyncze słupki turmalinu. Dość powszechnie spotykano w nich nieznaczne zazwyczaj tlenki żelaza.

### Łupki łyszczykowe i chlorytowe szczególnie bogate w granaty

W kamieniackim kompleksie łupków krystalicznych notowano odmiany tych łupków szczególnie bogate w granaty. Ze względu na duże zakrycie terenu trudno dokładnie prześledzić zasięg i formę występowania tych skał. Wydaje się jednak najbardziej prawdopodobne, że gromadzą się one w pewnym poziomie łupków łyszczykowych, tworząc kilka poprzerywanych wkładek. W niektórych rejonach notowano tylko jedno takie wtrącenie, w innych zaś dwie równoległe wkładki. Skały bogate w granaty tworzą pokłady cienkie o miąższości 0,5—1 m. *In situ* można je obserwować w Czerniawie-Zdroju i w kamieniołomie łupków łyszczykowych w Krobicy. Dużą ich ilość w postaci luźnych bloków obserwuje się w zwałach kopalni w Gierczynie. Najbogatszy zestaw bardzo różnorodnych łupków bogatych w granaty zebrano w kamieniołomie w Krobicy. Łupki z granatami występują tam najczęściej w bezpośrednim sąsiedztwie skał silnie przepojonych kwarcem.

Skały szczególnie bogate w granaty charakteryzują się dużą różnorodnością, a ich zróżnicowanie uwidacznia się już megaskopowo. Jedne z nich to typowe szare lub szarozielone łupki liściaste, bardzo bogate w granaty, których średnice często przekraczają 1 cm. W innych ta wyraźna oddzielność łupkowa jest zarta, barwę zaś mają jasnozieloną z wyraźnie widocznymi na tym tle czerwonymi granatami.

### Łupki granatowo-chlorytowe

W skałach tych dominuje chloryт ( $\approx 65\%$ ), ustępuje mu ilościowo granat ( $\approx 25\%$ ), a biotyт

występuje podrzędnie ( $\approx 3,5\%$ ). Mają one wyraźnie kierunkową teksturę. Chloryt zwykle o włóknistej budowie tworzy warstewki o kilkumilimetrowej grubości, w których uczestniczy również chloryt w postaci dobrze wykształconych blaszek. Większość blaszek ciemnego lyszczyku koncentruje się również w laminach chlorytowych. Pozostała, niewielka ilość biotyту jest ułożona dowolnie. Dość częstym składnikiem lamin biotyto-chlorytowych są tlenki żelaza. Bardzo często w biotycie i w chlorycie obserwowano czarne pola pleochroiczne.

Poszczególne warstewki biotyto-chlorytowe bywają przewarstwione cienkimi laminami kwarcowymi. Oprócz kwarcu w laminach tych często jest obecny chloryt w postaci drobnych, rozszaniach bezładnie w tle kwarcowym blaszek.

Granaty zwykle silnie spękane zawierają nieliczne wrostki. Wśród tych ostatnich dominują na ogół tlenki żelaza. Należy zaznaczyć, że wrostki te nie są ułożone zgodnie z laminacją skały. Granaty na styku z warstewkami chlorytowymi mają przeważnie prawidłowo wykształcone ściany. Niekiedy w tych miejscach obserwowano cienką, o grubości 0,01 mm, strefę reakcyjną. Bywa, że laminy chlorytowe łagodnie opływają granaty, ale zdarza się też, że ściany granatów ostro je przecinają. W przypadku, gdy granaty sąsiadują z kwarcem obserwuje się szkieletowe ząbienie tych dwu minerałów.

#### Lupki granatowo-chloryto- -muskowitowe

Skały te megaskopowo mają barwę szarozieloną lub ciemnozieloną z widocznymi, często dużymi, czerwonymi ziarnami granatów. Kierunkowość tekstury jest przeważnie słabo widoczna. Mikroskopowo stwierdzono, że głównymi składnikami tych skał są: granaty, muskowitz, chloryt i kwarc. Miejscami skały te mają charakter łupków chloryto-muskowitowych, szczególnie bogatych w granaty, o wyraźnie widocznej teksturze kierunkowej, w innych miejscach tekstura kierunkowa się zaciera, a granaty tkwią wśród dużych blaszek jasnej miki bezładnie rozmieszczonej w skale.

W partiach „łupkowych” muskowitz tworzy drobne blaszki, koncentrujące się często w połałdowanych, a miejscami i zwichrzonych laminach. Partie te są zbudowane głównie z muskowitzu, któremu towarzyszą w niewielkich ilościach chloryt i kwarc. Laminy lyszczykowe rzadko opływają granaty, znacznie częściej bywają ostro przecinane ścianami tych ostatnich. Niekiedy wśród lamin lyszczykowych notowano drobne, zgodne warstewki zbudowane z muskowitzu, z tym że drobnokrystaliczna, jasna mika jest zorientowana w nich poprzecznie do głównego kierunku laminacji skały.

Muskowitz w innych partiach omawianych

skał występuje przeważnie w postaci dużych, prawidłowo wykształconych płytek. Szczególnie dobrze rozwinął się muskowitz w miejscach bogatych w chloryt. W takich przypadkach ma on często kształty prawidłowe, a jego płytki osiągały rozmiary  $0,2 \times 1$  mm.

Chloryt notowano tylko w niektórych partiach omawianych skał; bywa on zazwyczaj w postaci dużych, dobrze wykształconych płytek o pleochroizmie z barwami zielonymi.

Biotyt tylko w znikomej ilości wchodzi w skład lamin lyszczykowych, przeważnie tworzy duże, bezładnie rozszane w skale płytki o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnobrażowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna.

Granaty tworzą duże kryształy o średnicach często około 2 mm. Są one przeważnie silnie spękane i często usiane drobnymi wrostkami. Ziarna granatów bywają zwykle nieprawidłowo wykształcone i w wielu przypadkach pozazębiane z kwarcem, co jest najprawdopodobniej wynikiem szkieletowego wzrostu granatów. W spękaniach granatów krystalizuje chloryt, a wrostki w granatach tworzą kwarc, chloryt i bardzo drobnoziarnisty kasyteryt.

Kwarc w większości przypadków sprawia wrażenie składnika później doprowadzonego. Kwarcu typowego dla łupków jest w omawianych skałach stosunkowo niewiele, tkwi on przeważnie w postaci drobnych ziarn w laminach muskowitzowych. Dość obfity natomiast jest kwarc tworzący duże ziarna, koncentrujące się w pobliżu granatów.

W skałach tych notowano liczne pola pleochroiczne zarówno w biotycie, jak i w chlorycie. Często obserwowano tu również tlenki żelaza i to niekiedy w postaci dużych kryształów. Pospolitym składnikiem omawianych skał jest także apatyt tworzący duże, owalne ziarna.

#### Skały granatowo-chloryto- -biotytowe

Megaskopowo są to skały szarozielone, ze słabo widoczną teksturą kierunkową.

Mikroskopowo różnią się od poprzednio opisanych znacznym udziałem ciemnego lyszczyku oraz zdecydowanie większą ilością kwarcu. Z drugiej zaś strony są uboższe od poprzednich łupków w muskowitz, a także w granaty. Przeważnie tekstura omawianych skał jest bezładna. Duże ziarna granatów, często o średnicach około 5 mm, tkwią między dużymi, nieuporządkowanymi płytkami biotyту i muskowitzu. W omawianych skałach tekstury kierunkowe zachowały się tylko lokalnie. Notowano w tych skałach lokalne strefy, zamknięte wśród otaczających je granatów o wyraźnie kierunkowych teksturach. Partie te przedstawiają gruboblaszkowe łupki chlorytowe lub bardziej drobnoblaszkowe łupki muskowitzowe. W miejscach o wyraźnie kierunkowych teksturach notowa-

no także duże blaszki przeważnie biotyту, rzadziej chlorytu, ułożone dowolnie względem laminacji skały. Warstewki chlorytu i muskowitu tylko rzadko opływają ziarna granatów, a znacznie częściej bywają ostro przecinane ścianami tych ostatnich. Obserwowano również w tych skałach reliktywne tekstury kierunkowe zachowane niekiedy w granatach w postaci wrostków. Są to najczęściej warstewki zbudowane z wydłużonych ziarn kwarcu ułożonych zgodnie dłuższymi osiami.

Granaty bywają silnie spękane i zawierają niekiedy bardzo liczne wrostki, przeważnie kwarcu. Niektóre granaty są usiane drobnokryształiczną, wysoko dwójłomną substancją; najprawdopodobniej jest to kasyteryt. Większość granatów ma całkowicie prawidłowo wykształcone ściany, gdy tymczasem ich centra są silnie spękane. To świadczy, że końcowy etap ich rozwoju nastąpił już po zakończeniu ruchów tektonicznych w omawianej strefie.

Kwarc występuje najczęściej w skupieniach złożonych z kilku lub kilkunastu dużych ziarn. Jest on czysty, bez wrostków i przeważnie spokojnie wygasza światło.

Biotyt notowano w postaci dużych blaszek o brunatnych barwach pleochroicznych, często osiagających rozmiary  $0,25 \times 2$  mm. Podobnie muskowit tworzy duże blaszki o wymiarach  $0,2 \times 1$  mm. Chloryt natomiast występuje zazwyczaj w postaci blaszek drobniejszych.

Apatyt jest tu obfity i to przeważnie w postaci dużych ziarn. Podobnie jak w poprzednich skałach notowano tu bardzo liczne pola pleochroiczne przy cyrkonie zarówno w blaszkach biotyту, jak i chlorytu.

W niektórych łupkach łyszczykowych bogatych w granaty, a także i w łupkach chloryto-biotytowych występuje minerał, którego dotychczas nie udało się autorowi oznaczyć. Jest on 2-osiowy o niskiej dwójłomności i pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — sinoniebieska. Być może minerał ten został opisany przez S. Jaskólskiego i K. Mochnacką (1958) jako dysten. Autor w najbliższym czasie podejmie próbę wydzielenia go w celu przeprowadzenia pełnych badań mineralogiczno-chemicznych.

#### Drobne wtrącenia łupków

łyszczykowych i chlorytowych wśród gnejsów leukokratycznych

Oprócz łupków łyszczykowych głównego pasma stwierdzono również drobne wtrącenia łupków biotytowych wśród leukokratycznych gnejsów górnej Czerniawki. Skały te odsłaniają się w korycie Czerniawki i tworzą o miąższości 0,5—1 m zgodne wtrącenia wśród gnejsów. Są one bardzo silnie pomięte i pofałdowane. Megaskopowo mają barwę ciemną, z widocznymi

niekiedy blaszkami ciemnej miki i słupkami ciemnozielonego amfibolu. Przedstawiają one:

1. Skały, które należy określić mianem *łupków biotytowych*, ujawniające słabo widoczną kierunkowość. Są one zbudowane głównie z brunatnego biotyту rozmieszczonego na ogół bezładnie, a tylko lokalnie skupiającego się w warstewkach. Większa część blaszek biotyту jest postrzępiona i nieraz w znacznym stopniu wymięta. Z minerałów jasnych obecny jest albit i kwarc. Ten pierwszy przeważa ilościowo. Omawiane skały są dość bogate w apatyt. Na uwagę zasługuje duża ilość cyrkonu oraz stosunkowo liczny anataz. Minerał ten tworzy skupienia składające się z kilku lub kilkunastu małych ziarenek.

2. *Łupki chlorytowe* zbudowane prawie wyłącznie z chlorytu, któremu towarzyszy podrzędny biotyt. Chloryt jest słabo pleochroiczny z barwami:  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — bladozielona. Z minerałów jasnych dość liczne są plagioklasy kwaśne, często silnie spękane i często faliście wygaszające światło.

3. *Łupki amfibolowe* zbudowane głównie z amfibolu i biotyту ze stosunkowo małym udziałem minerałów jasnych. Są one silnie pofałdowane i zdeformowane. Amfibol jest hornblendą zwyczajną o bladozielonych barwach pleochroicznych i bardzo często ulega procesowi biotytyzacji. Jego  $\angle Z/\gamma$  wynosi  $19^\circ$ . Duży udział stanowią łyszczykowe pseudomorfozy po amfibolu, zawierające liczne relikty hornblendy. Biotyt notowano dość często w formie dużych i dobrze wykształconych płytek. Plagioklasy występują w postaci drobnych i niekiedy zbliżonych albitowo ziarn. Dość liczne są tu skupienia ziarn cyrkonu i anatazu.

Jest bardzo prawdopodobne, że pierwotnie te drobne wkładki łupkowe przedstawiały wtrącenia amfibolitów w gnejsach. Skały te zostały następnie całkowicie lub tylko częściowo zbiotytyzowane, a z kolei niektóre z nich uległy procesowi chlorytyzacji. Biotytyzacja tych amfibolitów odbyła się najprawdopodobniej pod wpływem dopływu potasu jednocześnie z blastezą mikroklinową w gnejsach.

#### Zmienność kąta $2V$ łyszczyków skał kompleksu kamienickiego

W celu zorientowania się w zmienności jasnej miki wykonano pomiary  $\angle 2V$  muskowitu. Wyniki oznaczeń zestawiono w tabeli 3.

Muskowit i biotyt wydzielono ze skał, a następnie wykonano z nich preparaty mikroskopowe. Pomiary  $\angle 2V$  wykonano na stoliku uniwersalnym. W każdym preparacie zmierzono co najmniej dwadzieścia  $\angle 2V$  muskowitu. W tabeli 3 podano interwał zmienności  $\angle 2V$  i wyniki pojedynczych pomiarów nie mieszczące się w tym zakresie. W celu porównania ozna-



Tabela 3

Zestawienie wyników pomiarów kątów 2V łyszczyków  
List of measurements of 2V angles of micas

Numer próbki	Skala	Lokalizacja	Muskowit	Biotyt
1	łupek muskowitowy	Stara Kamienica	39—41 (37)	
2	łupek muskowitowy	Stara Kamienica	40—42	
3	łupek muskowitowo-biotytowy	Stara Kamienica	37—43	0—5
4	łupek muskowitowo-biotytowy	Stara Kamienica	39—41 (27, 35)	0—5
5	łupek muskowitowo-biotytowy	Stara Kamienica	38—42 (33)	
6	łupek plamisty	Stara Kamienica	40—42	0—5 i 14—15
7	łupek muskowitowy	Kwieciszowice	40—42 (45)	
8	łupek muskowitowo-biotytowy	Kwieciszowice	40—41 (29)	0—5
9	gnejs zgrejzenizowany	Kwieciszowice	38—41	
10	łupek muskowitowo-biotytowy	Przecznica	37—41	0—4
11	łupek muskowitowy	Przecznica	38—42 (34, 45)	
12	łupek muskowitowy	Krobica	29—41	
13	łupek muskowitowo-biotytowy	Krobica	40—41	0—2
14	łupek bogaty w granaty	Krobica	40—45 (37)	
15	leukogranit	Stara Kamienica	38—41	
16	gnejs izerski	Przełom Bobru	39—48	0—5
17	jasny gnejs izerski	Leśna	38—46 i 29—31	

czono również jasną mikę w gnejsie izerskim oraz w jasnym gnejsie z Leśnej.

Jak wynika z zestawienia pomiarów, jasna mika łupków łyszczykowych omawianego kompleksu charakteryzuje się bardzo podobnymi cechami optycznymi. Zmienność  $\angle 2V$  jest zawarta przeważnie w przedziale 39—42°. Te wartości kąta osi optycznych charakteryzują muskowit o bardzo niewielkich domieszkach fengitu i ferromuskowitu. Muskowit leukogranitów ma taki sam jak muskowit łupków łyszczykowych interwał zmienności  $\angle 2V$ .

Lokalnie stwierdzono jednak jasną mikę o mniejszych  $\angle 2V$ ; przeważnie jest ona obecna w skałach występujących w pobliżu stref leukokratyzacji (Kwieciszowice, tab. 3, pr. 8, Stara Kamienica, pr. 4). Jest całkiem prawdopodobne, że w tych strefach mogła krystalizować druga generacja muskowitu. Byłby to najprawdopodobniej muskowit późniejszy, którego krystalizacja mogła być związana z grejzenizacją stref kontaktowych pasma łupków łyszczykowych z leukogranitami. Również większą zmienność  $\angle 2V$  u jasnej miki notowano w łupkach łyszczykowych, szczególnie bogatych w granaty (pr. 14). Należy tu zaznaczyć, że mikroskopowo stwierdzono w łupkach bogatych w granaty dwie generacje muskowitu: jedną skupioną w zgodnych laminach, drugą zaś w postaci dobrze rozwiniętych, dużych, dowolnie zorientowanych blaszek. Na uwagę zasługuje duża zmienność  $\angle 2V$  muskowitu w jasnym gnejsie z Leśnej.

Biotyt natomiast wykazuje przeważnie minimalne zróżnicowanie  $\angle 2V$ , w zdecydowanej większości próbek zmienność ta zawarta była w przedziale od 0 do 5°. Dość ważne jest stwier-

dzenie, że postdeformacyjny ciemny łyszczyk ma niekiedy większy  $\angle 2V$ , w przybliżeniu równy 15°.

Wydaje się celowe wykonanie w przyszłości podobnych oznaczeń danych optycznych muskowitu w innych kompleksach lub wtrąceniach łupków łyszczykowych w gnejsach izerskich. Bowiern dopiero kiedy będzie się dysponować dużym materiałem porównawczym, dane te będą przedstawiały odpowiednią wartość.

#### Skład chemiczny łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów- -Zdrój

Skład chemiczny łupków łyszczykowych przedstawiają analizy zestawione w tabeli 4. Zanalizowano łupki muskowitowo-chlorytowe, muskowitowo-biotytowe i jeden łupek łyszczykowy bardzo bogaty w granaty. Do analiz wybrano najbardziej powszechnie występujące w omawianym pasmie łupki, a więc zbudowane z muskowitu, biotyту, chlorytu i kwarcu; bez skaleni (pr. 2—5). Jak widac z analiz, są to skały stosunkowo bogate w glin, a ubogie w sód i w wapń. Skład chemiczny tych łupków jest bardzo podobny, z tym jednak że łupek muskowitowo-biotytowy (pr. 3) jest bardzo ubogi w MgO, podczas gdy łupki zawierające chloryt są znacznie bogatsze w ten składnik. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że zmienny stosunek Fe/Mg w poszczególnych skałach mógł być przyczyną krystalizowania biotyту lub chlorytu, albo też obu tych składników w równowadze. O występowaniu chlorytu i biotyту w

Tabela 4

Skład chemiczny łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój  
Chemical composition of mica schists from the range Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

Składniki chemiczne	Numer próbki					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,86	57,71	58,88	56,58	65,08	41,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,15	23,18	24,04	23,48	19,92	27,79
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,46	0,32	0,54	0,22	0,57
MgO	2,56	3,66	0,99	2,14	2,18	0,80
FeO	4,54	4,31	6,47	5,47	3,82	23,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	3,01	0,90	2,85	1,05	0,98
CaO	0,33	0,23	0,29	0,78	0,05	—
Na <sub>2</sub> O	2,41	0,98	0,77	0,88	0,90	0,46
K <sub>2</sub> O	4,20	3,55	3,75	4,05	4,35	0,88
H <sub>2</sub> O+	3,20	3,00	3,20	3,31	2,75	3,41
H <sub>2</sub> O-	0,13	0,25	0,20	0,22	0,12	0,08
Suma	99,77	100,34	99,81	100,30	100,44	100,21

1 — łupek muskowitowo-chlorytowy z albitem, Przecznicza, 2 — łupek muskowitowo-chlorytowo-biotytowy, Przecznicza, 3 — łupek muskowitowo-biotytowy, Krobica, 4 — łupek muskowitowo-chlorytowy, Krobica, 5 — łupek muskowitowy z porfiroblastycznym biotytem, wkładka łupków łyszczykowych w leptynitach w kamieniołomie w Kotlinie, 6 — łupek szczególnie bogaty w granaty, kamieniołom w Krobicy. Analizy chemiczne zostały wykonane w laboratorium Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW.

równowadze wspominał już autor w czasie szczegółowej charakterystyki omawianych skał. Analiza (pr. 5) obrazuje skład chemiczny łupku szczególnie bogatego w granaty. Na uwagę zasługuje fakt, że skała ta nie zawiera CaO, jest bardzo uboga w MgO i nadzwyczaj bogata w FeO; wynika to z tego, że granat w niej występujący jest najprawdopodobniej czystym almandynem. Analiza próbki 1 przedstawia skład chemiczny łupku muskowitowo-chlorytowego, stosunkowo bogatego w albit (około 12%). Skład chemiczny tej skały jest podobny do składu chemicznego łupków bezskaleniwych z wyjątkiem Na<sub>2</sub>O, w który łupek albitowy jest bogatszy.

#### GNEJSY KAMIENICKIEGO PASMA ŁUPKOWEGO

Łupkom łyszczykowym pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój towarzyszą zgodnie przewarstwiające się z nimi pokłady gnejsów. Ilościowy udział gnejsów jest zmienny w poszczególnych rejonach tego pasma. W rozdziale tym zostaną również omówione gnejsy występujące w bezpośrednim sąsiedztwie, na zewnątrz łupków łyszczykowych, lepiej rozpoznane przy południowej granicy omawianego kompleksu, mniej przy północnej, gdzie granica między łupkami i gnejsami jest wszędzie zakryta. Często stwierdza się duże podobieństwo gnejsów tworzących wtrącenia wewnątrz kompleksu łupkowego do gnejsów występują-

cych w bezpośrednim sąsiedztwie tego kompleksu.

Gnejsy różnią się barwą, strukturą i składem mineralnym. Pod względem czysto opisowym można je podzielić w sposób następujący:

gnejsy szare (obfitujące w biotyt lub chloryt)	{ gnejsy albitowe { gnejsy dwuskaleniwowe	{ słojuwe { oczkowe { słojuwe { oczkowe

Podział na gnejsy leukokratyczne i szare opiera się na zawartości ciemnych składników, głównie ciemnego łyszczyku. Gnejsy leukokratyczne nie zawierają ciemnego łyszczyku, a w każdym razie mniej niż 2% objętości skały. Są bardzo podobne do leukogranitów, różnią się jednak od nich wyraźną teksturą kierunkową. W gnejsach szarych występuje sam albit, albo albit wraz ze skaleniem potasowym, stąd ich podział na gnejsy albitowe i dwuskaleniwowe. Gnejsy leukokratyczne zawierają zarówno skalenie potasowe, jak i albit. Sporadycznie tylko notowano tu skały zawierające ze skalenia tylko sam albit. Dlatego nie podzielono gnejsów leukokratycznych na odmiany albitowe i dwuskaleniwowe.

Gnejsy szare są reprezentowane przez dwie odmiany strukturalne: słojuwe i oczkowe. Brak jest wyraźnej granicy między tymi dwiema od-

mianami, gdyż ilość oczek skaleniowych w gnejsach stopniowo wzrasta. W niektórych gnejsach są to nieliczne, wyłaniające się z drobnoziarnistego tła oczka skaleni, gdy inne gnejsy są już w nie stosunkowo bogate. Najczęściej spotykanymi na omawianym terenie są skały bogate w drobne oczka skaleni o średnicach rzędu 0,5 cm. Stosunkowo rzadko notowano gnejsy z oczkami większymi (o średn. 1—2 cm).

Gnejsy leukokratyczne są reprezentowane przez inne odmiany strukturalne niż gnejsy szare, a mianowicie: 1) porfiroblastyczne — wśród drobnoziarnistej masy kwarcowo-skaleniowej tkwią duże blasty skaleni, 2) równoziarniste — skały zbudowane z ziarn o zbliżonych średnicach, 3) kataklastyczne, których większa część składników jest silnie strzaskana i zdeformowana.

Inne zagadnienie klasyfikacyjne stanowi podział skał kompleksu kamienickiego na gnejsy i łupki.

Łupki łyszczykowe omawianego pasma mogą niekiedy zawierać do kilkunastu procent skaleni i wtedy zaliczane by były do gnejsów. W takich przypadkach istniałoby stopniowe przejście między łupkami łyszczykowymi, a ubogimi w skalenie gnejsami. Zastosowanie takiej nomenklatury na omawianym terenie byłoby sztuczne, utrudniałoby pracę geologom kartującym oraz komplikowałoby megaskopowe rozróżnienie łupków łyszczykowych od gnejsów. Dlatego autor, zgodnie z E. Wenkiem (1963), zdecydował się zaliczyć do łupków wszystkie skały o wyraźnie liściastej foliacji, mimo dość licznych skaleni widocznych pod mikroskopem (do 20%). Za gnejsy zaś autor uważa skały, w których megaskopowo jest zauważalna duża ilość ziarn skaleni, co powoduje zanik liściastej łupkowatości. Dla opisywanego terenu charakterystyczna jest wyraźna luka między skałami o zawartości 20 i 40% skaleni, co ułatwia megaskopowe odgraniczenie łupków od gnejsów (fig. 2). Skład mineralny gnejsów przedstawiają tabele 5 i 6.

### Gnejsy szare

Są to skały o różnym odcieniu barwy szarej, megaskopowo różniące się od łupków łyszczykowych grubszymi warstewkami kwarcowo-skaleniowymi i rzadszymi warstewkami łyszczykowymi.

### Gnejsy albitowe

Są one reprezentowane na omawianym terenie przez odmiany słojoye i oczkowe. Ich kierunkową teksturę podkreślają wyraźne smugi lub laminy ciemnego łyszczyku. U niektórych z nich są widoczne na ogół drobne blaszki postdeformacyjnego biotyty. Skały te są prze-

ważnie spokojnie laminowane, jednak lokalnie bywają pofałdowane. Niektóre gnejsy upodabniają się do leptynitów. Są to skały drobnoziarniste, barwy jasnej, bielejące w czasie wietrzenia, zbudowane zaś z drobnych ziarn albitu i kwarcu wzajemnie pozazębianych i ciemnego łyszczyku skupionego głównie w cienkich laminach. Od leptynitów różnią się tylko nieco grubszym ziarnem i dużą ilością ukierunkowanego ciemnego łyszczyku. Oprócz niego zawierają one również biotyt w postaci dowolnie zorientowanych płytek. Ze skaleni występuje zwykle tylko albit (2—5% an.), sporadycznie zaś w niewielkiej ilości mikroklin. Brak tu tendencji do wyraźnego wzrostu oczek albitowych. Biotyt bywa przeważnie wykształcony w postaci drobnych blaszek o brunatnych barwach pleochroicznych, rzadziej notowano odmiany ciemnego łyszczyku o schemacie pleochroicznym:  $\alpha$  — prawie bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — jasnobrązowa.

Postdeformacyjne płytki biotyty zawierają niekiedy dość liczne wrostki drobnych ziarn skaleni i kwarcu. Taką odmianę autor jest skłonny wiązać genetycznie z serią leptynitową.

Drugi rodzaj gnejsów słojoyych to skały zbudowane z ziarn skaleni i kwarcu przekraczających wyraźnie wymiary ziarn leptynitów. Skały te nie ujawniają megaskopowo budowy oczkowej, chociaż pod mikroskopem obserwuje się początki takiej budowy. Polega to na stopniowym wzroście ziarn skaleni.

Są one zwykle skałami bogatymi w łyszczyki skupione w zgodnych, przeważnie regularnych, niekiedy pofałdowanych laminach. Dominującym minerałem blaszkowym jest zwykle muskowitz wykształcony w postaci dość prawidłowych i dobrze rozwiniętych blaszek. Towarzystwa mu w zmiennych ilościach chloryt i biotyt. Skalenie wspólnie z kwarcem tworzą laminy, przewarstwione laminami łyszczykowo-chlorytowymi. Albit wzrasta niekiedy kosztem drobnokrystalicznego tła skalnego, tworząc niezbyt wielkie porfiroblasty.

Gnejsy oczkowe są skałami o wyraźnie kierunkowej teksturze, co podkreślają liczne blaszki łyszczyków skupiające się miejscami nawet w dość grubych warstewkach. Naprzemianlegle z laminami łyszczykowymi występują warstewki zbudowane głównie z kwarcu i albitu. Struktura tych skał jest nierównoziarnista. Ziarna kwarcu są przeważnie drobne, natomiast duże zróżnicowanie wymiarów ziarn wykazują albity. Te ostatnie występują w postaci ziarn drobnych o średnicach około 0,1 mm, średnich 0,2—0,5 mm, oraz porfiroblastów o średnicach 0,5—5 mm. Można zatem określić strukturę tych skał jako oczkową.

W niektórych warstewkach kwarcowo-albitowych przeważa ilościowo kwarc, w innych zaś albit. Kwarc jest na ogół czysty, bez wrostków i przeważnie spokojnie wygasza światło. Albit notowano zwykle w postaci czystych ziarn, tyl-

Tabela 5

Skład mineralny gnejsów pasma łupków krystalicznych Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój (% obj.)  
 Mineral composition of gneisses from the crystalline schist range Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój (vol. per cent)

Mineral	Numer próbki																						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
	1	31a	31b	33	401c	404	441a	439a	438b	438d	110a	110b	23e	481a	85a	85b	62	522	516				
Kwarc	27,3	41,8	36,4	49,0	39,8	43,7	35,8	23,7	40,5	36,6	35,7	35,3	24,0	40,5	50,0	45,9	68,5	34,5	30,9	35,8	38,1	56,2	
Albit	10,1	23,0	22,3	17,2	28,4	23,4	28,1	24,9	26,7	28,1	29,1	30,9	10,0	29,2	—	—	—	27,8	31,0	40,5	23,8	20,0	
Albit szachow- nicowy	8,4	7,2	1,3	2,5	3,0	11,2	—	—	—	—	4,0	—	17,2	—	36,9	38,3	23,5	—	—	—	12,4	0,9	
Mikroklın	24,1	24,0	34,7	30,5	18,7	17,4	9,0	22,4	15,3	31,0	20,9	24,4	27,5	17,6	—	—	—	15,1	17,8	—	—	—	
Muskowit	7,0	3,1	3,5	0,6	8,3	3,3	3,4	4,7	5,9	1,3	9,3	3,6	14,0	8,8	7,0	11,2	6,4	17,0	15,8	13,5	20,2	17,6	
Biotyt	16,5	0,7	1,6	0,2	1,8	—	—	21,3	11,1	1,9	1,9	3,6	3,4	2,5	—	—	—	4,2	3,4	2,1	4,1	2,1	
Chloryt	4,6	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,6	0,5	3,5	1,0	0,4	3,9	0,6	0,9	0,6	5,4	1,4	1,2	
Apatyt	1,2	0,1	—	—	—	0,3	0,3	—	—	1,1	0,2	0,5	0,1	0,2	—	—	—	0,2	0,3	—	—	—	
Cyrkon	0,1	0,1	śl.	—	—	—	0,1	—	—	—	—	0,2	—	0,1	—	—	—	śl.	śl.	—	—	śl.	
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fluoryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Tlenki Fe	0,7	—	—	—	—	0,7	śl.	śl.	—	—	0,3	1,0	0,3	0,1	—	—	—	0,3	0,2	—	—	—	
Inne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,8	—	—	—	—	—	

1 — gnejs rejonu Wojcieszyc (fig. 7), 31, 33, 401, 404, 441, 439, 438 — gnejsy rejonu Starej Kamienicy (fig. 8), 110, 23, 481 — gnejsy okolic Gierczynna, 15, 16, 17, 85, 62 — gnejsy okolic Swieradowa-Zdroju, 522, 516 — gnejsy rejonu Czerniawy-Zdroju (fig. 15). Analizę mikrometryczną skały 1 wykonała A. Mickiewicz (1960), a skały 15, 16, 17 — J. Pa-  
 włowska (1966).

Tabela 6

Skład mineralny gnejsów leukokratycznych pasma Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój (% obj.)  
 Mineral composition of leucocratic gneisses of the range Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój (vol. per cent)

Mineral	Numer próbki																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17					
	559a	559b	558a	558b	553a	553b	553c	556c	557d	557e	427	429b	430c	436	428	425	433					
Kwarc	40,6	34,5	32,9	61,1	33,9	35,4	37,6	24,3	25,2	30,8	31,1	39,0	39,0	40,8	3,4	61,2	35,7					
Plagioklaz	41,8	50,0	22,4	15,0	43,9	24,9	46,9	22,3	39,2	25,5	26,1	33,1	35,2	40,5	38,0	5,2	37,1					
Albit szachow- nicowy	—	2,6	28,7	6,1	4,9	3,7	2,8	1,8	6,6	2,0	—	6,4	3,0	—	—	—	2,9					
Mikroklın	8,0	8,8	13,5	5,6	9,9	33,6	2,4	37,0	24,7	36,2	33,9	18,3	17,2	—	52,2	1,4	6,1					
Muskowit	7,9	1,5	2,5	11,2	6,7	1,6	4,4	12,0	2,8	4,5	8,1	1,7	5,2	14,4	2,7	30,7	17,3					
Biotyt	1,7	1,8	śl.	1,0	0,7	0,8	2,8	1,7	1,0	śl.	0,8	0,7	śl.	3,2	2,0	0,6	—					
Chloryt	—	—	—	—	—	—	1,6	0,5	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—					
Apatyt	śl.	0,8	śl.	śl.	—	—	1,0	0,4	0,5	0,5	—	0,8	0,4	—	0,2	0,3	0,3					
Cyrkon	śl.	śl.	—	—	śl.	śl.	śl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
Tlenki Fe	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	1,1	—	0,6	0,6					

1—15 — gnejsy leukokratyczne, 16 — grejzen kwarcowo-muskowitowy, 17 — zgrejzenizowany gnejs leukokratyczny, 559, 558, 553, 556, 557 — gnejsy leukokratyczne rejonu Czerniawy-Zdroju (fig. 15), 427, 428, 430, 435, 428, 425, 433 — skały rejonu Starej Kamienicy (fig. 8).

ko w wyjątkowych przypadkach w nieznanym stopniu zserycytizowanych. Ziarna frakcji drobnej bywają na ogół zbliżnione albitowo, natomiast porfiroblasty mają najczęściej budowę szachownicową lub jednocześnie normalnie albitową i szachownicową. Albity najdrobniejszej frakcji skupiają się niekiedy w laminach łyszczkowych. Duże porfiroblasty albitu zdają się wzrastać kosztem drobnziarnistego tła skalnego. Świadczy o tym częste przetkanie porfiroblastów albitu drobnymi wrostkami kwarcu i łyszczków. Nie jest jednak wykluczone, że to nie porfiroblasty albitu wzrastały, lecz skaleni potasowych, które z kolei zostały zastąpione albitem szachownicowym. Ze względu na to, że nie spotyka się zwykle żadnych reliktyw skałeni potasowych w porfiroblastach albitu szachownicowego, trudno rozstrzygnąć, która z dwu powyższych hipotez jest prawdziwa. Nie jest jednak wykluczone, że albit szachownicowy mógł się w tym przypadku utworzyć w skałach pozbawionych całkowicie lub ubogich w skaleni potasowe. Porfiroblasty te wzrastałyby w takich przypadkach kosztem drobnziarnistego, bogatego w albit tła skalnego.

Całkiem sporadycznie napotymano w omawianych skałach drobne, czyste ziarna mikroklinu o widocznej niekiedy kratce bliźniaczej. Na styku jego ziarn z albitem nie obserwowano stosunków reakcyjnych. Dominującym składnikiem lamin łyszczkowych jest muskowitz, a w podrzędnych ilościach towarzyszy mu biotyt często wypierany przez chloryt. Muskowitz tworzy przeważnie dość duże i dobrze wykształcone blaszki. Notowano biotyt zarówno o zielonych, jak i o brunatnych barwach pleochroicznych. Większość blaszek łyszczków i chlorytu koncentruje się w zgodnych, równoległych laminach, dość często jednak notowano blaszki łyszczków, głównie biotyty, ułożone poprzecznie do laminacji skały. Z minerałów pobocznych często jest obecny liczny apatyt wykształcony w postaci dość drobnych ziarn lub dość dużych osobników o średnicach około 0,5 mm. Dość liczny jest również cyrkon w postaci drobnych, owalnych ziarn. Notowano też skupienia bardzo drobnych ziarn anatazu.

Osadowe pochodzenie tych skał zdaje się nie ulegać wątpliwości. Trudno natomiast stwierdzić czy skały te pierwotnie zawierały skaleni czy też zostały dopiero w etapie późniejszym sfeldspatyzowane. Zdaniem autora najprawdopodobniej skały te zawierały od samego początku pewną ilość skałeni.

#### Gnejsy dwuskaleniowe

Gnejsy te megaskopowo nie różnią się od opisanych wyżej gnejsów albitowych i są zwykle reprezentowane przez odmiany: słojuową i oczkową. Gnejsy o większych średnicach oczek

były notowane na omawianym terenie tylko sporadycznie. Gnejsy te, podobnie jak gnejsy albitowe, są nieraz stosunkowo bogate w łyszczki skupione w dość grubych laminach, poprzewarstwianych warstewkami kwarcowo-skaleniowymi. Skaleni gnejsów słojuowych nie osiągają większych rozmiarów, lecz tworzą osobniki o średnicach podobnych jak ziarna kwarcu. W skałach tych występuje zarówno albit, jak i mikroklin. Obserwowano także stopniowy rozwój skałeni, często kosztem drobnziarnistego tła skalnego, prowadzący do tworzenia się odmian oczkowych. We wszystkich skałach tego typu notowano zmienny udział skałeni potasowych, które czasem osiągają nawet ilościową przewagę nad albitem. Duże skaleni potasowe są reprezentowane przez mikroklin, często ujawniający kratkę bliźniaczą. Prawie powszechnie skaleni te bywają zastępowane wtórnym albitem, który atakuje w pierwszym rzędzie duże blasty skałeni potasowych, w mniejszym stopniu drobne ziarna. Proces ich albityzacji zaczyna się od infiltracji drobnych żyłek albitu, które następnie grubieją i łączą się ze sobą, co doprowadza w końcu do całkowitego zastąpienia skałeni potasowego albitem lekko zmętniałym, o strukturze szachownicowej.

Już K. Smulikowski (1958) zwrócił uwagę, że mikroklin w czasie procesu albityzacji bywa lepiej zachowany przy brzegach ziarn niż w ich środkach. Często obserwowano skaleni potasowe całkowicie zmętniałe w środku i w wysokim stopniu zastąpione albitem, podczas gdy ich strefy zewnętrzne bywają całkiem czyste i ujawniają bardzo wyraźną kratkę bliźniaczą. Badania mikroskopowe ujawniły, że czysty, z rozwiniętą kratką bliźniaczą mikroklin tworzy również samodzielne ziarna opierające się skutecznie albityzacji. Podobny mikroklin notowano sporadycznie w łupkach łyszczkowych, a nawet w leukogranitach. Nie jest więc wykluczone, że w pewnym okresie nastąpiło ponowne uaktywnienie potasu, które doprowadziło do ponownego rozwoju istniejących już w tym czasie blastów skałeni potasowych, co objawiło się regeneracją zewnętrznych stref tych starszych blastów i krystalizacją nowego mikroklinu w postaci samodzielnych ziarn. Proces ten był jednak lokalny, o małym zasięgu i nasileniu, i odegrał małą rolę w rozwoju skał omawianego kompleksu.

Z łyszczków przeważa muskowitz skupiony w laminach lub zajmujący dowolne położenia. Występuje on najczęściej w postaci dobrze rozwiniętych płytek. Biotyt, o pleochroizmie z barwami:  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna,  $\alpha$  — jasnobrązowa, rzadziej  $\beta$ ,  $\gamma$  — zielona,  $\alpha$  — jasnozielona, towarzyszy przeważnie w laminach muskowitzowi i często bywa zastępowany chlorytem.

## Gnejsy leukokratyczne

Gnejsy leukokratyczne są skałami podobnymi do leukogranitów, a różnią się od nich wyraźnie widoczną teksturą kierunkową.

### Porfiroblastyczne gnejsy leukokratyczne

Mają one wyraźnie kierunkową teksturę podkreśloną warstewkami łyszczyków, głównie jasnej miki, niekiedy również bardzo cienkimi i nieciągłymi smugami biotyty. Zbudowane są głównie z drobnokrystalicznej masy skaleniowo-kwarcowej, wśród której tkwią duże porfiroblasty, w jednych skałach głównie albitu, w innych zaś mikroklinu — najczęściej o grubopertytowej budowie. Drobnodziarniste tło skalne gnejsów jest zbudowane z albitu, kwarcu i podrzędnego mikroklinu, niekiedy o widocznej kratce bliźniaczej. Te drobnodziarniste fragmenty przypominają struktury leptynitów. Kwarc tworzy przeważnie ziarna drobne i średnie, większe osobniki są rzadkie. Przeważnie w skałach tych kwarc jest rozprzestrzeniony dość równomiernie, rzadko tylko tworzy większe skupienia. Światło wygasza zwykle faliście.

Omawiane skały są stosunkowo ubogie w skaleni potasowe, których udział rzadko przekracza 15—20%. Są one wykształcone bądź w postaci drobnych, czystych ziarn często o widocznej kratce bliźniaczej, bądź w postaci porfiroblastów o budowie pertytowej. Obserwowano różne stadia rozwoju tych pertytów, niekiedy rozrastających się w grube warstewki obejmujące znaczną część danego ziarna. Taki rozwój pertytów należy wiązać z postępującym procesem albityzacji. Albit występuje tu w postaci ziarn poprzerastanych dość gęsto serycytem, czystych, „normalnie” albitowo zbliźniaczonych i o strukturze szachownicowej. Niekiedy albit zserycytizowany bywa obrastany przez większe ziarna albitu czystego i sprawia wrażenie jakby był przez niego wchłaniany. Albit szachownicowy występuje w ilościach niewielkich, nie przekraczających 10%, w większości nawet 5%. Przeważnie można stwierdzić, że powstał on kosztem mikroklinu. W niektórych skałach notowano albity o powyginanych lamelkach bliźniaczych.

Porfiroblastyczne gnejsy leukokratyczne są dość bogate w jasny łyszczyk, który w skałach tych występuje w zdecydowanie większych ilościach niż w leukogranitach. Muskowit skupia się przeważnie w krótkich, często wyslizganych smugach. Notowano również większe skupienia lub soczewki muskowitu sprawiające wrażenie reliktowych fragmentów łupków łyszczykowych. Biotyt jest składnikiem podrzędnym, w niektórych jednak skałach notowano jego występowanie w postaci gniazdek złożonych z kilku blaszek. Z minerałów pobocznych w skałach tych notowano niekiedy duże i automorficzne

ziarna cyrkonu, a w podrzędnych ilościach rutyl.

### Gnejsy leukokratyczne równodziarniste

Skały te są dość podobne do leukogranitów, jedynie różnią się od nich dostrzegalną megaskopowo teksturą kierunkową. Obserwacje te potwierdzają badania mikroskopowe uwidaczniające pasma i cienkie laminy jasnej miki. Gnejsy te mają strukturę zbliżoną do równo- i stosunkowo grubodziarnistej. Brak wśród nich skał pozbawionych skaleni potasowych. We wszystkich skałach udział mikroklinu jest dość znaczny, przekraczający 10%. Występuje on w postaci dużych ziarn, przeważnie grubopertytowych i zwykle w znacznym stopniu zserycytizowanych. W wielu miejscach widać wypieranie mikroklinu przez albit szachownicowy, mętny, poprzerastany drobnymi skupieniami minerałów ilastych. Udział albitu szachownicowego w tych skałach jest niewielki, ustępuje on zwykle pod względem ilościowym zdecydowanie albitowi normalnemu. W omawianych skałach większa część albitu szachownicowego powstała kosztem mikroklinu. Nie widać tu natomiast przejść albitu normalnego w szachownicowy. Albit o normalnych zbliźniaczeniach albitowych występuje w postaci ziarn poprzerastanych serycytem lub całkiem czystych. Skały te niekiedy nie zawierają ciemnej miki, natomiast obfitują w muskowit. Skupia się on w cienkich laminach lub w krótkich, wyslizganych smugach.

### Kataklastyczne gnejsy leukokratyczne

Megaskopowo są to skały jasne o wyraźnie widocznej teksturze kierunkowej, ujawniające objawy silnych deformacji: strzaskanie i spękanie. Na omawianym terenie stwierdzono je we wkopach przy kontaktach pasma łupkowego z gnejsami izerskimi. Niekiedy w takich wkopach obserwowano drobno zmieloną skałę z zachowanymi tylko nielicznymi bloczkami związanej skały. W płytkach cienkich skały te ujawniają strukturę porfiroklastyczną. Wśród drobnokrystalicznej masy skalnej, złożonej głównie z albitu i kwarcu, tkwią duże blasty skaleni potasowych i albitu, przeważnie tak spękane, że sprawiają wrażenie porfiroklastów. Duże skaleni potasowe mają często budowę grubopertytową i są stopniowo zastępowane albitem. Miejsce mikroklinu zajmuje zwykle albit o szachownicowej strukturze, rzadziej albit o normalnym systemie zbliźniaczeń albitowych. Większość ziarn albitu jest silnie poprzerastana serycytem. Obok nich stwierdzono również osobniki albitu zupełnie czyste, gromadzące się niekiedy w skupienia złożone z kilku ziarn. Skały te bywają często infiltrowane drobnofusczkowymi łyszczykami, wśród których dominują-

cym składnikiem jest biotyt o pleochroizmie z barwami:  $\beta$ ,  $\gamma$  — zielona,  $\alpha$  — żółtozielona.

W strefie kontaktowej gnejsów izerskich z łupkami stwierdzono za pomocą ciągów wkopów największe nasilenie procesów albityzacji w gnejsach występujących w bezpośrednim sąsiedztwie skał pasma łupkowego. Gnejsy mylonityczne położone nieco dalej od tego pasma zostały w mniejszym stopniu zaalbityzowane.

#### Gnejsy zgrejzenizowane

Lokalnie na omawianym terenie, w bezpośrednim sąsiedztwie z leukogranitami, stwierdzono jasnoszare gnejsy zbudowane głównie z muskowitu i kwarcu oraz z nielicznego albitu. Gnejsy te mają rozsiane „plamy” postdeformacyjnego biotyty. Od łupków łyszczykowych różnią się one oddzielnością płytową i już megaskopowo stwierdzalnym bezładnym ułożeniem blaszek muskowitu. Mikroskopowo wykazują one dość dużą różnorodność strukturalną i zmienność składu. Niekiedy ich tekstura jest wyraźnie kierunkowa, podkreślona warstewkami muskowitu, w innych miejscach warstewki te zostały zwichrzone, co spowodowało zanik tekstury kierunkowej. Bardzo liczne blaszki łyszczyków są rozsiane bezładnie. Albit występuje tu w różnych ilościach, ale zwykle jego udział nie przekracza 20%. Bywa on niekiedy reprezentowany przez odmianę szachownicową. Skaleni potasowych brak tu zupełnie. Ziarna albitu zarówno normalnego, jak i szachownicowego są czyste, bez zmętnień typowych dla albitu powstałego kosztem skaleni potasowych. Muskowit często koncentruje się w cienkich warstewkach lub smugach. Przeważnie poje-

dyncze blaszki białej miki mają orientację dowolną. Poszczególne blaszki są stosunkowo dobrze wykształcone i rzadko mają postrzępione brzegi. Niektóre partie omawianych skał są szczególnie bogate w ten składnik. Biotyt przeważnie gromadzi się w skupieniach składających się z kilku do kilkunastu dużych blaszek. Charakteryzuje go pleochroizm z barwami:  $\alpha$  — jasnożółta,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brązowa lub  $\alpha$  — jasnożółta,  $\beta$ ,  $\gamma$  — ciemnozielona. Oprócz tego biotyty spotyka się ciemny łyszczyk o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnozielona,  $\beta$ ,  $\gamma$  — ciemnozielona, przeważnie w postaci drobnych blaszek często o postrzępionych brzegach. Ziarna kwarcu są przeważnie czyste i czasem fałszywie wygaszają światło. Sporadyczny turmalin koncentruje się w skupieniach złożonych z kilku ziarn o zielonych barwach pleochroicznych. Omawiane skały są stosunkowo bogate w apatyt, który wykształcony jest zarówno w postaci ziarn drobnych, jak i stosunkowo dużych. W biotycie obserwowano dość często drobne ziarna cyrkonu, nierzadko otoczone czarnymi obwódkami pleochroicznymi.

#### Skład chemiczny gnejsów śródłupkowych

Skład chemiczny tych skał obrazują wyniki analiz chemicznych zestawione w tabeli 7. Trzy pierwsze analizy (pr. 1—3) przedstawiają skład chemiczny gnejsów najczęściej spotykanych na omawianym terenie, są to typowe gnejsy oczkowe zawierające obok albitu skalenie potasowe. W gnejsie (pr. 2) udział skalenia potasowego jest niewielki, a w gnejsach (pr. 1.

Tabela 7

Skład chemiczny gnejsów wśródłupkowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój (% wag.)

Chemical composition of the intra-schist gneisses of the range Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój (weight per cent)

Składniki chemiczne	Numer próbki				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	69,44	76,07	71,96	78,84	66,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,78	10,97	13,24	11,95	17,81
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,11	0,24	0,03	0,29
MgO	0,93	0,73	0,93	0,15	1,61
FeO	0,94	1,27	1,65	0,71	0,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	1,86	2,11	0,86	1,65
CaO	0,47	0,50	0,35	0,67	0,85
Na <sub>2</sub> O	4,50	4,00	2,28	5,83	4,85
K <sub>2</sub> O	4,80	3,12	6,02	1,05	3,35
H <sub>2</sub> O+	1,05	1,12	1,04	0,17	1,65
H <sub>2</sub> O—	0,28	0,07	0,27	0,08	0,13
Suma	100,35	99,82	100,09	100,34	99,83

1 — gnejs oczkowy, Krobica, 2 — gnejs oczkowy, Czerniawa, 3 — gnejs oczkowy, Czerniawa, 4 — wśródłupkowy gnejs leukokratyczny, Stara Kamienica, 5 — gnejs drobno laminowany. Gierczyn. Analizy chemiczne zostały wykonane w laboratorium Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW.

3) udział mikroklinu jest większy, dorównujący lub przewyższający ilość albitu. Część  $K_2O$  jest związana w łyščzykach, zwłaszcza w muskowicie. Gnejs (pr. 5) bardzo przypomina leptynity drobnym uziarnieniem, jednak jest bardzo bogaty w biotyt podkreślający jego kierunkową teksturę. Ze skaleni zawiera głównie albit przy znikomym udziale skaleni potasowych. Inny skład chemiczny ma śródlupkowy gnejs leukokratyczny (pr. 4), a mianowicie jest ubogi w  $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ , a  $TiO_2$  występuje tylko śladowo. Należy więc sądzić, że w czasie leukokratyzacji te właśnie składniki były ze skały ługowane. Oczywiście ubytek ich należy wiązać z wylugowaniem biotyty. W skale tej również  $K_2O$  został wyparty ze skaleni potasowych, które całkowicie zastąpił albit. Na przykładzie tego gnejsu widać wyraźnie związek między albityzacją i leukokratyzacją. Związek ten jest tu bardziej wyraźny niż w leukogranitach.

#### LEPTYNITY

Przy południowym kontakcie łupków łyščzykowych z leukogranitami lub gnejsami izerskimi jest rozwinięta seria skał określana przez geologów niemieckich (Berg 1926a; Zimmermann 1937) mianem fyllitów z płytkami biotyty i uważana przez nich za utwór kontaktowy powstały wskutek termicznego oddziaływania intruzji granitognejsu izerskiego na łupki. Miały to być pierwotnie hornfelsy, w których w czasie dalszej ewolucji metamorficznej andaluzyt i ewentualny kordieryt zostały zastąpione biotytem zajmującym dowolne położenia. W trakcie nowych badań okazało się jednak, że skały te nie tworzą jednorodnego petrograficznie poziomu, lecz reprezentują różne odmiany, wśród których pozbawione biotyty poprzeczne często ilościową przewagę nad leptynitami „plamistymi”. Właśnie te jasne odmiany występują najczęściej w bezpośrednim sąsiedztwie leukogranitów, na co zwrócił uwagę K. Smulikowski (1958), określając je początkowo mianem łupków aplitowych. Później autor, za poradą K. Smulikowskiego, zaproponował stosowanie dla nich nazwy leptynity (K. Kozłowski 1966).

W omawianej serii spotyka się trzy wyraźnie różniące się już megaskopowo rodzaje leptynitów:

1. Leptynity z dużymi, wyraźnie widocznymi megaskopowo bezładnie rozszianymi płytkami postdeformacyjnego biotyty, zwane przez G. Berga (1926a) fyllitami z płytkami biotyty. Autor skały te nazwał leptynitami plamistymi lub leptynitami z postdeformacyjnym biotytem.

2. Leptynity zbudowane głównie ze skaleni i kwarcu z bardzo małym udziałem ciemnego łyščzyku i niewielkim jasnej miki. Są to skały ubogie w składniki ciemne, a jasną barwą przypominające leukogranity i gnejsy leukokratyczne;

wydaje się więc, że można je nazwać leptynitami leukokratycznymi.

3. Leptynity stosunkowo bogate w łyščzyki — głównie w biotyt, skupione w cienkich laminach podkreślających kierunkowe tekstury skał.

Nazwę dla poprzednich skał nadano na podstawie zawartości składników ciemnych, a co zatem idzie ich barwy, wobec czego dla omawianych skał należy zaproponować nazwę również opartą na tych samych cechach. Wydaje się więc, że należy je określać mianem leptynitów szarych. Oprócz tych trzech głównych typów leptynitów na omawianym terenie dość często spotyka się leptynity turmalinowe. Cienkie wtrącenia w serii leptynitowej tworzą również kwarcyty turmalinowe. Skład mineralny leptynitów przedstawiono w tabeli 8 i na figurze 4.

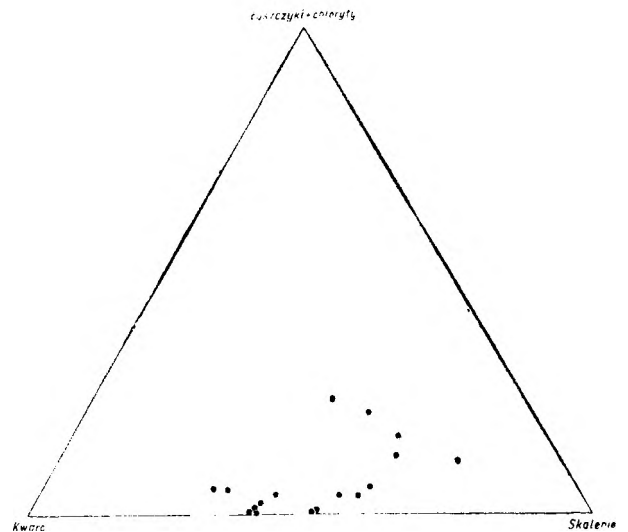


Fig. 4

Leptynity pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój w trójkącie: kwarc — łyščzyki + chloryty — skalenie

Leptinites of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój within triangle: quartz — micas + chlorites — feldspars

#### Leptynity plamiste z postdeformacyjnym biotytem

Megaskopowo są to skały barwy szarej, bielejące wskutek wietrzenia, o tle bardzo drobnoziarnistym, prawie afanicznym, z widocznymi w nim bezładnie rozszianymi płytkami biotyty. Ilość tych płytek biotyty jest bardzo zmienna. Notowano odmiany bardzo bogate oraz tak ubogie w biotyt porfiroblastyczny, że swym wyglądem przypominały leptynity leukokratyczne. Skały te albo nie zawierają wcale lamin chlorytowo-łyščzykowych, albo lokalnie wykazują cienkie smużki szybko zanikające w tle kwarcowo-skaleniowym. W laminach tych głównym



Tabela 8

Skład mineralny leptynitów rejonu Czerniawy-Zdroju (fig. 15) w % obj.  
Mineral composition of leptinites of the Czerniawa-Zdrój area (fig. 15) in vol. per cent

Minerał	Numer próbki																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	535a	535b	535c	535d	533a	533b	532a	547a	547b	546b	546	545	543	544a	544b	550a	550b	551	552
Kwarc	58,0	71,9	39,0	57,7	58,3	51,3	46,0	61,1	16,4	41,2	48,9	59,7	35,9	57,5	63,2	28,3	28,6	25,6	32,8
Plagioklaz	38,9	2,1	55,5	26,4	40,1	40,8	48,4	32,6	72,0	52,8	48,3	38,1	56,4	35,0	1,2	58,7	49,5	58,2	35,2
Mikrokl. in	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskowit	0,9	1,1	—	—	—	0,6	—	—	6,7	1,5	0,8	0,3	—	0,4	0,5	4,3	8,6	5,6	11,1
Biotyt	0,3	0,6	4,1	4,9	0,5	3,2	0,9	5,0	3,4	2,5	—	—	3,1	6,2	7,6	7,6	11,9	10,7	13,3
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	3,8	—	—	—	—
Apatyt	0,2	—	—	—	0,3	—	—	0,3	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe	1,2	24,3	—	11,0	—	3,0	4,1	—	—	—	1,1	—	—	—	30,4	—	—	—	—
	0,5	—	0,6	—	0,8	1,1	0,6	1,0	1,3	2,0	0,9	1,3	2,5	0,6	—	1,1	1,4	—	—

533b, 544b — wtrącenia kwarcytów turmalinowych w leptynitach.

składnikiem jest chloryt, a muskowit i biotyt towarzyszą mu tylko sporadycznie. Tło skalne jest zbudowane z drobnych ziarn kwarcu i skaleni. Wśród skaleni przeważa zdecydowanie albit o wyraźnych lamelkach zbliźniaczeń albitowych albo szachownicowy. Skalenie potasowe są bardzo nieliczne i ujawniają czasem mikropertytową budowę. Ziarna ich są przeważnie zmętniałe, skutkiem tego trudne do identyfikacji. Wśród tych drobnoziarnistych składników są bezładnie rozsiane i w dowolnej orientacji większe lub mniejsze płytki biotyty. Bywają one często poprzerastane drobnymi wrostkami kwarcu, ogarniętymi przez płytkę biotyty podczas jej wzrostu. Biotyt ten ma czasem pleochroizm typowy ( $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna,  $\alpha$  — jasno-brunatna), jednak częściej bywa słabszy ( $\beta$ ,  $\gamma$  — jasnobrunatna,  $\alpha$  — prawie bezbarwna). Często obok biotyty widać duże porfiroblasty chlorytu, który zwykle nie ujawnia żadnych znamion wtórnego pochodzenia z biotyty. Jest zatem prawdopodobne, iż chloryt ten powstał w równowadze z ciemnym łyszczkiem. W każdym razie jest pewne, że porfiroblasty biotyty i chlorytu wzrosły dopiero po wygaśnięciu ruchów tektonicznych na omawianym terenie. Przyjmowanie zaś, że zastąpiły one minerały wysokotermiczne, nie znajduje żadnego uzasadnienia, nigdy bowiem nie stwierdzono w skałach tych reliktyw ani pseudomorfoz takich minerałów, jak: kordieryt lub andaluzyt.

Sporadycznie notowano w omawianych skałach reliktywne ziarna hornblendy zwyczajnej. Dość często natomiast występują w nich: turmalin i drobne igielki rutyłu.

#### Leptynity leukokratyczne

Są to skały jasne, prawie białe, bardzo drobnoziarniste, ubogie w ciemny łyszczek, który w razie obecności koncentruje się w cienkich smużkach. Nie tworzy on większych płytek poprzecznych względem laminacji skały.

Leptynity te przedstawiają skały drobnoziarniste, o ziarnie dość dobrze wyrównanym. Przeciętna średnica ziarn kwarcu wynosi w przybliżeniu 0,1 mm, albit zaś ma ziarno jeszcze mniejsze, o średnicy około 0,02—0,03 mm. Poszczególne ziarna są ksenoblastyczne, tworzą one mozaikę pozazębionych wzajemnie elementów. Tekstura leptynitów leukokratycznych jest słabo kierunkowa. Jest to widoczne w płytkach cienkich dzięki kierunkowo ułożonym, nielicznym na ogół blaszkom biotyty, a czasem i muskowitu. Leptynity bywają przecinane, przeważnie niezgodnymi z ich laminacją, żyłkami wypełnionymi najczęściej kwarcem o ziarnie wyraźnie grubszym (0,3—0,4 mm) od kwarcu głównej masy skalnej. Niekiedy żyłki przecinające leptynity są wypełnione turmalinem. Kwarc ma zwykle ziarno czyste, bez wrostków, światło wygasa przeważnie spokojnie, rzadziej falście.

Przeważnie w skałach tego typu plagioklaz jest prawie czystym albitem (0—5% an.). Ilościowo w wielu omawianych skałach kwarc przeważa nad albitem. Należy jednak zaznaczyć, że w niektórych skałach udział albitu jest większy niż kwarcu. Biotyt charakteryzuje się słabym pleochroizmem z barwami:  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — jasnobrązowa. W niektórych omawianych leptynitach notowano sporadycznie muskowitz w postaci drobnych blaszek, przeważnie bezładnie rozsianych w skale, a czasem skupionych w cienkich smużkach lub nieciągłych laminach. Skały te są stosunkowo bogate w cyrkon, przeważnie w jednej płytce cienkiej spotyka się kilkanaście, a nawet i powyżej 20 ziarn tego minerału. Cyrkon wykształcony jest niekiedy w postaci automorficznych słupków o wymiarach  $0,3 \times 0,15$  mm. Jednak przeważnie notowano go jako drobne, owalne ziarna. Dość częstym składnikiem leptynitów jest apatyt, najczęściej spotykany w postaci drobnych ziarn o owalnych zarysach.

#### Leptynity szare

Są to skały zbudowane głównie z drobnych ziarn skaleni i kwarcu, jednak z większym udziałem minerałów blaszkowych. Większość z nich jest bogata w ciemny łyszczyk z niewielkim udziałem muskowitzu. Napotymano również leptynity, które obok biotyty zawierały i obfity muskowitz.

Od leptynitów uprzednio scharakteryzowanych skały te różnią się zgodnym ułożeniem warstewek ciemnego łyszczyku wyraźnie podkreślającym ich laminację. Leptynity te przypominają megaskopowo drobnodziarniste gnejsy o delikatnym warstwowaniu. W płytkach cienkich omawiane skały wykazują wiele cech wspólnych z leptynitami leukokratycznymi. Podobne jest u nich wykształcenie kwarcu i albitu, z tym że są one na ogół bogatsze w albit od leptynitów omówionych wyżej. Zwykle skały te charakteryzują się ilościową przewagą albitu nad kwarcem. Omawiane skały zawierają nie tylko więcej biotyty od leptynitów leukokratycznych, lecz również ich biotyt ma zdecydowanie brunatne barwy pleochroiczne, brak zaś w nich tak charakterystycznego — dla uprzednio omówionych leptynitów — biotyty „blade-go”.

Jak już wspomniano, wśród omawianych leptynitów notowano też odmiany zawierające obok biotyty również obfity jasny łyszczyk. Są to skały zbudowane z drobnodziarnistego tła kwarcowo-albitowego ze zmiennym udziałem mikropertytu mikroklinowego. Mają one wyraźnie kierunkową teksturę podkreśloną cienkimi i rozmywającymi się smugami łyszczykowymi, w których dominującą rolę odgrywa muskowitz przy niewielkim udziale ciemnego

łyszczyku. Muskowitz bywa nie tylko skupiony w laminach, lecz jego drobne blaszki przyjmują także położenie dowolne. I w leptynitach zatem zdarza się „poprzeczny” muskowitz, podobnie jak w łupkach łyszczykowych.

#### Leptynity turmalinowe

Skały te w zależności od zawartości turmalinu mają barwy od ciemnoszarej do ciemnozielonej. Mineral ten jest przeważnie rozmieszczony nierównomiernie. Bywają one poprzecinane różnej grubości żyłkami wypełnionymi turmalinem. Obserwowano dość często ich wzbogacenie w turmalin zgodnie z laminacją skały, ale również notowano w nich żyłki turmalinu o dowolnej orientacji.

Mikroskopowo są one podobne do leptynitów leukokratycznych, jednak różnią się od nich większym udziałem turmalinu (2—25% objętości skały). Wielkość ziarn turmalinu jest różna, najczęściej jednak napotyka się ziarna drobne. Najczęściej obserwuje się turmalin o pleochroizmie z barwami:  $\epsilon$  — jasnożółta,  $\omega$  — żółtobrunatna, pospolicie też  $\epsilon$  — jasnozielona,  $\omega$  — ciemnozielona. Turmaliny omawianych skał są zwykle dobrze zachowane i nie bywają wypierane przez inne minerały. Z minerałów akcesorycznych notowano w tych skałach liczny cyrkon, apatyt, tlenki żelaza i rutyl. Sporadycznie w żyłkach pojawia się bezbarwny chloryt.

#### Kwarcyty turmalinowe

Barwa tych skał w zależności od zawartości turmalinu jest przeważnie ciemnoszara do czarnej. Są to skały drobnodziarniste, prawie afaniczne.

Mikroskopowo ujawniają one skład mineralny złożony głównie z kwarcu i turmalinu (tab. 8, pr. 2 i 15). Albit notowano w ilości podrzędnej. Z łyszczyków najczęściej trafia się niewielki muskowitz, przeważnie w postaci drobnych, bezładnie rozsianych w skale blaszek. Biotytu często brak zupełnie, bywa on tylko notowany w niektórych kwarcytach turmalinowych w ilościach znikomych i w postaci drobnych, postrzępionych blaszek. Turmalin jest rozmieszczony dość równomiernie, a jego wykształcenie jest podobne jak w leptynitach turmalinowych. Jednak zarówno turmalin, jak i kwarc mają ziarna nieco grubsze.

Skład mineralny poszczególnych odmian leptynitów jest zestawiony w tabeli 8 i zilustrowany za pomocą trójkąta: kwarc — skaleni — łyszczyk + chloryt (fig. 4). Jak wynika z wyżej wspomnianego wykresu zdecydowana większość leptynitów jest głównie zbudowana ze skaleni i kwarcu, przy czym ilościowo ze skaleni dominuje albit. Część leptynitów charakteryzuje się większą zawartością łyszczyków

i chlorytu, a także skaleni. Punkty projekcyjne tych skał, na wspomnianym wykresie, są przesunięte w kierunku naroża „łyszczyki + chloryt” albo też w kierunku naroża „skaleni”.

nego biotyту skały te również pierwotnie miały dość urozmaicony skład chemiczny.

#### LEUKOGRANITY

#### Skład chemiczny leptynitów

Wyniki analiz chemicznych leptynitów zestawiono w tabeli 9. Przedstawiają one (pr. 1, 2) skład chemiczny leptynitów leukokratycznych bez porfiroblastycznego biotyту. Skały te zbudowane są prawie wyłącznie z albitu i kwarcu, co potwierdza duży udział w ich składzie  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , a ubóstwo w składniki ciemne. Leptynit (pr. 3) jest bogaty w porfiroblastyczny biotyт i nie zawiera skalenia potasowego. Natomiast w leptynicie (pr. 4) notowano obok albitu dość liczny mikroklin w postaci drobnych ziarn. Leptynit (pr. 5) zawiera ze skaleni tylko albit, natomiast jest bogaty w postdeformacyjny biotyт i jasną mikę ułożoną zgodnie z laminacją skały. Ten duży udział łyszczyków znalazł swoje odzwierciedlenie w wysokiej zawartości  $\text{K}_2\text{O}$ . Z zestawienia analiz chemicznych leptynitów wynika, że są to skały o zmiennym składzie chemicznym. Zmienny jest w nich również udział  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  i alkaliów. Niektóre różnice składu zostały spowodowane selektywnym wzbogaceniem leptynitów w postdeformacyjny biotyт ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ). Jednak wydaje się, że mimo tych późniejszych różnic spowodowanych krystalizacją postdeformacyj-

Leukogranity są to skały jasnoszare, bielejące w czasie wietrzenia, zwykle dość gruboziarniste, rzadziej drobnoziarniste, o strukturach porfirowych lub równoziarnistych i teksturach bezładnych. Skały te, zbudowane głównie ze skaleni i kwarcu, pozbawione ciemnego łyszczyku, zawierają często turmalin w większych i mniejszych gniazdkach, niekiedy promienistych (*Turmalin Sonnen* wg niemieckich geologów). Szczególnie ważną cechą tych skał jest ich bezładna tekstura, gdyż pozwala ona na odróżnienie leukogranitów od gnejsów leukokratycznych.

Klasyfikację utrudniają jednak skały, które zarówno megaskopowo, jak i pod mikroskopem mają teksturę bezładną, a zawierają nieliczne, reliktowe fragmenty o zachowanym uporządkowaniu składników. Skały te, zaliczone także do leukogranitów, autor dla odróżnienia będzie nazywał leukogranitami z relikdami tekstur kierunkowych. Należy zaznaczyć, że leukogranity tworzące większe masy np. w rejonach Czerniawy-Zdroju i Świeradowa-Zdroju nigdy takich reliktowych tekstur nie wykazują. Gdy tymczasem wszystkie leukogranity występujące we wschodniej części omawianego pasma za-

Tabela 9

Skład chemiczny leptynitów pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój (% wag.)  
Chemical composition of leptinites of the range Stara Kamienica — Świeradów Zdrój (weight per cent)

Składniki chemiczne	Numer próbki				
	1	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	85,74	82,08	70,20	67,72	68,28
$\text{Al}_2\text{O}_3$	7,68	10,38	15,60	16,87	17,61
$\text{TiO}_2$	0,28	0,53	0,14	0,20	0,44
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,17	0,56	0,22	1,16	2,08
$\text{FeO}$	0,81	0,14	2,25	2,05	1,52
$\text{MgO}$	0,87	0,71	1,78	1,26	1,18
$\text{CaO}$	0,56	1,42	0,78	0,90	0,40
$\text{Na}_2\text{O}$	3,51	3,24	5,40	4,77	4,50
$\text{K}_2\text{O}$	0,20	0,13	2,60	3,53	2,80
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,07	0,35	1,15	1,05	1,01
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,05	0,09	0,15	0,13	0,11
$\text{P}_2\text{O}_5$		0,16			
S		0,03			
Suma	99,94	99,82	100,27	99,64	99,93

1 — leptynit jasny, Krobica, 2 — leptynit jasny, Czerniawa-Zdrój, 3 — leptynit z postdeformacyjnym biotytem i chlorytem, Świeradów-Zdrój, 4 — leptynit z postdeformacyjnym biotytem, Krobica, 5 — leptynit szary z biotytem i muskowitem, Kotlina. Analizy chemiczne zostały wykonane w laboratorium chemicznym Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW.

Tabela 10

Skład mineralny leukogranitów Starej Kamienicy, Kopańca, Nieproszowa, Przeczniczy, Świeradowa-Zdroju  
Mineral composition of leucogranites from Stara Kamienica, Kopaniec, Nieproszów, Przecznicza, Świeradów-Zdrój

Minerał	Numer próbki														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	422	421	736					150	151a	151b	151c	74			70
Kwarc	38,3	32,6	39,0	34,2	37,0	27,1	36,0	27,0	44,0	30,5	35,2	37,4	42,4	46,3	38,7
Albit bla- styczny	20,1	23,2	25,0	10,3	19,6	12,3	10,3	17,5	9,1	51,2	15,5	15,5	3,8	8,3	25,5
Albit szachow- nicowy	5,1	1,6	5,5	0,5	33,6	17,5	19,2	44,1	7,9	13,9	9,4	45,5	46,3	43,3	20,0
Skaleń potasowy	35,2	42,3	30,0	50,2	3,5	32,9	29,4	10,8	30,2	3,2	37,3	—	6,3	—	15,0
Muskowit	1,2	0,1	0,4	2,2	1,7	śl.	4,8	0,4	5,5	0,8	1,9	1,2	0,4	0,7	0,5
Biotyt	0,1	0,1	0,1	—	0,3	śl.	—	—	—	—	—	0,1	śl.	—	0,3
Chloryt	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rutyl	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—
Apatyt	śl.	0,1	—	śl.	0,4	0,1	śl.	0,2	0,4	0,4	—	0,3	0,6	0,1	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	0,1	—	—
Epidot	—	—	—	—	3,1	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	—	0,5	—	—	śl.	—	1,6	—	—	—	—	—	—
Masa ska- leniowa	—	—	—	2,0	—	9,7	—	—	—	—	—	—	—	1,4	—
Tlenki Fe	śl.	śl.	śl.	śl.	0,3	0,3	0,1	śl.	0,2	—	0,7	śl.	śl.	0,1	—
Inne	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

421, 422, 736 — leukogranity Starej Kamienicy (fig. 8), 4—6 — leukogranity Kopańca, 7 — leukogranit Nieproszowa, 150, 151 — leukogranity Kwieciszowic (fig. 12), 12 — leukogranit Gierczyna, 13—15 — leukogranity Świeradowa-Zdroju. Analizy 4—7, 13, 14 według K. Smulikowskiego (1958).

Tabela 11

Skład mineralny leukogranitów Kotliny i Czerniawy-Zdroju (% obj.)  
Mineral composition of leucogranites from Kotlina and Czerniawa-Zdrój (vol. per cent)

Minerał	Numer próbki															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
											538	537	541	542	540	539a
Kwarc	43,86	34,58	37,04	36,94	33,73	42,50	43,15	32,96	41,96	24,9	32,7	31,5	30,1	27,6	36,4	35,8
Albit bla- styczny	50,00	60,00	57,20	60,20	60,25	27,30	52,00	56,20	54,50	22,6	19,6	23,0	30,6	39,2	30,0	16,3
Albit szachow- nicowy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,1	15,7	41,7	33,1	28,8	32,8	41,8
Skaleń potasowy	1,30	1,26	1,45	0,89	1,55	28,30	1,60	5,02	1,72	18,5	30,4	—	—	1,9	—	2,2
Muskowit	1,06	1,09	1,05	0,93	1,17	0,38	1,15	1,03	0,91	0,9	1,6	2,3	3,6	1,2	0,5	0,6
Biotyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	—	—	—	—
Chloryt	2,35	2,81	1,95	0,75	2,05	1,38	0,75	2,31	0,68	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	1,2	0,7	0,3	2,8
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	śl.	—	śl.	śl.	—	—
Turmalin	1,31	0,05	1,25	0,29	1,10	0,07	1,20	1,13	0,13	—	—	—	—	0,6	—	—
Tlenki Fe	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	0,5
Fluoryt	0,11	0,21	0,06	—	0,15	0,07	0,15	1,35	1,10	—	—	—	—	—	—	—

1—9 — leukogranity z kamieniołomu w Kotlinie koło Świeradowa-Zdroju, 538, 537, 541, 542, 540, 539 — leukogranity Czerniawy-Zdroju (fig. 15). Analizy mikrometryczne 1—9 według W. Heflika (1964).

wierają zawsze mniej lub bardziej zatarte reliktywne tekstury kierunkowe.

Pod względem zawartości głównych składników leukogranity można podzielić na: mikroklinowo-albitowe i albitowe. Należy jednak zaznaczyć, że te ostatnie w większej części powstały wskutek albityzacji leukogranitów mikroklinowo-albitowych. Analizy mikrometryczne leukogranitów zestawiono w tabelach: 10 i 11, a chemiczne w tabeli 13.

#### Leukogranity mikroklinowo-albitowe

Leukogranity są to skały jasnoszare, o budowie średnio- lub gruboziarnistej. Są one przeważnie pozbawione ciemnego łyśczyku lub zawierają go tylko w podrzędnych ilościach. W białym tle skał są widoczne gniazda czarnego turmalinu. Ilość tego składnika jest zmienna, ogólnie jednak bogatsze w turmalin są leukogranity zachodnich rejonów omawianego kompleksu. Odmiany leukogranitów najbogatsze w turmalin notowano w okolicy Czerniawy i na terytorium Czechosłowacji. Wykształcenie większości składników jest ksenoblastyczne, jedynie niektóre plagioklasy mają dość prawidłowe ściany pasa osi krystalograficznej Z. Kwarc jest wykształcony w postaci dużych, przeważnie czystych ziarn i najczęściej faliście wygasa światło. Skalenie potasowe, reprezentowane wyłącznie przez mikroklin, występują w bardzo różnych ilościach. Niekiedy ich udział wynosi powyżej 30%, w innych zaś wypadkach spada do kilku procent. Mikroklin ten ma przeważnie budowę pertytową i najczęściej notowano go w postaci dużych ziarn. Większa część ziarn skaleni potasowych jest w znacznym stopniu zalbityzowana, tj. wyparta przez albit szachownicowy, przeważnie mętny. Niekiedy w omawianych skałach obserwowano początkowe stadia wypierania mikroklinu przez skałki sodowe. Zjawisko to polega na rozrastaniu się i grubieniu przerostów pertytowych, a przy większym zaawansowaniu tego procesu u albitu przerastającego skałki potasowe ujawniają się cienkie lamelki zbliźniaczeń albitowych. Mimo tak rozwiniętego procesu albityzacji, w niektórych leukogranitach ilość skaleni potasowych dorównuje ilości plagioklazów. Plagioklasy pierwotne omawianych leukogranitów są reprezentowane wyłącznie przez albit o normalnej budowie bliźniaczej.

W licznych leukogranitach (Kwieciszowice, Kotlina, Czerniawa-Zdrój) stwierdzano albit o dwojakiej strukturze: część ziarna ma budowę szachownicową, a jego reszta — normalnie zbliźniaczoną (fig. 5; pl. I, fot. 2; pl. II, fot. 1 i 2). Niekiedy obserwowano ziarna o budowie normalnej, tylko w niewielkich sektorach szachownicowej, w innych przypadkach stosu-

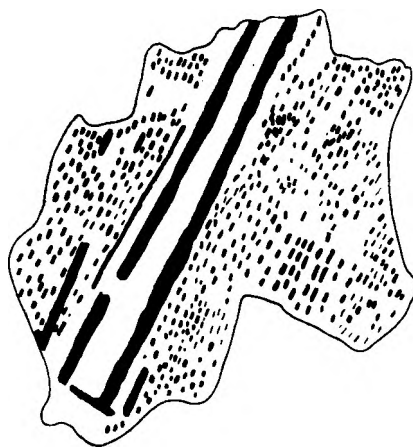


Fig. 5

Przechodzenie albitu normalnego w szachownicowy w leukogranitach pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

Transition of normal albite into a chessboard one in leucogranites of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

nek ilościowy tych dwu struktur zmieniał się wybitnie na korzyść szachownicowej tak, że główną masę danego ziarna stanowił albit szachownicowy, a tylko drobne jego fragmenty miały budowę normalnie zbliźniaczoną. Ten albit szachownicowy, współistniejący w obrębie jednego ziarna z albitem normalnie zbliźniaczonym, jest zawsze czysty, bez zmętnień tak charakterystycznych dla albitu powstającego kosztem skaleni potasowych. Nie zawiera on również reliktywne skaleni potasowych.

Bardzo jest trudno, nawet metodami stolika uniwersalnego, dokonać dokładniejszych pomiarów kąta osi optycznych albitów, zwłaszcza szachownicowego. Po zbadaniu kilkuset ziarn udało się wykonać tylko trzy pewne pomiary  $2V$  albitu szachownicowego i kilka pomiarów albitu normalnie zbliźniaczonego w leukogranitach, leptynitach i gnejsach leukokratycznych. Wyniki tych oznaczeń zestawiono w tabeli 12. Wynika z nich, że albit szachownicowy ma większy kąt osi optycznych od albitu normalnie zbliźniaczonego, występującego w tej samej skale. Pomiarów tych jest jednak zbyt mało, aby można z nich było wyciągnąć jakies konkretne wnioski.

Stwierdzenie dwoistej budowy albitu prowadzi jednak do wniosku, że albo albit szachownicowy powstaje kosztem albitu normalnie zbliźniaczonego, albo też albit szachownicowy ulega stopniowej przemianie w albit o normalnie bliźniaczej budowie. Obserwacje mikroskopowe skłaniają autora do wysunięcia hipotezy iż struktury szachownicowe rozwijają się wtórnie w albit o normalnej budowie. Pod mikroskopem wygląda to tak, jakby albit szachownicowy ata-

Tabela 12

Kąty osi optycznych albitu normalnego i szachownicowego występującego w leukogranitach, gnejsach leukokratycznych i leptynitach pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój  
Angles of optical axes of the normal and chess-board albite in leucogranites, leucocratic gneisses and leptynites of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój range

Numer próbki	Lokalizacja	Rodzaj skały	Rodzaj albitu	Wartość kąta $2V\gamma$
150	Kwieciszowice	leukogranit	normalny	102
150	Kwieciszowice	leukogranit	normalny	100
150	Kwieciszowice	leukogranit	szachownicowy	99
151	Kwieciszowice	leukogranit	normalny	90
151	Kwieciszowice	leukogranit	normalny	73
540	Czerniawa-Zdrój	leukogranit	normalny	76
540	Czerniawa-Zdrój	leukogranit	szachownicowy	83
542	Czerniawa-Zdrój	leukogranit	normalny	75
542	Czerniawa-Zdrój	leukogranit	szachownicowy	88
553	Czerniawa-Zdrój	gnejs leukokratyczny	normalny	79,5
555	Czerniawa-Zdrój	gnejs leukokratyczny	normalny	102,5
558	Czerniawa-Zdrój	gnejs leukokratyczny	normalny	87
533	Czerniawa-Zdrój	leptynit	normalny	92
533	Czerniawa-Zdrój	leptynit	normalny	80,5

kował wąskimi sektorami albit o normalnej budowie. Oczywiście nie da się wykluczyć możliwości odwrotnej i nielatte będzie zdobycie pewnych dowodów przemawiających na rzecz jednej czy drugiej hipotezy. W każdym razie opisane wyżej obserwacje mają duże znaczenie, gdyż jeśli jedna odmiana albitu przechodzi w drugą, muszą istnieć jakieś różnice w strukturze krystalicznej albitu szachownicowego i normalnego, a pewne określone warunki muszą sprzyjać tworzeniu się albitu szachownicowego, który wówczas może tworzyć się nie tylko kosztem mikroklinu, lecz również skalenia sodowego o normalnej budowie. Wyjaśniałoby to wiele niepewnych sytuacji, w których badacze zakładali — tylko na podstawie stwierdzenia albitu szachownicowego — uprzednią obecność w badanych skałach mikroklinu, mimo że ani typ skały, ani inne obserwacje za tym poglądem nie przemawiały. Obecnie do stwierdzenia, że albit szachownicowy jest pomikroklinowy potrzebne są inne dowody. Ścisłe określenie różnic w budowie tych dwu odmian strukturalnych albitu będzie wymagało bardzo czasochłonnych i długich badań laboratoryjnych.

Pierwotny skałen sodowy w omawianych skałach jest reprezentowany przez prawie czysty albit nie przekraczający zawartości 5% cząsteczki anortytowej. Bywa on niekiedy w dość znacznym stopniu zserycytizowany, a właściwie poprzerastany blaszkami muskowitu. Brak dotychczas dowodów, które by upoważniały do wysunięcia hipotezy, iż albit ten powstał wskutek albityzacji bardziej zasadowych

plagioklazów, aczkolwiek możliwości takiej nie można wykluczyć.

Oprócz omówionych wyżej obu odmian albitu w niektórych leukogranitach spotykano jeszcze młodszą generację tego składnika. Jest to albit występujący w postaci drobnych ziarn wypełniających wolne przestrzenie między większymi, starszymi ziarnami albitu i skaleni potasowych. Jest on przeważnie czysty, nie poprzerastany serycytem i normalnie dość grubo zbliźniaczony.

Leukogranity zwykle nie zawierają biotyту, a muskowit jest obecny w nich przeważnie w niewielkich ilościach (do 2%), zwykle w postaci drobnych blaszek często przerastających plagioklasy, tylko miejscami obecny w formie większych, niekiedy dobrze rozwiniętych płytek.

Niektóre leukogranity są bogate w turmalin, który koncentruje się przeważnie w gniazdach kwarcowych. Występuje on często w postaci dużych ziarn, przeważnie silnie splekanych. Kryształy turmalinu mają zwykle barwy pleochroiczne od prawie bezbarwnej do zielonej, a niektóre ich ziarna lub tylko pewne sektory większych osobników od bezbarwnej do brunatnej lub żółto-brązowej. Dwójłomność niektórych osobników, a niekiedy nawet w obrębie jednego ziarna, jest zmienna, najczęściej od 0,026 do 0,032.

Turmaliny zamknięte w gniazdach kwarcowych nie ulegają procesowi wtórnych reakcji. Jednak bardziej szczegółowy przegląd ich skupień, przy użyciu dużych powiększeń, pozwala i w tym przypadku na stwierdzenie począt-

kowych znamion przeobrażeń. Objawia się to tym, że ziarna turmalinów nie wykazują ostrych konturów, lecz są otoczone jakby obwódką reakcyjną; brzegi kryształów charakteryzują się nieco innym odcieniem barwy pleochronicznej, jak również niższą dwójłomnością. Obwódka ta na styku z kwarcem bywa przeważnie cienka, gdy jednak ziarno turmalinu sąsiaduje z plagioklazem, strefa reakcyjna powiększa się, a w skrajnych przypadkach ogarnia nawet większe sektory ziarna. Czasem te reakcyjne strefy charakteryzują się nie tylko innym odcieniem barwy pleochroicznej i niższą dwójłomnością, lecz również faliście wygaszają światło. Niekiedy poszczególne ziarna turmalinu są wzdłuż spękań atakowane brunatnym biotytem. Proces ten jest jednak zwykle słabo zaawansowany.

W niektórych leukogranitach turmalin zachowuje się odmiennie. Większe osobniki tego minerału ulegają rozpadowi na mniejsze ziarna, przy czym rozpad ten jest dość podobny do powszechnie znanego procesu serpentynizacji oliwinu. Duże turmaliny rozpadają się na mozaikę drobnych ziarn i zostają zastępowane przez drobnokrystaliczne minerały łusczkowe, wśród których dominuje muskowitz. Niekiedy proces ten jest tak zaawansowany, że wśród masy łuszczykowej tkwią tylko pojedyncze, drobne ziarna turmalinu, albo nawet brak już zupełnie jego reliktyw. Z kolei drobnokrystaliczna masa łuszczykowa ulega rekrytalizacji posuniętej czasem tak daleko, iż zewnętrzna strefa pseudomorfozy poturmalinowej jest zbudowana z dużych blaszek jasnego łuszczyku. Blaszki te mają zwykle prawidłowe zarysy i nie są zdeformowane.

Dość częstym składnikiem omawianych skał jest apatyt, występujący przeważnie w postaci dużych, owalnych ziarn, a rzadziej krótkich, grubych słupków. Cyrkon napotykaną jest sporadycznie i tworzy drobne ziarenka o zarysach owalnych.

### Leukogranity albitowe

Makroskopowo skały te przypominają omówione uprzednio leukogranity albitowo-mikroklino-owe, przy czym można je podzielić na leukogranity gruboziarniste, w których duży procent składników ma wymiary powyżej 1 mm oraz leukogranity drobnoziarniste o przeciętnych średnicach składników 0,3—0,5 mm. Skład jednak obu tych typów jest bardzo podobny. W niektórych leukogranitach zdarzają się soczewki lub gniazda materiału drobnoziarnistego, o wymiarach ziarn podobnych jak w leptynitach, zbudowane głównie z albitu i kwarcu; partie takie stanowią jednak niewielki procent objętości skały, a w wielu leukogranitach nie pojawiają się wcale. Często w skałach bogatych

w materiał drobny notowano plagioklasy o silnie zdeformowanych lamelkach zbliżniaczeń albitowych. Wydaje się zatem prawdopodobne, iż ziarna drobne mogą stanowić części pokruszonych większych składników; byłyby one zatem pochodzenia kataklastycznego. Omawiane skały są zbudowane głównie z albitu i kwarcu. Zawartość kwarcu zamyka się zazwyczaj w przedziale 30—38% objętości. Jest on przeważnie czysty i faliście wygasza światło.

Mikroklin w większości omawianych skał nie występuje, w innych zaś udział jego nie przekracza 2% objętości. W takich przypadkach notowano go zazwyczaj w postaci drobnych ziarn, niekiedy czystych, o widocznej kratce bliźniaczej, lub osobników o strukturze grubopertytowej. Zdarzają się również w większych ziarnach albitu drobne relikty skalenia potasowego.

Albit jest wykształcony w odmianach normalnie albitowo zbliźniaczonej i szachownicowej. Udział tej ostatniej jest stosunkowo duży (30—40%). Jego ziarna są często czyste, nie zserycytyzowane i bez zmętnień. Wydaje się, iż albit szachownicowy powstały kosztem mikroklinu bywa najpierw mętny, a z biegiem czasu może ulegać oczyszczeniu. W skałach stosunkowo bogatych w skałach potasowy napotyka się więcej albitu mętnego, natomiast skały o wysokim stopniu albityzacji zawierają często albit szachownicowy prawie zupełnie czysty. Część tego czystego albitu mogła również powstać kosztem albitu normalnego. W omawianych skałach obserwowano przejścia albitu normalnego w albit szachownicowy. To stwierdzenie stopniowego oczyszczania się albitu, w czasie postępującej albityzacji, powoduje pewne komplikacje, gdyż albit szachownicowy całkowicie czysty mógł powstać zarówno przez zastąpienie mikroklinu, jak również kosztem albitu normalnego. Omawiane leukogranity są pozbawione biotyty lub składnik ten występuje w ilościach nieznacznych, w postaci niewielkich blaszek o bardzo słabym pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — jasnobrażowa. Taką samą odmianę biotyty napotykaną również w leptynitach występujących w strefie kontaktowej z leukogranitami. Muskowitz jest przeważnie podrzędny (0,5—3,5%) i wykształcony w postaci drobnych blaszek. Z minerałów pobocznych często notowano apatyt, niekiedy tlenki żelaza, a sporadycznie cyrkon.

### Leukogranity z reliktyami tekstur kierunkowych

Skały te notowano we wschodnich rejonach omawianego terenu, przy południowej i północnej granicy kompleksu łupkowego. Megaskopowo nie różnią się one prawie wcale od leukogranitów omówionych uprzednio. W płyt-

kach cienkich jednak widać w nich fragmenty o zachowanej teksturze kierunkowej, jak np. smugi muskowitu bądź też soczewkowane nagromadzenia materiału drobnopięknego. W odróżnieniu od omówionych uprzednio, skały te są bogate w drobnopiękny materiał skałeniowo-kwarcowy, którego kosztem rozwijają się większe ziarna albitu, a także skaleni potasowych. Obserwowano w tych skałach wyraźny wzrost plagioklazów, które rosnąc, obejmują i pochłaniają ziarna drobnej generacji. Takie wtórnie wzrosłe albity zawierają liczne wrostki skaleni, kwarcu i łyszczyków. Z obserwacji tej można wyciągnąć wniosek, że skały te powstały z drobnopięknych gnejsów albo też i łupków łyszczykowych. Skały takie dość opornie przechodzą w leukogranity, bowiem oprócz usunięcia z nich składników ciemnych musi nastąpić zatarcie tekstury kierunkowej przez wzrost dużych składników kosztem pierwotnego drobnopięknego materiału.

Wydzielone z leukogranitów Starej Kamienicy minerały ciężkie zawierają dość dużo granatu, tak charakterystycznego dla skał pasma łupków łyszczykowych. Wydzielone w celu porównania z różnych typów gnejsów izerskich minerały ciężkie albo granatu nie mają, albo zawierają go w znacznie mniejszej ilości niż omówiona odmiana leukogranitów.

Być może część leukogranitów powstała z ortognejsów, a pozostała zaś ze skał bardziej drobnopięknych — paragnejsów drobnosłojowych i stąd to obecne zróżnicowanie strukturalno-teksturalne wśród leukogranitów.

#### Skład chemiczny leukogranitów

Skład chemiczny leukogranitów przedstawia tabela 13. Najwięcej analiz chemicznych leukogranitów zostało wykonanych z próbek pobranych w kamieniołomie na południe od wsi Kotlinia. Wyniki tych analiz wzięto z prac M. Budkiewicz (1952), K. Smulikowskiego (1958), W. Heflika (1964). Analizę leukogranitu z Kopańca zamieścił K. Smulikowski (1958), a analizy chemiczne leukogranitów z Czerniawy-Zdroju wykonano w Dolnośląskiej Stacji Geologicznej IG. Takie tlenki jak:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ .  $\text{CaO}$  wykazują małą zmienność, w niewielkich tylko granicach waha się również udział  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Największe natomiast różnice notuje się w ilościach  $\text{Na}_2\text{O}$  i  $\text{K}_2\text{O}$ . Suma  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  w poszczególnych skałach waha się w niewielkim przedziale, raz jej większą część stanowi  $\text{Na}_2\text{O}$ , w innych wypadkach —  $\text{K}_2\text{O}$ . Stosunki ilościowe  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{CaO}$  przedstawiono na figurze 6. Na wykresie tym widać wyraźnie, że leukogranity są albo bogate w  $\text{Na}_2\text{O}$ , albo stosunkowo bogate w  $\text{K}_2\text{O}$ . Na wspomnianym wykresie między tymi dwoma typami leukogranitów istnieje wyraźna luka. Do zagadnienia tego autor jeszcze wróci w czasie omawiania procesu

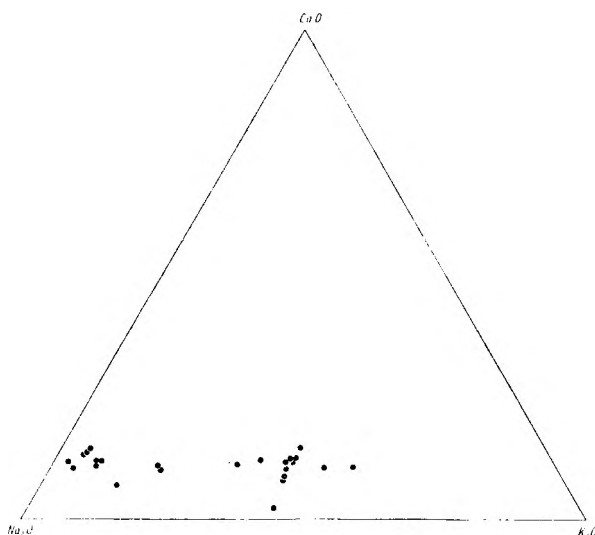


Fig. 6  
Stosunki ilościowe  $\text{Na}_2\text{O}:\text{CaO}:\text{K}_2\text{O}$  (w % cząsteczkowych) w leukogranitach pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

Quantitative relations  $\text{Na}_2\text{O}:\text{CaO}:\text{K}_2\text{O}$  (in molecular percentages) in leucogranites of the belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

albityzacji. Z zestawienia analiz chemicznych widać wyraźnie, że wśród leukogranitów Kopańca i Kotliny przeważają typy bogate w  $\text{K}_2\text{O}$ , ale obok nich występują i leukogranity sodowe. W Czerniawie-Zdroju jest odwrotnie, wśród przeważających skał bogatych w  $\text{Na}_2\text{O}$  notuje się i leukogranity bogate w  $\text{K}_2\text{O}$ .

#### ERLANY

Na geologicznej mapie E. Zimmermanna (1928) — arkusz Stara Kamienica — jest zaznaczona — przy północnej granicy kompleksu łupkowego z gnejsami izerskimi — soczewka skał wapienno-krzemianowych. Obserwacje autora potwierdzają zarówno obecność, jak i zasięg tych skał, zgodny z obrazem przedstawionym na tej mapie. Erlany tworzą tu soczewkę zamkniętą w serii łupkowo-gnejsowej. W bezpośrednim ich sąsiedztwie dominują gnejsy drobnosłojowe i łupki łyszczykowe spokojnie laminowane, zbudowane głównie z muskowitu. Gnejsy natomiast mają budowę warstwową, na którą składają się warstewki łyszczykowo-kwarcowe oraz warstewki zbudowane głównie ze skaleni. W większości tych gnejsów, wśród skaleni ilościowo zdecydowanie dominuje albit. Wykształcenie składników jest zwykle drobnopiękne, z tym że sporadycznie notowano w nich albit porfiroblastyczny. W skałach bogatych w duże blasty napotymano obok albitu duże ziarna skaleni potasowych.

Erlany w omawianym odśrognięciu mają urozmaicony wygląd i skład mineralny. Tworzą



Tabela 13

Analizy chemiczne leukogranitów (% wag.)  
Chemical analyses of leucogranites (weight per cent)

Skład- niki che- miczne	Numer próbeki																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
538	540	539a																						
SiO <sub>2</sub>	75,96	76,44	77,86	75,80	76,03	75,48	75,73	77,30	76,95	75,45	76,18	75,71	77,91	77,98	77,60	76,58	74,80	77,05	78,57	76,61	76,20	76,52	77,06	74,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	13,92	13,23	14,86	14,02	14,60	14,91	14,08	14,51	14,58	14,30	14,60	14,03	13,45	14,15	14,32	14,00	13,15	13,15	14,63	14,86	14,14	12,94	14,96
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,14	0,13	0,10	0,12	0,16	0,15	0,13	0,14	0,13	0,10	0,13	0,15	0,10	0,17	0,15	0,18	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,46	0,49	0,19	0,13	0,28	0,21	0,29	0,24	0,15	0,21	0,07	0,08	0,06	0,25	0,32	0,17	0,21	0,12	0,13	0,11	0,36	0,10	0,42
FeO	0,14	0,11	0,08																					śl.
MnO	0,01	śl.	śl.	0,51	0,56	0,49	0,32	0,38	0,35	0,31	0,43	0,35	0,37	0,48	0,28	śl.	śl.	0,41	0,11	0,10	0,06	0,09	0,15	0,62
MgO	0,10	0,12	0,13	0,80	0,62	0,58	0,93	0,72	0,69	0,71	0,78	0,83	0,88	0,87	0,88	0,13	0,52	0,71	0,45	0,62	0,37	0,76	0,39	0,87
CaO	0,75	0,85	0,81	5,70	2,35	3,08	2,91	2,85	3,45	2,51	3,31	6,90	5,39	6,20	5,71	2,90	4,50	4,98	2,69	2,63	2,65	5,91	6,25	3,90
Na <sub>2</sub> O	4,07	6,06	6,15	0,83	5,10	4,12	4,20	3,95	3,80	3,68	4,61	0,50	0,52	0,48	0,52	3,60	2,03	2,08	3,88	4,56	3,37	0,77	1,71	5,22
K <sub>2</sub> O	3,55	0,89	0,26	0,60	0,52	0,51	0,38	0,21	0,31	1,68	0,10	0,31	0,12	0,04	0,07	0,30	2,01	0,29	0,39	0,63	0,91	0,73	0,54	0,24
H <sub>2</sub> O+	0,67	0,34	0,07	0,31	0,18	0,28	0,35	0,23	0,11	0,42	0,39	0,40	0,36	0,41	0,60	0,70	0,98	0,48	0,15	0,22	0,23	0,15		
H <sub>2</sub> O-	0,09	0,14	0,07	0,31	0,18	0,28	0,35	0,23	0,11	0,42	0,39	0,40	0,36	0,41	0,60	0,70	0,98	0,48	0,15	0,22	0,23	0,15		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,32	0,30	0,18	0,31	0,28	0,18	0,21	0,25	0,31	0,25	0,45	0,30	0,31	0,33	0,25	0,28	0,40	0,15	0,22	0,23	0,15		
S	0,02	0,03	0,22																					
Suma	99,73	99,81	99,81	99,91	99,92	99,82	100,28	100,37	100,79	99,94	100,69	100,22	100,09	100,43	100,49	99,78	100,07	99,94	99,53	100,17	98,78	99,48	99,14	100,64

538, 540, 539a — leukogranity Czerniawy-Zdroju (fig. 15), 4-18 — leukogranity z kamieniołomu w Kotlinie koło Świeradowa-Zdroju, według W. Heflika (1966), 19-22 — leukogranity z Kotliny (cyt. przez M. Budkiewicza 1952), 23 — leukogranit z Kotliny (cyt. przez G. Berga 1926a), 24 — leukogranit z Kopańca (cyt. przez K. Smulikowskiego 1958 — anal. M. Kozłowska).

one zgodne, naprzemianległe warstewki, wyraźnie różniące się zabarwieniem. Ilościowo najliczniej są tu reprezentowane skały szare zbudowane głównie z kalcytu. Erlany epidotowe są drobnoziarniste, o barwach w tonacjach zielonych. Zdarzają się również serpentynity ciemne, prawie czarne.

Skały węglanowe są zbudowane prawie wyłącznie z dużych ziarn kalcytu. W soczewkowatych skupieniach gromadzą się czarne tlenki żelaza. Często w pobliżu tych skupień obserwowano drobne blaszki białej miki. Dość pospolitym składnikiem tych skał jest prawie niepleochroiczny klinochlor, wykształcony w postaci niewielkich, dość prawidłowych blaszek. Klinochlor jest równomiernie rozproszony w całej skale.

Erlany epidotowe są przeważnie skałami drobnoziarnistymi, tak że trudno niekiedy dokładnie zidentyfikować ich skład mineralny. Dominującym ilościowo ich składnikiem jest epidot zwyczajny, wykształcony najczęściej w postaci drobnych ziarn. Tylko lokalnie tworzy on większe osobniki, które można dobrze zidentyfikować optycznie. Nie jest wykluczone, że w tej całkiem drobnoziarnistej masie mogą uczestniczyć i pirokseny, czego jednak nie dało się obecnie stwierdzić. Obok epidotu zwyczajnego notowano tu dość liczne drobne ziarenka klinozoizytu. W skałach tych obserwowano również warstewki zbudowane ze składników o większych wymiarach ziarn, w których gromadzą się granaty nadzwyczaj gęsto przetykane drobnymi wrostkami, głównie minerałów grupy epidotu, w mniejszym stopniu blaszkami miki i chlorytu. Częstym towarzyszem granatu jest tu wezuwian, wykształcony w postaci dużych, nieprawidłowych ziarn. Skały te bywają porzecinane dość licznymi żyłkami wypełnionymi niepleochroicznym chlorytem.

W omawianym kamieniołomie wspólnie ze skarnami występują serpentynity. Tworzą one przeważnie cienkie i zgodne wtrącenia w skarnach. Skały te zbudowane są głównie z drobnołuskowego antygorytu, wśród którego dostrzeżę się wyżej dwójłomne, włókniste skupienia chryzotyłu. Dość pospolitym składnikiem tych skał jest minerał z grupy łyszczyków — prawdopodobnie fengit. Charakteryzuje się on wysoką dwójłomnością, bardzo subtelnymi barwami pleochroicznymi:  $\alpha$  — prawie bezbarwna,  $\beta = \gamma$  — delikatnie zielona, oraz bardzo małym kątem osi optycznych  $2V_{\alpha} = 0 - 7^{\circ}$ . Serpentynity te powstały najprawdopodobniej z wtrąceń dolomitowych lub może magnezytowych.

G. Berg (1935a) uważa skarny Starej Kamienicy za powstałe w wyniku metamorfizmu kontaktowego, a następnie regionalnego. M. Websky (*vide* Berg 1935a) stwierdził w tych skałach wezuwian. J. Szalamacha (1965) polemizuje z G. Bergiem twierdząc, że skały te powstały w czasie metamorfizmu regionalnego, w

niezbyt wysokiej temperaturze. Aczkolwiek autor jest skłonny również uważać te skały za powstałe w wyniku metamorfizmu regionalnego, jednak musi stwierdzić, że obecnie brak jeszcze dowodów podbudowujących tę hipotezę.

#### SKAŁY AMFIBOLOWE

Amfibolity i łupki amfibolowe nie należą w omawianym kompleksie do skał szeroko rozpowszechnionych. Bardzo rzadko obserwowano je w naturalnych odsłonięciach. Tym niemniej na podstawie luźnych bloków można sądzić, że skały te tworzą dość częste, choć niewielkie wtrącenia w przeważającym materiale łupkowo-gnejsowym. Na podstawie obserwacji polowych wydaje się, że przeważają raczej formy soczewkowe, a nie pokłady rozciągające się na dłuższych odcinkach. Występują tu zarówno amfibolity, jak i łupki amfibolowe. Amfibolity mają teksturę bezładną lub słabo uporządkowaną, głównymi ich składnikami są amfibole i plagioklasy, łupki amfibolowe zaś mają teksturę wyraźnie kierunkową, obok amfibolu występuje w nich głównie kwarc i plagioklasy.

Amfibolity omawianego terenu są skałami drobnoziarnistymi o barwie ciemnozielonej. Pod mikroskopem ujawniają teksturę bezładną i strukturę nematoblastyczną. Główną masę skalną stanowi hornblendą zwyczajną o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — bładozielonkawa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — szmaragdowozielona i o  $\angle Z/\gamma = 16^{\circ}$ . Słupki amfibolu zawierają niekiedy liczne wrostki epidotu i tlenków żelaza. Proces chlorytacji amfibolu jest przeważnie słabo rozwinięty i ogranicza się zwykle do brzeźnych partii ziarn. Plagioklasy w postaci drobnych ziarn tkwią zazwyczaj w zakątkach pomiędzy amfibolami i są silnie zsercytyzowane. Niekiedy towarzyszą im drobne ziarna epidotu. Apatyt jest tu składnikiem podrzędnym, wykształconym w postaci dość prawidłowych słupków.

Łupki amfibolowe mają barwę szarzieloną i wyraźnie kierunkową teksturę, z jasnymi warstewkami. Struktura jest nematoblastyczna, a lokalnie poikiloblastyczna. Kierunkowość ich tekstury jest podkreślana przez naprzemianległe warstewki hornblendy zwyczajnej z biotytem oraz kwarcowo-skaleniove. Dość często obserwowano dowolną orientację poszczególnych słupków amfibolu, w obrębie wspomnianych warstewek. Biotyt występuje przeważnie w postaci płytek o rozmiarach większych od słupków amfiboli. Charakteryzuje go pleochroizm z barwami:  $\alpha$  — jasnobrunatna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna, w niewysokim stopniu bywa zastępowany chlorytem. Ten ostatni atakuje blaszki biotyty wzdłuż brzegów i spękań. Plagioklasy przedstawiają ziarna drobne, nieraz silnie po-

przerastane serycytem; są one trudne do oznaczenia, ale przeważnie zdają się być albitem. Kwarc w postaci drobnych ziarn jest ilościowo składnikiem podrzędnym. W omawianych skałach występuje dość liczny epidot zwyczajny i drobne słupki apatytu.

#### SKAŁY TERMICZNIE ZMIENIONE

Skały te występują przy kontakcie łupków łyszczykowych z granitem Karkonoszy, w Polsce w okolicy wsi Wojcieszyc, w Czechosłowacji zaś w rejonie Nowego Miasta. Bezpośredni styk granitu i skał pasma łupkowego jest zasłonięty, tym niemniej w rejonie Wojcieszyc znajdują się skałki hornfelsów w pobliżu granitu. Podobnie i w Czechosłowacji odkrywki skał termicznie zmienionych znajdują się w nie większej odległości niż 50 m od miejsc występowania granitu karkonoskiego. Hornfelsy Wojcieszyc zostały już uprzednio opisane przez A. Mickiewicza (1960 — nie publikowana praca magisterska) i M. Borkowską (1966). Hornfelsy występujące w polskiej i czechosłowackiej strefie kontaktowej granitu z łupkami są podobne. Pod względem teksturalnym skały te reprezentują dwa typy: 1) hornfelsy zbite o teksturze beładnej, występujące zwykle w najbliższym sąsiedztwie granitu Karkonoszy i 2) łupki hornfelsowe, skały o wyraźnie kierunkowej teksturze, stwierdzane nieco dalej od wspomnianego granitu.

#### Hornfelsy zbite

Są to skały szarozielone o strukturze drobnoziarnistej. Tylko sporadycznie w ich tle można dostrzec słabą kierunkowość podkreśloną ciemnymi smugami. Pod mikroskopem struktura tych skał okazuje się porfiroblastyczna: wśród drobnych na ogół ziarn kwarcu i plagioklazów tkwią duże porfiroblasty prawie całkowicie przeobrażonego kordierytu. Niekiedy ziarno bywa bardziej wyrównane. Ich tekstura bywa beładna lub słabo kierunkowa, przy czym kierunkowość ta jest zaznaczona wyciągniętym ułożeniem blastów kordierytowych. Skład mineralny tych skał jest dość zmienny: głównymi ich składnikami są na ogół kwarc, plagioklasy i kordieryt, a tylko sporadycznie w niektórych notowano amfibol. Stosunki ilościowe składników zestawiono w tabeli 14.

Kwarc przeważnie wykształcony w postaci drobnych ziarn, często gromadzących się w warstewki, tworzy również wrostki w kordierycie. Ten ostatni notowano zwykle w postaci ziarn nieprawidłowo wykształconych i pozazębanych mozaikowo z sąsiednimi minerałami. Przeważnie bywa w wysokim stopniu przetka-

Tabela 14  
Skład mineralny hornfelsów zbitych  
pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój  
Mineral composition of compact hornfelses  
of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój range

Minerał	Numer próbek					
	1	2	3	4	5	6
	4a	4b	4c	4d	4k	4m
Kwarc	36,6	28,9	16,9	16,4	30,0	18,2
Kordieryt	28,8	3,1	34,9	39,1	28,2	7,3
Pseudomorfozy po kordierycie	—	38,8	—	—	—	35,5
Plagioklaz	19,7	19,3	25,8	24,9	20,8	21,0
Biotyt	11,2	3,3	7,4	7,6	9,5	10,4
Muskowit	2,5	4,1	—	—	0,5	6,0
Chloryt	—	0,6	—	—	—	—
Antygoryt	—	—	2,3	1,5	2,3	—
Antofyllit	—	—	8,8	8,0	7,0	—
Granat	—	—	1,0	—	—	—
Cyrkon	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1	0,1
Apatyt	—	0,3	—	—	0,2	0,1
Tlenki Fe	0,9	1,2	2,5	2,2	1,4	1,4

Analizy mikrometryczne skał 4a, 4b, 4c, 4d wykonała A. Mickiewicz (1960).

ny drobnymi wrostkami, wśród których dominują drobne ziarna kwarcu i niewielkie blaszki łyszczyków, a niekiedy i drobne promieniste skupienia igiełek amfibolu. Stopień zachowania kordierytu jest różny; ziarn czystych, nie przeobrażonych jest stosunkowo mało. Powszechnym zjawiskiem jest jego stopniowe zastępowanie pinitem. Niekiedy blasty kordierytu prawie całkowicie uległy przeobrażeniu w agregat pinitowy. Czasem agregaty te skupiają się w poprzerywanych smugach. Większe osobniki kordierytu bywają głównie zastępowane przez pinit, natomiast mniejsze są wypierane przez mieszaninę pinitu i prajzolit. W skład pseudomorfoz po kordierycie wchodzi też drobne blaszki muskowitu. W warstewkach złożonych z kordierytu i produktów jego przeobrażenia gromadzi się także biotyt o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnożółta,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna. Plagioklasy, podobnie jak kordieryt, zawierają liczne wrostki, przeważnie kwarcu i biotyty. Z powodu wysokiego na ogół stopnia przeobrażenia, dokładne oznaczenie składu plagioklazów sprawia trudności, jednak w przybliżeniu określono je jako oligoklaz o zawartości około 25% an. Jest to znamienne, gdyż w prawie całym omawianym kompleksie łupkowym, plagioklasy są reprezentowane przez albit. Należy tu zaznaczyć, że M. Borkowska (1966) plagioklasy w hornfelsach zbitych rejonu Wojcieszyc oznaczyła jako andezyn (32% an.), a w łupkach hornfelsowych jako oligoklaz (28% an.). Wiele ziarn plagioklazów jest prawie całkowicie za-

maskowanych serycytem, który w innych występuje tylko w partiach środkowych. Amfibole notowano tylko w niektórych hornfelsach kordierytowych, reprezentowane przez antofyllit lub kummingtonit. Ich budowa jest zwykle drobnoagregatowa. Ze zbitej części centralnej takiego skupienia amfibolowego rozchodzą się promieniście pojedyncze, drobne pręciki. Amfibole te mają budowę ksenoblastyczną, tylko sporadycznie obserwowano ich przekroje poprzeczne o bardziej idioblastycznym wykształceniu. Amfibole bywają atakowane przez antygoryt i biotyt. Przy atakowaniu amfiboli przez antygoryt wydzielają się dość obfite tlenki żelaza. Granaty, podobnie jak amfibole, występują tylko w niektórych skałach. Notowano je jedynie w postaci ziarn nieprawidłowo wykształconych, pozazębionych z kwarcem, kordierytym, a czasem i plagioklazami. Cyrkon jest stosunkowo liczny, zawsze w postaci drobnych ziarenek, a gdy tkwi w kordierycie wytwarza obwódki pleochroiczne o intensywnie żółtych barwach.

#### Łupki hornfelsowe

Wśród hornfelsów o teksturze masywnej brak odmian zawierających andaluzyt, skały te są reprezentowane wyłącznie przez typ kwarcowo-kordierytowo-plagioklazowy. Natomiast hornfelsy o widocznej teksturze kierunkowej są zdecydowanie bardziej urozmaicone pod względem mineralnym. W większości z nich obecny jest zarówno kordieryt, jak i andaluzyt, zwykle z przewagą tego pierwszego. W pobliżu kontaktu z granitem dominują skały bogate zarówno w kordieryt, jak i andaluzyt, dalej ustępują one stopniowo miejsca skałom uboższym w te oba składniki, jeszcze dalej zaś spotyka się łupki zawierające już tylko pseudomorfozy po kordierycie. Niektóre omawiane skały są stosunkowo bogate w granaty. Spośród opisywanej grupy skalnej można wyróżnić następujące odmiany: łupki hornfelsowe z andaluzytem i kordierytym, łupki hornfelsowe andaluzytowo-kordierytowe z granatami oraz łupki liściaste zawierające jedynie pseudomorfozy po kordierycie.

Łupki hornfelsowe z kordierytym i andaluzytem są to skały drobnoziarniste, barwy szarej, popielatej, niekiedy zielonkawej. Tekstura ich jest wyraźnie kierunkowa, podkreślana smugami ływczykowymi. Pod mikroskopem miadać przewagę struktury lepidoblastycznej, natomiast tekstura jest wyraźnie kierunkowa. Skały te zbudowane są z naprzemianległych warstewek ływczykowych oraz kwarcowo-kordierytowo-skaliowych. Skład mineralny tych skał przedstawiają analizy mikrometryczne zestawione w tabeli 15. W omawianych skałach dominuje kwarc w postaci ziarn o różnej wiel-

Tabela 15  
Skład mineralny łupków hornfelsowych  
pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój (fig. 7)  
Mineral composition of hornfels schists of the Stara  
Kamienica — Świeradów-Zdrój range (Fig. 7)

Minerał	Numer próbki					
	1	2	3	4	5	6
	11a	11b	2h	23a	23b	63d
Kwarc	37,1	37,4	40,0	12,8	13,0	29,5
Kordieryt	5,3	15,2	4,1	13,5	12,8	—
Pseudomorfozy po kordierycie	33,4	—	6,9	21,7	23,3	9,1
Andaluzyt	4,2	10,8	9,8	6,9	7,8	—
Plagioklaz	8,1	7,2	10,0	—	—	6,7
Biotyt	6,3	13,7	21,1	10,8	8,5	20,2
Muskowit	2,9	14,1	6,4	15,0	15,9	9,8
Chloryt	—	1,3	0,1	1,9	3,3	2,7
Granat	—	—	—	1,2	—	—
Pseudomorfozy po granacie	—	—	—	15,2	14,8	19,1
Turmalin	—	śl.	0,1	śl.	—	—
Cyrkon	0,3	śl.	0,2	0,1	śl.	0,7
Apatyt	—	—	—	0,2	0,3	1,3
Tlenki Fe	2,4	0,3	1,3	0,7	0,3	0,9

Analizy mikrometryczne łupków hornfelsowych zostały wykonane przez A. Mickiewicz (1960).

kości, ksenomorficznych i faliście wygaszających światło. Bywa on obecny również w laminach ływczykowych, gdzie często tworzy wrostki w andaluzycie. Udział ilościowy andaluzytu mieści się zwykle w przedziale 4—10% objętości. Gromadzi się on w skupieniach lub niektórych warstewkach ływczykowych. Wykształcony bywa w postaci słupków lub nieforemnych ziarn o ledwie dostrzegalnych barwach pleochroicznych w odcieniach bladioróżowych. W laminach ływczykowych towarzyszy mu przeważnie biotyt. W miejscach, gdzie andaluzytu nie notowano, obserwowano dość liczny muskowit występujący w postaci pojedynczych blaszek bądź tworzący cienkie warstewki. Biotyt — podobnie jak w wielu zwyczajnych łupkach omawianego kompleksu — wykształcony jest dwojako: w postaci drobnych blaszek o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna wchodzi w skład lamin ływczykowych, lub w postaci nie zdeformowanych porfiroblastów ustawionych zupełnie dowolnie w stosunku do laminacji skały. Ten ostatni zawiera dość często wrostki kwarcu, muskowitu i tlenków żelaza. Te płytki biotyту dość często ulegają procesowi chlorytyzacji. Zaawansowanie tego procesu bywa nierówne, czasem ogranicza się do samego sąsiedztwa spękań, kiedy indziej ogarnia większe sektory danego ziarna.

Kordieryt, podobnie jak w hornfelsach o teksturze masywnej, jest często silnie spinityzowany. Ziarna jego bywają nierzadko sitowo poprzerastane innymi minerałami. Obserwowano również wrostki cyrkonu w kordierycie otoczone żółtymi obwódkami pleochroicznymi. Plagioklasy bywają najczęściej w znacznym stopniu zserycytizowane, w związku z czym ich skład można ustalić tylko w przybliżeniu jako albit, a niekiedy i oligoklaz. Z minerałów akcesorycznych w niewielkich ilościach występuje zielony turmalin, w postaci małych pojedynczych ziarn.

*Lupki hornfelsowe andaluzytowo-kordierytowe z granatami* są skałami szarymi, w przekrojach poprzecznych ujawniają drobne oczka granatów tkwiące w szarym tle złożonym głównie z kwarcu oraz warstewek łyszczykowych. Warstewki te przebiegają w skale na ogół spokojnie, tylko przy granatach rozchylają się łagodnie je oplatając. Mikroskopowo skały te mają strukturę lepidoblastyczną, a zespół mineralny, tzn. kordieryt, kwarc, plagioklaz, andaluzyt, podobny jak w skałach wyżej omówionych. Większość z nich zawiera liczne, po-

przeczne blaszki brunatnego biotyту. Obrasta on niekiedy blaszki automorficznie wykształconego muskowitu. Omawiane skały były kiedyś bogate w granaty, co potwierdzają liczne pseudomorfozy po tych minerałach, obecnie jednak jest ich już niewiele. Pseudomorfozy mają zwykle zaokrąglone kształty i są zbudowane z drobnoziarnistego lub drobnołuseczkowego agregatu o dość wysokiej dwójłomności. W masie tej można zidentyfikować drobne strzępki biotyту i łuski chlorytu, cała zaś pseudomorfoza bywa silnie impregnowana tlenkami żelaza i kwarcem. Z minerałów akcesorycznych notowano turmalin, cyrkon i apatyt. Należy jednak zaznaczyć, że na omawianym terenie napotykano jeszcze skały stosunkowo bogate w granaty o niewysokim stopniu przeobrażenia.

*Lupki liściaste z pseudomorfozami po kordierycie* są stosunkowo bogate w płytki biotyту ułożone dowolnie. Od powszechnych łupków „normalnie” liściastych różnią się jedynie obecnością silnie spinityzowanych ziarn kordierytu. Wraz z oddalaniem się od kontaktu z granitem Karkonoszy ilość tych pseudomorfoz maleje, aby zupełnie zaniknąć.

### Część III

#### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA GNEJSÓW PASMA KAMIENICKIEGO I GRZBIETU IZERSKIEGO

Pasma kamienickie, a dalej ku zachodowi Grzbiet Izerski tworzą gnejsy. W rejonie Wojcieszyc graniczą one z granitem Karkonoszy, dalej ku zachodowi są ograniczone od północy i południa dwoma kompleksami łupków łyszczykowych, w części zachodniej zaś znowu graniczą z granitem Karkonoszy.

Studium petrograficzne tego dużego kompleksu skalnego nie wchodzi zasadniczo w zakres niniejszej pracy. Jednak wydaje się słuszne podanie chociaż ogólnej charakterystyki skał sąsiadujących bezpośrednio z leukogranitami bądź z łupkami łyszczykowymi omawianego kompleksu. K. Smulikowski (1958) scharakteryzował petrograficznie gnejsy Kopańca i Gierczyna, a M. Kozłowska-Koch (1965) gnejsy Chromca, Jelenich Skał i Świeradowa-Zdroju. Brak natomiast opracowań petrograficznych części zachodniej tego kompleksu. W związku z powyższym opis części wschodniej pasma gnejsowego oparto głównie na opracowaniach K. Smulikowskiego i M. Kozłowskiej-Koch, z pewnymi tylko uzupełnieniami autora, natomiast część zachodnia zostanie scharakteryzowana przez autora.

#### CZĘŚĆ WSCHODNIA KOMPLEKSU GNEJSÓW IZERSKICH — GNEJSY JELENICH SKAŁ, CHROMCA, GIERCZYNA, ŚWIERADOWA-ZDROJU, KOPAŃCA

Według M. Kozłowskiej-Koch Jelenie Skały są zbudowane ze średnioziarnistego, miejscami nieco porfirowatego gnejsu. Megaskopowo wyróżnia się w nich okrągławe ziarna kwarcu, białawe tabliczkowate skalenie i gniazda drobnych blaszek biotyту. W odmianach porfirowatych biotyт wraz ze skaleniem i kwarcem jest rozproszony w drobnoziarnistym tle skalnym. Skały te mikroskopowo mają strukturę heteroblastyczną, miejscami porfiroblastyczną, lokalnie mikropegmatytową. Tekstura ich jest bardzo słabo kierunkowa. Część jasnego łyszczyku jest serycytem, pozostała zaś część pochodzi z przeróbki biotyту, o czym świadczy jego subtelny, blady pleochroizm. Duże blaszki plagioklazów zawierają od 6 do 9% anortytu. Plagioklasy te są wypierane przez mikroklin, urastający do dużych, karlsbadzko zbliżniaczonych blastów o typowej kratce bliźniaczej. Mikrokliny rosnąc pochłaniają także diablastyczne przerosty drobnych ziarn plagioklazów, kwarcu i łyszczyków. Mikroklin z kolei jest zastępowany

ny albitem szachownicowym. Najmłodszym składnikiem omawianych skał jest krystaloblastyczny albit, atakujący mikroklin i produkujący myrmekit. Biotyt miejscami schlorytyzowany występuje w postaci dość dużych blastów lub tworzy drobnołuskowe skupienia.

Podobny typ skał — według M. Kozłowskiej-Koch — reprezentują gnejsy ze wzgórza znajdującego się w pobliżu wsi Chromiec. Są to granitognejsy wykazujące ślady słabej kierunkowości. Czy jednak ta kierunkowość jest pozostałością po łupkach, czy też wynikiem mechanicznych deformacji, nie da się ustalić z powodu całkowitej rekrystalizacji.

Granitognejsy Gierczyna są to zdeformowane granity, ponieważ ich tekstura kierunkowa jest wynikiem mylonitizacji. Skały te zostały opisane przez K. Smulikowskiego (1958), który stwierdził w nich silne wywalcowanie łyszczaków w cienkie plastry. Brak w tych skałach wyraźnych znamion blastozy i rekrystalizacji zacierającej uszkodzenia i deformacje kataklastyczne. Gnejsy te mają zatem charakter granitów słabo zmylonitizowanych.

Podobny typ reprezentują, według M. Kozłowskiej-Koch, gnejsy Świeradowa-Zdroju, jednak autorka stwierdziła w nich obecność zgodnych wkładek łupków biotytowych mniej lub więcej sfeldspatyzowanych. Ta obserwacja skłoniła M. Kozłowską-Koch do wyrażenia opinii, że gnejsy te powstały drogą feldspatyzacji pierwotnych osadów suprakrustalnych, po których odziedziczyły kierunkowość tekstury. Ocalałe partie łupków, szczególnie na styku z gnejsami, uległy grejzenizacji przejawiającej się wzrostem turmalinu, a miejscami i fluorytu.

Inny typ skał przedstawiają gnejsy z Kopańca opisane przez K. Smulikowskiego i M. Kozłowską-Koch. Według nich zbliżone są one bardziej do leukogranitów niż do gnejsów. Szare, muskowitzowe ich odmiany — opisane przez K. Smulikowskiego (1958) — są identyczne — według M. Kozłowskiej-Koch — z jasnymi gnejsami Leśnej. Według M. Kozłowskiej jasne skały Kopańca wywodzą się z gnejsów analogicznych do tworzących Jelenie Skały i okolice Chromca. Skały te uległy tylko procesom leukokratyzacji, która doprowadziła do usunięcia części ciemnych składników. Zgodnie z K. Smulikowskim (1958), M. Kozłowska-Koch stwierdza, że stopień albityzacji tych skał jest mniejszy niż gnejsów Świeradowa-Zdroju.

W rejonie szczytu Jelenie Skały autor zebrał próbki skał jasnych, podobnych do leukogranitów. Skały te występują w małych odsłonekach oraz w postaci luźnych bloków na północno-wschodnich zboczach wyżej wspomnianego szczytu. Te jasne skały na mapie geologicznej G. Berga i W. Ahrensa (1921—1923) są zaznaczone szrafurą oczkowych gnejsów izerskich. Bardzo blisko miejsca występowania wspomnianych skał leukokratycznych G. Berg

i W. Ahrens znaczą cienką strefę gnejsów aplitowych o przebiegu NE—SW. Być może, że strefa leukokratyzacji przebiega tu ukośnie w stosunku do głównej struktury gnejsowej. Wydaje się konieczne dokładne rozpoznanie tego rejonu na podstawie prac ziemnych. Megaskopowo skały omawianej strefy są białe, stopniowo przechodzące w szare. Są to jednak stosunkowo jasne gnejsy, przeważnie silnie spękane i strzaskane, gdy tymczasem sąsiadujące z nimi gnejsy nie objawiają tak wyraźnych oznak sztywnych deformacji. Pod mikroskopem większość skał leukokratycznych ujawnia struktury typowo kataklastyczne. Wśród obfitej miazgi kwarcowo-skaleniowej tkwią duże blasty skalenia potasowych oraz albitu. Ziarna te przeważnie są skruszone i spękane, a plagioklasy mają silnie powyginane lamelki zbliżniaczeń albitowych. Skały tak silnie zdeformowane tworzą cienką, kilkumetrowej szerokości strefę, ustępując stopniowo skałom równie jasnym, lecz uboższym w kataklastyczną miazgę mineralną, te zaś sąsiadują z gnejsami nie ujawniającymi żadnych objawów sztywnych deformacji. Wszystkie wymienione wyżej skały są zbudowane głównie ze skalenia potasowych, albitu i kwarcu. Ten ostatni koncentruje się głównie w żyłkach zbudowanych z dość dużych, owalnych ziarn o spokojnym na ogół wygaszaniu światła. Kwarc ten z pewnością został później doprowadzony. Można zatem sądzić, że pierwotnie omawiane skały były o wiele uboższe w kwarc, a dopiero później zostały silnie impregnowane tym składnikiem. Skały leukokratyczne są zwykle bogate w albit zarówno normalny, jak i szachownicowy.

W tabeli 16 zestawiono wyniki analiz mikrometrycznych zgodnie z lokalizacją skał sąsia-

Tabela 16  
Skład mineralny gnejsów leukokratycznych  
Jelenich Skał (% obj.)  
Mineral composition of gneisses from Jelenie Skały  
(vol. per cent)

Minerał	Numer próbki				
	1	2	3	4	5
	748a	748b	748c	748d	748e
Kwarc	27,6	35,1	29,3	30,2	42,8
Albit	24,4	17,5	45,7	43,5	36,2
Albit szachownicowy	3,3	7,9	2,3	12,3	10,6
Skaleń potasowy	35,8	38,4	21,1	11,2	8,0
Biotyt	2,4	śl.	śl.	0,9	0,6
Muskowit	6,5	1,1	1,2	1,2	0,2
Chloryt	śl.	—	—	0,7	śl.
Apatyt	śl.	śl.	0,4	śl.	0,4
Cyrkon	—	—	—	śl.	śl.
Tlenki Fe	—	—	—	śl.	1,2

748a — gnejs szary, 748b, c, d, e — gnejsy leukokratyczne.

dujących ze sobą w terenie na odcinku około 40 m. Udało się bowiem uchwycić przejście gnejsów w skały wybielone tylko z jednej strony, gdyż na przesłedzenie tego przejścia z drugiej strony skał leukokratycznych nie pozwoliło całkowite zakrycie terenu. Tak więc gnejs jest oznaczony w tabeli 16 cyfrą 748a, sąsiadująca z nim skała wybielona 748b, a najdalej położona od tych gnejsów jest skała 748c. Z tabeli tej wynika, że gnejsy są skałami bogatymi w skalenie potasowe i zawierają tylko niewielką ilość albitu szachownicowego. Podobną ilością tych składników charakteryzują się skały już wybielone, ale bezpośrednio z tymi gnejsami sąsiadujące, w miarę zaś oddalania się od gnejsów ilość skalenia potasowego w skałach zleukokratyzowanych gwałtownie maleje, aby w skale 748e być składnikiem podrzędnym. Skalenie potasowe tworzą najczęściej duże blasty, ujawniające przeważnie mikroklinową kratkę bliźniaczą. Ogarniają one niekiedy tabliczkowate plagioklasy i wtedy wydaje się, że je wypierają. Niekiedy skalenie potasowe rosną również kosztem drobnokrystalicznego tła skalnego.

Dość powszechna u skalenii potasowych jest budowa pertytowa, której powstanie należy wiązać z późniejszym etapem albityzacji. W takim wypadku byłyby to pertyty typu infiltracyjnego. W skałach bogatych w skalenie potasowe notowano prawie wyłącznie albit o normalnej budowie bliźniaczej (8—9% an.), z bardzo nielicznym udziałem odmiany szachownicowej. Gdy jednak ilość skalenii potasowych w danej skale maleje, wzrasta udział albitu szachownicowego, a wtedy w skałach bogatych w albit stanowi on już ilościową przewagę. Prawdopodobnie w skałach tych nastąpił pierwotnie wzrost skalenii potasowych kosztem plagioklazów, a następnie skalenie potasowe zostały strefowo zaatakowane przez albit szachownicowy. Z łuszczyków najczęściej obserwowano drobne blaszki muskowitu, bezładnie rozsiane w skale lub przerastające większe ziarna plagioklazów. Biotyt natomiast notowano tylko sporadycznie, w postaci reliktywnych blaszek o lekko brunatnych barwach pleochroicznych. Wydaje się najbardziej prawdopodobne, że składnik ten został zastąpiony albitem. Skały te więc są wyraźnie zleukokratyzowane i przeważnie w wysokim stopniu zalbityzowane.

Skały sąsiadujące bezpośrednio z gnejsami leukokratycznymi mają wybitnie porfirową strukturę oraz wyraźnie widoczne liczne plamy biotyty. Gnejsy te różnią się od skał zleukokratyzowanych większą zawartością skalenii potasowych i biotyty, poza tym zarówno strukturalnie, jak i składem mineralnym są bardzo do siebie zbliżone. Dla autora nie ulega wątpliwości, iż gnejsy leukokratyczne powstały drogą leukokratyzacji i albityzacji gnejsów analogicznych do występujących obecnie w bezpośrednim ich sąsiedztwie.

W gnejsach szarych porfiroblasty tworzą zwykle skalenie potasowe wypierające plagioklasy, tym niemniej już w nich lokalnie rozpoczyna się proces wypierania skalenii potasowych przez albit szachownicowy. Brak natomiast jeszcze w tych skałach albitu najmłodszego — krystaloblastycznego. Biotyt tych skał koncentruje się na ogół w skupieniach złożonych z kilku blaszek o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna i o dość prawidłowym wykształceniu.

Można stwierdzić, że na ogół skały zleukokratyzowane uległy w wyższym stopniu albityzacji niż skały z nimi sąsiadujące. Roztwory leukokratyzujące wykorzystały w tym wypadku strefę tektoniczną, być może skośnie usytuowaną względem głównej struktury gnejsowej.

Na południe od wsi Proszowa (brak naturalnych odsłonień) znajduje się wielkie blokowisko. Jak można się zorientować z luźnych bloków brak na tym odcinku leukogranitów, co jest zgodne z mapą geologiczną G. Berga i W. Ahrensa (1921—1923). Skały tam występujące to gnejsy drobnoziarniste i porfiroblastyczne. Pierwsze są to skały równoziarniste, barwy szarej, z wyraźnie już megaskopowo widocznymi plamkami biotyty. Struktury ich są ksenoblastyczne, a wszystkie ich składniki tworzą mozaikę wzajemnie ze sobą pozazębionych ziarn o nieprawidłowych zarysach. Skały te zbudowane są głównie z drobnych ziarn kwarcu, zserycytyzowanego albitu i skalenia potasowego o budowie pertytowej. Brak tu wyraźnego wzrostu skalenii potasowych kosztem plagioklazów oraz zastępowania mikroklinu albitem szachownicowym. Z łuszczyków przeważa jasna mika grupująca się w gniazdach złożonych z kilku blaszek o dość prawidłowych zarysach lub przerastająca plagioklasy. Biotyt o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna, w postaci niezbyt licznych blaszek jest bezładnie rozmieszczony w omawianych skałach.

Drugi typ gnejsów jest reprezentowany przez skały szare o strukturze porfiroblastycznej. W średnioziarnistym ich tle tkwią większe ziarna skalenii potasowych o średnicach około 1 cm. Skalenie te dominują, rosnąc kosztem drobnoziarnistego tła, a nawet większych plagioklazów. Skalenie potasowe z kolei zostały zaatakowane przez albit, co doprowadziło do utworzenia ich grubopertytowej budowy. W omawianych gnejsach, podobnych do gnejsów drobnoziarnistych, doszło do wybitnego wzrostu skalenii potasowych, co w efekcie dało struktury porfiroblastyczne. Brak w nich, podobnie jak w gnejsach drobnoziarnistych, zastępowania mikroklinu albitem szachownicowym, a tylko sporadycznie notowano najmłodszy albit krystaloblastyczny. Łuszczyki w obu typach skalnych tego rejonu są podobnie wy-

kształcone. Zarówno w jednych, jak i w drugich gnejsach brak objawów kataklazy. Być może, skały te nie zostały zleukokratyzowane, gdyż nie osiągnęły jeszcze stadium zastępowania mikroklinu albitem szachownicowym, a prawdopodobnie jest ona z tym etapem albityzacji związana.

CZEŚĆ ZACHODNIA KOMPLEKSU GNEJSÓW  
IZERSKICH — GNEJSY GÓRY KAMIENICY  
I IZERSKIEGO STOГУ

Kompleks ten przez autora został opracowany wycinkowo. Ogólnie dominują tu dwa typy gnejsów: drobnoziarniste i porfiroblastyczne, wśród tych ostatnich zaś można wyróżnić odmianę o bardzo dużych porfiroblastach i o prawie całkowicie zatartej teksturze kierunkowej. Analizy mikrometryczne gnejsów zestawiono w tabeli 17.

*Gnejsy drobnoziarniste* są przeważnie jasne, równoziarniste, dość bogate w blaszki jasnej miki. Niektóre z nich są dość bogate w ciemne łyśczyki skupiające się w cienkich laminach, a niekiedy także w gniazdach. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, a czasem nawet dość wyraźnie kierunkowa. Wykształcenie składników jest na ogół ksenoblastyczne, z lokalnym prawidłowym wykształceniem pojedynczych plagioklazów. Skały te zbudowane są głównie z kwarcu, skaleni potasowych i albitu w prawie równych proporcjach oraz zawsze obfitego jasnego łyśczyku, przy zmiennej ilości biotyту. Kwarce jest na ogół dość równomierne rozmieszczony, a jego zawsze ksenoblastyczne ziarna przeważnie spokojnie wygaszają światło. Skalenie potasowe są we wszystkich omawianych skałach tak liczne, że często osiągnęły przewagę nad albitem. Są one przeważnie

wykształcone w postaci niewielkich ziarn sporadycznie tylko zaczynających się rozwijać w porfiroblasty. Nigdy nie obserwowano u nich budowy grubopertywowej, przeważnie ich ziarna są jednorodne, a czasem bardzo delikatnie poprzerastane cienkimi żyłeczkami albitu. Nie wypierają one plagioklazów i nie bywają przez nie atakowane. Plagioklasy są tu reprezentowane przez dwie generacje albitu: starszą — silnie spękaną i przeważnie w wysokim stopniu zserycytyzowaną oraz młodszą — w postaci czystych, przeważnie drobnych ziarn. Gnejsy te bywają zwykle bogate w jasny łyśczyk wykształcony najczęściej w postaci drobnych blaszek, niekiedy koncentrujących się w smugach, lecz częściej rozsianych bezładnie. Niekiedy ujawnia on bardzo delikatny, ledwie dostrzegalny pleochroizm. Zawartość biotyту w skałach tego rejonu jest bardzo różna, tym niemniej brak tu skał pozbawionych całkowicie tego składnika. Z minerałów akcesorycznych bywał tu notowany stosunkowo liczny apatyt oraz cyrkon.

*Gnejsy porfiroblastyczne* ujawniają dość wyraźne tekstury kierunkowe podkreślone połałowymi smugami łyśczyków, które opływają większe oczka skaleni. Lokalnie ta kierunkowość bywa zatarta, tak że w takich miejscach skały te upodabniają się do bezkierunkowych granitów. Struktura jest wyraźnie porfiroblastyczna, bowiem w stosunkowo drobnoziarnistym tle tkwią większe ziarna skaleni, często o wymiarach  $1 \times 0,5$  cm i niekiedy o prawidłowych tabliczkowatych kształtach. Skały te bywają stosunkowo bogate w blaszki jasnej miki. Porfiroblasty osiągają zwykle ilościową przewagę nad średnioziarnistym tłem skalnym, które bywa zbudowane z drobnych ziarn skaleni i kwarcu, ale nie ma nigdy charakteru miążgi kataklazy. Plagioklasy nie mają powy-

Tabela 17

Skład mineralny gnejsów Izerskiego Stogu i Góry Kamienicy (% obj.)  
Mineral composition of gneisses of Izerski Stóg and Kamienica mountain (vol. per cent)

Minerał	Numer próbeki									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	762a	764	761c	761b	766	768b	760	746a	746b	747
Kwarc	37,2	35,4	28,9	36,8	32,3	30,1	32,2	25,7	24,6	35,7
Albit	25,8	33,3	33,4	26,0	18,5	21,4	25,0	23,2	21,3	31,2
Albit szachownicowy	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Skaleń potasowy	17,0	19,6	26,4	30,2	37,5	44,7	24,4	31,3	49,9	22,3
Biotyt	8,6	1,2	0,9	1,3	1,3	0,5	10,8	10,9	1,2	2,3
Muskowit	11,4	9,8	10,4	7,7	9,5	3,3	6,1	8,2	3,0	7,7
Chloryt	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	0,8
Apatyt	śl.	śl.	śl.	—	śl.	—	1,5	—	śl.	śl.
Cyrkon	śl.	śl.	—	—	śl.	śl.	śl.	—	—	śl.
Tlenki Fe	śl.	0,7	śl.	śl.	śl.	—	—	0,7	śl.	śl.

762a, 764, 761c, 761b, 766, 768b, 760 — gnejsy Izerskiego Stogu, 746a, 746b, 747 — gnejsy Góry Kamienicy.



ginanych lametek bliźniaczych, kwarc zaś spokojnie na ogół wygasza światło. To tło skalne bardzo przypomina gnejsy drobnziarniste proporcjami ilościowymi głównych składników, ich wykształceniem i wielkością ziarn. Kwarc tworzy ziarna przeważnie drobne, spokojnie wygaszające światło. Plagioklasy są reprezentowane wyłącznie przez albit, przeważnie bardzo silnie zserycytizowany, często wykształcony w postaci prawidłowych tabliczek i nierzadko obrastany przez większe skalenie potasowe. Sporadycznie obserwowano czyste ziarna młodszej generacji albitu, wypełniające wolne zakątki pomiędzy pozostałymi minerałami. Plagioklasy bywają wypierane przez wzrastające porfiroblasty skalenia potasowego rosnące kosztem tła skalnego. Czasami można obserwować jakby rozpląwanie się ziarna plagioklazu w otaczającym je mikroklinie, niekiedy bywa i tak, że po plagioklazie pozostało już tylko skupienie serycytu o zarysie tabliczki plagioklazu.

Skały te jednak już pierwotnie miały prawdopodobnie strukturę porfirową, bowiem obok wzrosłych w nich kosztem tła skalnego porfiroblastów skalenia potasowych, obserwowano również i duże ziarna mikroklinu o dość prawidłowych zarysach sprawiające wrażenie prakryształów. W następnym etapie skały te uległy albityzacji polegającej na wypieraniu dużych ziarn skalenia potasowych przez albit, który wdzierał się w skalenie potasowe w postaci pertytów metasomatycznych, doprowadzając do powstania ich grubopertytowej budowy. Nie zaznaczył się tu jednak wyższy stopień albityzacji, polegający na zastępowaniu całych ziarn mikroklinu albitem szachownicowym. Wśród ływczyków przeważa zwykle jasna mika skupiona w gniazdach, soczewkach lub pofałdowanych warstewkach. Poszczególne blaszki mają dość prawidłowe zarysy i często są niezgodnie ułożone względem ogólnej kierunkowości skały. Niekiedy obserwowano u muskowitu bardzo słabe barwy pleochroiczne. Udział ilościowy biotyту w omawianych skałach jest bardzo różny. Koncentruje się on, podobnie jak muskowiт, w gniazdach lub warstewkach. Obserwowano niekiedy zastępowanie ciemnego ływczyku muskowitem.

W omawianym rejonie stwierdzono również gnejsy o strukturach wybitnie porfiroblastycznych, w których porfiroblasty często osiągają rozmiary  $5 \times 2$  cm. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna z lokalnie tylko dostrzegalnym kierunkowym ułożeniem składników. Skały te są bardzo podobne do gnejsów uprzednio omówionych, z tym że duże blasty tworzą w nich nie tylko skalenie potasowe, lecz także plagioklasy. Megaskopowo porfirokryształy plagioklazów sprawiają wrażenie ziarn jednorodnych, jednak mikroskopowo stwierdzono, iż bywają

one zbudowane z kilku mniejszych kryształów albitu o podobnej orientacji optycznej.

Co do genezy skał Izerskiego Stogu autor skłonny jest zgodzić się ze zdaniem W. Smulikowskiego (1972), że skały te są podobne pewnymi cechami strukturalnymi do gnejsów Chmielenia, Wrzeszczyna i Jelenich Skał i są prawdopodobnie pochodzenia magmowego.

Wydaje się, że pierwotnie skały Izerskiego Stogu przedstawiały zróżnicowany kompleks zbudowany głównie z odmian porfirowych przy poważnym udziale odmian równo- i drobnziarnistych. W odmianach porfirowych duże ziarna tworzyły zwykle skalenie potasowe. Kompleks ten uległ zgnejsowaniu, co doprowadziło do ukierunkowania omawianych skał, a następnie rekrytalizacji, której ostatni etap związany był najprawdopodobniej z intruzją granitu Karkonoszy (rekrytalizacja jasnego ływczyku).

Kompleks ten zbudowany pierwotnie z granodiorytów (odmiany drobnziarniste), granitów zwyczajnych lub monzonitowych (odmiany porfirowe) uległ wieloetapowej i złożonej ewolucji metamorficznej. W jej pierwszym etapie nastąpił wzrost blastów mikroklinu kosztem drobnziarnistego tła skalnego i najprawdopodobniej również przy udziale doprowadzonego z zewnątrz potasu. Tak więc w skałach tych występują obok siebie prakryształy magmowej natury oraz porfiroblasty skalenia potasowych.

W okresie późniejszym skały te zostały zalbityzowane. Albityzacji uległy zarówno plagioklasy, jak również duże ziarna mikroklinu. Albit atakował skalenie potasowe rozrastającymi się stopniowo pertytami metasomatycznymi. Tylko sporadycznie stwierdzano w omawianym rejonie całkowite zastąpienie poszczególnych ziarn skalenia potasowych albitem szachownicowym. Proces ten zatrzymał się tu na etapie utworzenia grubych przerostów pertytowych w dużych ziarnach skalenia potasowych. Dopiero północna partia brzeżna granitów Izerskiego Stogu, a więc leukogranity Czerniawy-Zdroju i Świeradowa-Zdroju, zostały zalbityzowane w bardzo wysokim stopniu, tak że w większości przypadków ich cały skałen potasowy został zastąpiony albitem szachownicowym. Wydaje się, że proces leukokratyzacji jest związany z etapem początkowym tworzenia się samodzielnych ziarn albitu szachownicowego. Gnejsy Izerskiego Stogu strukturalnie są tak podobne do leukogranitów, że trudno mieć wątpliwości, iż stanowiły one dla nich materiał wyjściowy. Na kontakcie z pasmem łupków ływczykowych uległy one łatwo leukokratyzacji, ponieważ od początku były skałami jasnymi, ubogimi w ciemne ływczyki.

## Część IV

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA POSZCZEGÓLNYCH REJONÓW  
PASMA ŁUPKOWEGO STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

## REJON WOJCIESZYC

Rejon ten stanowi skrajnie wschodnią część kamienieckiego pasma łupkowego (fig. 7). Skały omawianego pasma graniczą od południowego wschodu z granitem Karkonoszy, od południowego zachodu z leukogranitami, a od północnego wschodu z gnejsami izerskimi.

Omawiany rejon składa się z kilku kopulastych wzniesień, niezbyt wysokich, z których najwyższe osiąga 535 m n.p.m. Wzgórza te są w większości pokryte lasem, a tylko w dolnych partiach łąkami lub polami uprawnymi. Odślonienie terenu jest bardzo słabe, z wyjątkiem pojedynczych skałek i nielicznych starych ro-

wów. Materiał do badań został zebrany głównie ze zwałów i luźnych bloków.

Przy styku pasma łupków lyszczkowych z granitem Karkonoszy wytworzyła się seria skał zmienionych termicznie — hornfelsów. Temperatura intrudującej magmy nie była tu jednak zbyt wysoka, o czym świadczy obecność amfiboli w niektórych odmianach tych skał (facja mineralna amfibolowo-hornfelsowa). W pobliżu kontaktu z granitem Karkonoszy stwierdzano najczęściej hornfelsy zbite i masywne, pod mikroskopem ujawniające jednak dość wyraźne tekstury kierunkowe odziedziczone po laminacji sedymentacyjnej poprzednich łupków. Skały te tworzą niewielkie naturalne odsłonięcia

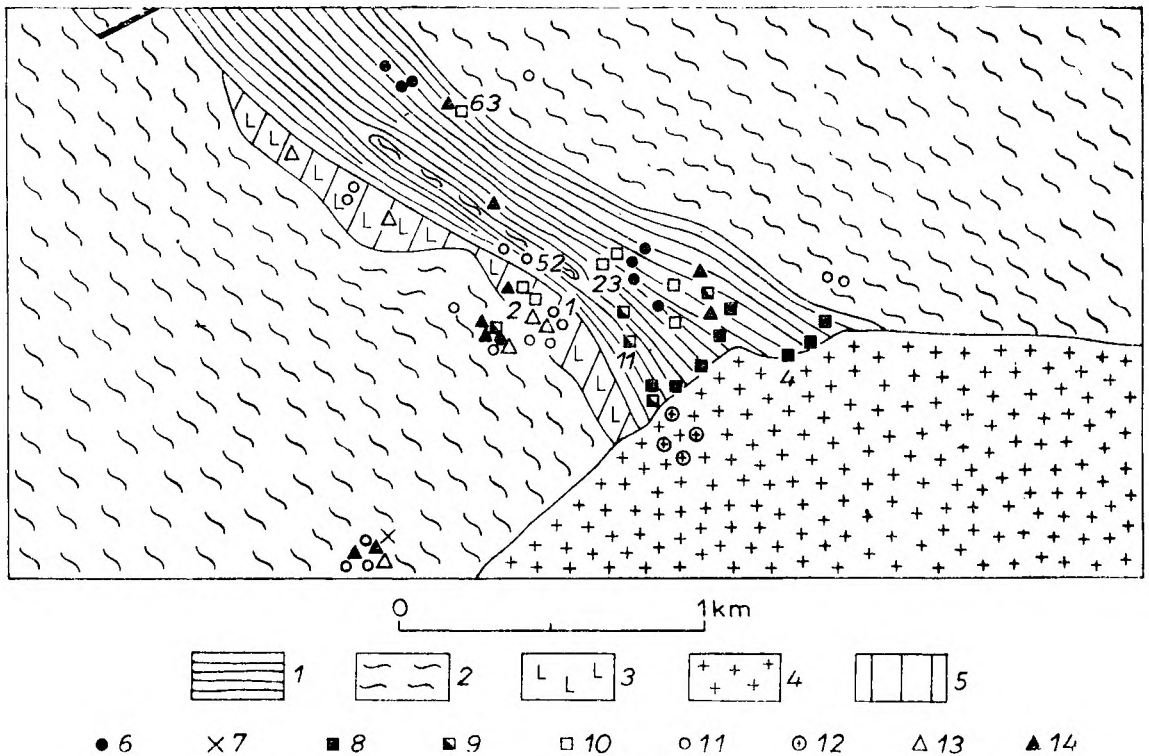


Fig. 7

Szkic geologiczny okolic Wojcieszyc na podstawie mapy geologicznej E. Zimmermanna (1915—1925)  
1 — łupki lyszczkowe, 2 — gnejsy izerskie, 3 — leukogranity, 4 — granit karkonoski, 5 — strefa leukokratyzacji. Miejsca pobrania próbek do badań laboratoryjnych, 6 — bloki łupków lyszczkowych, 7 — bloki leptynitów, 8 — skałki i bloki hornfelsów, 9 — bloki łupków hornfelsowych, 10 — bloki łupków lyszczkowych z pseudomorfozami po kordierycie, 11 — bloki gnejsów, 12 — bloki granitów karkonoskich, 13 — bloki leukogranitów, 14 — bloki amfibolitów

Geological sketch map of the vicinity of Wojcieszyc based on map by E. Zimmermann (1915—1925)  
1 — mica schists, 2 — Iżera gneisses, 3 — leucogranites, 4 — Karkonosze granite, 5 — leucocratization zone. Sampling sites:  
6 — blocks of mica schists, 7 — blocks of leptynites, 8 — outcrops and blocks of hornfelses, 9 — blocks of hornfels schists, 10 — blocks of mica schists with pseudomorphs after cordierite, 11 — blocks of gneisses, 12 — blocks of Karkonosze granites, 13 — blocks of leucogranites, 14 — blocks of amphibolites

(fig. 7, p. 4). Przedstawiają one typ kordierytowy bez andalazytu. W postaci luźnych bloków napotymano również w pobliżu granitu, co prawda bardzo nieliczne, łupki hornfelsowe i andalazytowo-kordierytowe. Jednak wydaje się, że są to bloki, które stoczyły się z góry, cienką zaś strefę przy samym granicie Karkonoszy tworzą zbite hornfelsy kordierytowe. W miarę oddalania się od granitu skały te ustępują stopniowo miejsca hornfelsom o teksturze wyraźnie kierunkowej. Te ostatnie zawierają andalazyt, kordieryt lub oba te minerały. Rozpoznanie w terenie wykazało, że skały te występują w odległości 450—500 m od kontaktu z granitem, w głąb pasma łupków łyszczkowych. E. Zimmermann znaczy na swojej mapie geologicznej dwie strefy: 300-metrową strefę hornfelsów i 300-metrową strefę łupków gruzelkowych. Ku północnemu zachodowi hornfelsy stopniowo ustępują miejsca łupkom łyszczkowym. Zmniejsza się w tych skałach ilość kordierytu i andalazytu, a coraz częściej obok łupków hornfelsowych pojawiają się normalne łupki łyszczkowe.

Na mapie E. Zimmermanna (1915—1925) wśród łupków łyszczkowych są zaznaczone wtrącenia amfibolitów. Skały te notowano na omawianym terenie tylko w postaci luźnych bloków. Właściwa ich forma występowania jest nie znana, najprawdopodobniej tworzą one małe wtrącenia w przeważających ilościowo łupkach łyszczkowych. Wśród łupków łyszczkowych występują też gnejsy oczkowe, których udział w budowie danego odcinka jest niewielki, o czym można sądzić z bardzo nielicznych luźnych bloków tych skał. Gnejsy te są dwuskaleniowe o stosunkowo dużym udziale skalenia potasowego. W omawianym rejonie brak typowo wykształconych łupków plamistych, a łupki łyszczkowe są dość bogate w bezładnie rozsiane blaszki biotyту, a nawet i muskowitu.

Na mapie E. Zimmermanna przy południowo-zachodnim kontakcie skał pasma łupków łyszczkowych z gnejsami izerskimi jest zaznaczona strefa leukogranitów. Badania terenowe dowiodły, że faktycznie występują tam leukogranity nie tworzące jednolitego pokładu. Na obszarze ich występowania są obecne liczne gnejsy izerskie, przeważnie jasne, zawierające dość obfity biotyt i charakteryzujące się wyraźnie kierunkową teksturą. Spotykano również skały zbliżone do leptynitów oraz gnejsy podobne do odpowiednich skał występujących wśród łupków łyszczkowych. Trudno dokładnie omówić budowę tej strefy bez wykonania licznych prac ziemnych. Najprawdopodobniej jest to kompleks, który nie uległ całkowitej leukokratyzacji i przypuszczalnie jest zbudowany z naprzemianległych warstw różnorodnych gnejsów, które lokalnie zostały całkowicie wybielone, a ich tekstury kierunkowe zatarte. Skały takie osiągnęły stadium leukogranitów. Bu-

dowa obszaru występowania leukogranitów w tym rejonie jest zatem dość podobna do budowy analogicznej strefy w rejonie Starej Kamienicy, w której jednak leukogranity mają przewagę ilościową nad gnejsami, gdy tymczasem w rejonie Wojcieszyc przeważają gnejsy.

Gnejsy izerskie przylegające od strony północno-wschodniej do strefy łupków łyszczkowych są przeważnie drobnoziarniste, a w miarę oddalania się od niej ustępują odmianom bardziej gruboziarnistym. Dokładne omówienie tej strefy utrudnia jej zakrycie.

Na figurze 7 są podane miejsca pobrania próbek z podaniem skał, można się więc zorientować jak różne skały znajdują się na terenie określanym przez E. Zimmermanna jako miejsce występowania leukogranitów.

#### REJON STAREJ KAMIENICY

Obszar ten jest lekko falisty z niewielkimi wzgórkami o wysokości około 20 m. Odsłonięcia naturalne znajdują się tu z małymi wyjątkami tylko w skarpach lub w korycie Kamienica (fig. 8). Rzeka ta od linii kolejowej do mostu, przez który biegnie droga Stara Kamienica — Kromnów, ma kierunek S—N i przecina prostopadle całe omawiane pasmo łupków łyszczkowych — od gnejsów izerskich na północy aż do leukogranitów na południu. W górnym biegu Kamieniec płynie mniej więcej równoleżnikowo, odsłaniając jedynie skały leukokratyczne. Te naturalne odsłonięcia zostały uzupełnione kilkoma ciągami wkopów. W ten sposób rejon Starej Kamienicy został stosunkowo dobrze poznany. Prace ziemne zostały sfinansowane przez Zakład Nauk Geologicznych PAN. Rozmieszczenie szurfów zostało wspólnie zaplanowane przez W. Smulikowskiego i autora. Pomiar geologiczne w szurfach wykonał W. Smulikowski, natomiast badania petrograficzne zebranego materiału — autor. Głównym celem tych prac było rozpoznanie stref kontaktowych skał pasma łupków łyszczkowych z gnejsami izerskimi. Biorąc pod uwagę naturalne odsłonięcia i ciągi szurfów, w omawianym rejonie zostały dokładnie rozpoznane następujące profile:

- a) przekrój na południowy wschód od Starej Kamienicy,
- b) północna strefa kontaktowa gnejsów izerskich z pasmem łupkowym na wschód od Starej Kamienicy,
- c) profil wzdłuż rzeki Kamieniec,
- d) skały leukokratyczne nad rzeką Kamieniec,
- e) wystąpienia łupków łyszczkowych wśród gnejsów na południe od głównego kompleksu łupkowego koło Nowej Kamienicy,
- f) północna strefa kontaktowa gnejsów izerskich

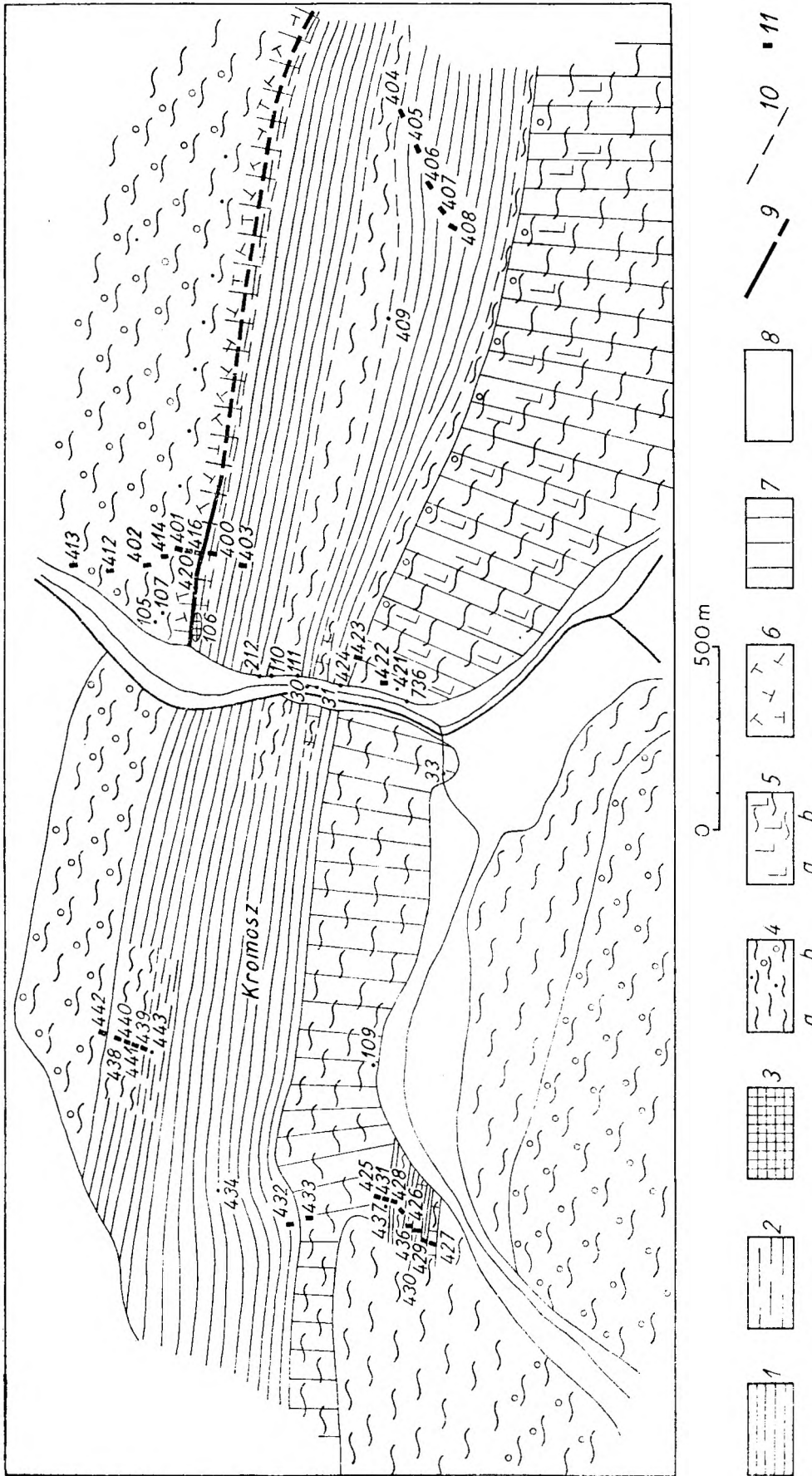


Fig. 8

Szkic geologiczny rejonu Starej Kamienicy na podstawie mapy geologicznej E. Zimmermanna (1928) z uzupełnieniami autora  
 1 — łupki lyszczkowe, 2 — leptynity, 3 — skarny, 4a — gnejsy słoje, 4b — gnejsy oczkowe, 5a — leucogranity, 5b — leucogranity z wtrąceniami gnejsów, 6 — skaly ska-  
 takizowane, 7 — strefy leukokratyzacji, 8 — czwartorzęd, 9 — uskoki, 10 — przypuszczalne granice warstw, 11 — szurfy

Geological sketch map of the Stara Kamienica area based on the map by E. Zimmermann (1928) with the author's supplemente  
 1 — mica schists, 2 — leptynites, 3 — skarns, 4a — laminated gneisses, 4b — augen gneisses, 5a — leucogranites, 5b — leucogranites with inlets of gneisses, 6 — cataclased rocks,  
 7 — leucocratinized zones, 8 — Quaternary, 9 — faults, 10 — inferred bed boundaries, 11 — pits

skich ze skałami kompleksu łupkowego przy drodze Stara Kamienica — Nowa Kamienica. Rozmieszczenie punktów podano na figurze 8.

#### Przekrój na południowy wschód od Starej Kamienicy

W miejscach zaznaczonych na figurze 8 cyframi 404—408 napotkano stare nie pozasypywane szurfy. Stwierdzono w nich skały *in situ*, jednak tak poruszone, że nie można było wykonać na nich pomiarów geologicznych. Od południa stwierdzono tu (408) łupki łyszczykowe z plamami biotyty, zawierające także dość liczne pseudomorfozy po granatach. Blasty biotyty i chlorytu są nieraz w wysokim stopniu zalbityzowane. Łupki przewarstwiają się z drobnoczkowymi gnejsami dwuskaleniowymi. Obecne w nich skalenie potasowe są zwykle w wysokim stopniu zalbityzowane. Dalej (407) występują łupki łyszczykowe, często pofałdowane i stosunkowo bogate w dowolnie ułożone blasty biotyty i chlorytu. W szurfach 406 i 405 notowano łupki łyszczykowe już na tyle bogate w dowolnie ułożony biotyt i chloryt, że zasługują na miano lekko plamistych. Skałom tym towarzyszą łupki łyszczykowe dość bogate w pseudomorfozy po granatach. W szurfie 404 stwierdzono obecność skał bardzo podobnych do leukogranitów. Są to skały barwy szarej grubo- i równoziarniste. Już gołym okiem można w nich dostrzec bardzo niewyraźne tekstury kierunkowe, co różni je od typowych leukogranitów. Skały te zaliczono do gnejsów leukokratycznych. Są one bogate w albit i zawierają liczne skalenie potasowe. Pertytowy skałen potasowy bywa niekiedy obrastany przez czysty mikroklino o wyraźnej kratce bliźniaczej. Jest to do-

wód potwierdzający wcześniej już wysuniętą hipotezę o lokalnej krystalizacji młodszej generacji mikroklino.

Omawiane gnejsy leukokratyczne powstały wskutek albityzacji i leukokratyzacji gnejsów tworzących wtrącenia w kompleksie łupkowym. Podobne tendencje rozwojowe obserwowano w niektórych gnejsach profilu Czerniawki i Kamienca. Występowanie tu skał bardzo zbliżonych do leukogranitów dowodzi, że mogą one tworzyć się w sprzyjających warunkach również w środku pasma łupkowego, a nie tylko przy jego południowej granicy.

#### Północna strefa kontaktowa gnejsów izerskich z pasmem łupkowym na wschód od Starej Kamienicy

Strefa ta została dość dokładnie rozpoznana gęsto rozstawionymi szurfami (fig. 8; 400—403, 406, 412, 413, 420). Zmienność skał na tym odcinku jest przedstawiona na przekroju (fig. 9). Z powodu bardzo gęstego rozstawienia szurfów nie wszystkie naniesiono na mapę (fig. 8), dokładne ich rozmieszczenie w strefie kontaktowej podano na figurze 9. Pomiary geologiczne w tych sztucznych odsłonięciach zostały wykonane przez W. Smulikowskiego.

Od północy na omawianym odcinku stwierdzono (414) gruboczkowe gnejsy izerskie, bardzo jasne, o wyraźnej teksturze kierunkowej, zbudowane z dużych osobników skaleni tkwiących wśród drobnoziarnistej masy kwarcowo-skaleniowej. Zawierają one albit, skalenie potasowe, natomiast bardzo ubogie są w łyszczyki, a zwłaszcza w biotyt. Składniki omawianych skał nie wykazują objawów kataklazy. Gnejsy te zawierają niekiedy soczewki zbudowane z

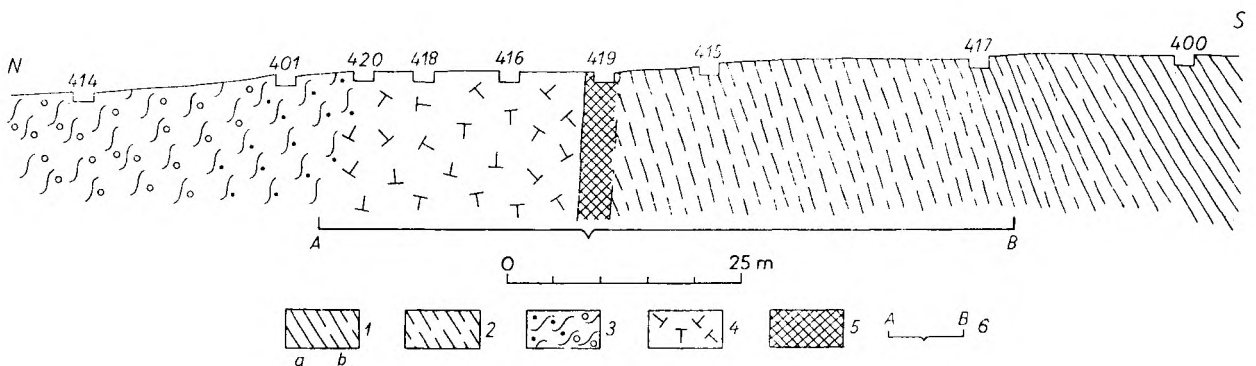


Fig. 9

Przekrój geologiczny w północnej strefie kontaktowej pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój z gnejsami izerskimi na wschód od Starej Kamienicy

1a — łupki łyszczykowe, 1b — łupki łyszczykowe z wtrąceniami leptynitów, 2 — leptynity, 3 — gnejsy oczkowe, 4 — skały skataklazowane, 5 — glina uskokowa, 6 — strefa leukokratyzacji

Geological cross-section in the northern contact zone of the schistous belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój with the Izera gneisses east of Stara Kamienica

1a — mica schists, 1b — mica schists with intercalations of leptinites, 2 — augen gneisses, 4 — cataclased rocks, 5 — fault clay, 6 — leucocratization zone

kwarcu i turmalinu, który wykazuje predyspozycję do gromadzenia się w partiach skały bogatych w kwarc. Często turmalin jest wykształcony w postaci dużych ziarn o zarysach zbliżonych do automorficznych, ze zmiennym pleochroizmem w całej gamie odcieni fioletowo-niebieskich. Gnejsy oczkowe przechodzą stopniowo w gnejsy bardziej drobnooczkowe (401), o wyraźnej kierunkowej teksturze podkreślonej zgodnymi laminami muskowitu. Przeważa w nich albit wykształcony bądź w postaci ziarn o normalnym systemie zbliźniaczeń albitowych, bądź też osobników o strukturze szachownicowej. Większe ziarna skalenia potasowych dość często są zastępowane albitem. Skały te są w wyższym stopniu zalbityzowane niż gnejsy grubooczkowe i podobnie do nich bardzo ubogie w składniki ciemne.

W szurfie 420 odsłania się zupełnie wybielona skała, bardzo drobno skruszona. Wśród przeważającej masy drobnych okruchów zachowały się tylko nieliczne, bardziej zwarte, kilkucentymetrowej średnicy fragmenty skały. Można je określić mianem skatakazowanych leukogranitów. Nie zawierają one bowiem żadnych składników ciemnych, a zbudowane są z kwarcu, skalenia i jasnej miki. Zdecydowana większość ich składników wykazuje objawy silnej kataklazy, tzn. ziarna skalenia bywają popękane, faliście wygaszają światło i mają powyginate lamelki bliźniacze, niektóre zaś blaszki muskowitu są silnie wymięte i pofałdowane. Obok minerałów silnie zdeformowanych stwierdzono także bardzo pięknie wykształcone blaszki muskowitu, które musiały wykrystalizować już po procesach destruktywnych. Podobnie niektóre ziarna kwarcu nie wykazują żadnych objawów deformacji. Jest zatem bardzo prawdopodobne, że składniki te wykrystalizowały w okresie postdeformacyjnym. Podobne skały występują w szurfie 418 (fig. 9). Obok składników silnie zdeformowanych stwierdza się tu przewagę minerałów cech tych pozbawionych. Deformacji nie uległy niektóre ziarna kwarcu, blaszki muskowitu, a także część skalenia i to zarówno albit, jak i mikroklin o wyraźnej kratce bliźniaczej. Oba te składniki należy więc uważać za postdeformacyjne. Omawiane skały zawierają również liczne soczewki, warstewki lub żyłki przepełnione turmalinem. Turmalin jest nie zdeformowany, ma sinoniebieskie barwy pleochroiczne i nie ulega wtórnym procesom. W zakątkach pomiędzy ziarnami kwarcu i turmalinu wykrystalizowały drobne i czyste ziarna albitu oraz mikroklinu, oba sprawiające wrażenie składników młodych, w każdym razie postdeformacyjnych. W szurfie 416 nadal występują podobne leukokratyczne kataklazy. Zwiększa się tylko w nich udział nie zdeformowanych blaszek muskowitu i ziarn kwarcu, tak że lokalnie niektóre ich partie zasługują na miano grejzenów kwarcowo-muskowitowych. Ska-

ły tego typu dochodzą aż do uskoku (fig. 9, szurf 419). We wkopie tym, do głębokości 1,5 m, stwierdzono ciemną glinę bez bloczków, poniżej zaś różnobarwną (zieloną, czerwoną, czarną i białą) glinę dyslokacyjną.

Uskok ten odgranicza gnejsy od kompleksu łupkowego. W następnym wkopie odsłonięto bowiem leptynity lekko plamiste, zawierające dość obfity muskowit ułożony w zgodnych, równoległych laminach. Często notowano w tych skałach blaszki dowolnie ułożonego biotyту o brunatnych barwach pleochroicznych. Blaszki te bywają przeważnie wymięte i zwykle w niewysokim stopniu zalbityzowane. Te dosyć jednostajnie wykształcone (415) leptynity w kierunku południowym ustępują miejsca skałom bardziej urozmaiconym.

W szurfie 417 stwierdzono wśród dominujących leptynitów liczne wtrącenia łupków łyszczkowych, a nawet gnejsów drobnoślajowych. Wtrącenia te są zwykle bardzo cienkie, o grubości kilkunastu, a niekiedy zaledwie kilku centymetrów. Leptynity są tu podobnie wykształcone jak w szurfie poprzednim, z tym że zaznacza się u nich pewien wzrost ziarna albitu do 0,5 mm średnicy. Łupki łyszczkowe są tu reprezentowane przez dwa typy: 1) plamiste z dużymi blaszkami biotyту i zawierające albit w dość wysokim stopniu poprzerastany serycytem i 2) drobnoblaszkowe łupki muskowitowe również zawierające pojedyncze ziarna albitu. Gnejsy tworzące cienkie wtrącenia w leptynitach są skałami drobnoziarnistymi, zbudowanymi głównie z kwarcu i albitu zarówno normalnego, jak i szachownicowego. Gnejsy te są bardzo ubogie w skalenie potasowe, które są stopniowo wypierane przez albit infiltrujący w nie w postaci rozrastających się stopniowo pertytów metasomatycznych.

W szurfie 400 stwierdzono jednostajne łupki łyszczkowe zbudowane głównie ze zgodnych lamin muskowitowo-biotytowych, wykształconych w postaci drobnoblaszkowej. Zawierają tylko nieliczny albit, zwykle w wysokim stopniu poprzerastany serycytem.

Na podstawie powyższych opisów można z całą pewnością stwierdzić, że kompleks łupkowy jest odgraniczony uskokiem od formacji gnejsowej. W kompleksie gnejsowym na północ od uskoku stwierdzono większe objawy kataklazy i mylonityzacji niż w kompleksie łupkowym; znacznie silniej została też zaakcentowana działalność roztworów hydrotermalnych. Objawiła się ona silną albityzacją, krystalizacją turmalinu, postkinematycznego muskowitu oraz kwarcu. Działalność ta zaznaczyła się także w tamtej strefie wybieleniem skał. Z tego wnioskuje się, że oprócz czynników mechanicznych zachodziły tu podobne procesy jak w strefie leukogranitów, przy południowej granicy kompleksu łupkowego.

### Profil wzdłuż rzeki Kamieniec

Profil ten zaczyna się od soczewki erlanów zaznaczonej na mapie E. Zimmermanna (1928), na samym kontakcie pasma łupków łyszczykowych z gnejsami izerskimi. Teren w okolicy tej soczewki jest prawie całkowicie zasłonięty, ale na podstawie luźnych bloków można sądzić, że znajduje się ona wśród łupków łyszczykowych, blisko miejsca występowania gnejsu izerskiego. Erlany te odsłaniają się w małym łomie (fig. 8, p. 106), gdzie sąsiadują z drobno laminowanymi gnejsami, których przynależność do pasma łupków łyszczykowych nie budzi żadnych wątpliwości. Same erlany są drobnoziarniste, barwy szarej lub zielonej, reprezentujące typ epidotowy. Notowano wśród nich także zgodne wtrącenia czarnych serpentynitów.

Na odcinku od erlanów i aż do leukogranitów, w korycie Kamieńca i w skarpie na jego prawym brzegu, znajdują się dość liczne wychodnie skał, co jest wyjątkowe w bardzo słabo na ogół odsłoniętym pasmie łupków łyszczykowych.

Na mapie geologicznej E. Zimmermanna (1928) profil ten przedstawia się różnie na prawym i lewym brzegu Kamieńca. Według tego autora na prawym brzegu Kamieńca, poczynając od północy, występują: gnejsy izerskie, erlany, łupki łyszczykowe, 200-metrowy pokład gnejsów izerskich, a następnie leukogranity. Na lewym zaś brzegu sekwencja jest następująca: gnejsy izerskie, łupki łyszczykowe i znowu gnejsy izerskie. Według E. Zimmermanna brak tu leukogranitów.

Profil wzdłuż rzeki autor wykonał głównie na podstawie materiałów zebranych w skarpach po wschodniej stronie Kamieńca. Następstwo warstw przedstawia się następująco:

Od wspomnianej soczewki erlanów ku południowi obserwowano serię zbudowaną głównie z łupków łyszczykowych, z licznymi wtrąceniami drobnosłojowych gnejsów (skał w ogóle nie uwzględnionych na mapie Zimmermanna). Wkładki tych gnejsów są bardzo często cienkie, tak że nie wszystkie zostały naniesione na figurę 8. Łupki łyszczykowe i gnejsy są tu bardzo zróżnicowane. Wśród łupków łyszczykowych można wyróżnić kwarcowo-muskowitowe, biotyto-muskowitowe i muskowitowo-chlorytowe. Powszechne jest występowanie w tych skałach nieuporządkowanych blastów chlorytu lub biotyty, aczkolwiek składników tych jest zbyt mało, aby skały te zaliczyć do łupków plamistych. Bardzo często te dowolnie ułożone blasty biotyty i chlorytu są wypierane przez albit. Podobnie gnejsy omawianego profilu są różnorodnie wykształcone, przedstawiając odmiany drobnosłojowe, bogate w albit, które poprzez odmiany z nielicznymi większymi blastami albitu, rosnącego kosztem drobnoziarnistego tła, przechodzą w gnejsy oczkowe bogate w duże

blasty albitu, a często i mikroklinu. Te gnejsy oczkowe wraz ze wzrostem skaleni tracą również składniki ciemne i przechodzą w skały, dla których stosowanie nazwy gnejsy leukokratyczne wydaje się jak najbardziej uzasadnione.

Szczególnie dokładnie zostały prześledzone skały w profilu AB zaznaczonym na figurze 10. Odcinek ten jest o tyle interesujący, że na mapie E. Zimmermanna (1928) w tym miejscu jest zaznaczony gruby pokład gnejsów izerskich oddzielający łupki łyszczykowe od leukogranitów. Zamierzano odsłonić tu bezpośredni kontakt gnejsów z leukogranitami, nie udało się to z powodu zbyt grubego nadkładu. Pracami ziemnymi odsłonięto jednak pełny profil, na odcinku 20 m, w odległości 80 m od pierwszych wychodni leukogranitów. W profilu tym, wykazującym dużą zmienność petrograficzną, stwierdzono łupki łyszczykowe, gnejsy (słojowe, oczkowe, leukokratyczne), a także ciemne łupki biotyto- i muskowitowe, prawdopodobnie poamfibolitowe. Wydaje się, iż całe pasmo łupków łyszczykowych w rejonie Starej Kamienicy ma podobną budowę.

Od północy w omawianym profilu występują łupki łyszczykowe reprezentowane przez drobnoblastkowe łupki muskowitowo-biotytowe i gruboblastkowe łupki chlorytowe. Oba te typy skalne tworzą system zgodnych, naprzemianległych cienkich warstewek, zawierających zwykle dość liczny albit i różne ilości dowolnie zorientowanych blaszek biotyty lub chlorytu. Z kolei następuje warstwa drobnosłojowych gnejsów leukokratycznych albitowo-muskowitowych, w których obserwowano nieliczne porfiroblasty albitu, zwykle szachownicowego. Jest więc bardzo prawdopodobne, że skały te pierwotnie zawierały skalenie potasowe. Wśród gnejsów drobnosłojowych notowano małe soczewki, o wymiarach około 7×2 cm, bardzo przypominające leukogranity. Soczewki te już megaskopowo wyraźnie kontrastują z otaczającą je skałą grubszym ziarnem i bezładną teksturą. Zbudowane są ze skaleni potasowych, kwarcu i albitu, reprezentowanego w dużej mierze przez odmianę szachownicową, oraz ze sporadycznych, reliktowych blaszek ciemnego łyszczyku. Ich obecność dowodzi, iż w sprzyjających warunkach, w czasie rekryształizacji skały, w pewnych miejscach mógł nastąpić wybitny wzrost składników. Partie te były zbudowane pierwotnie ze skaleni, kwarcu i łyszczyków. Następnie w czasie albityzacji skalenie potasowe zostały zastąpione częściowo albitem, a ciemny łyszczyk prawie całkowicie usunięty. Jest to pierwsze stwierdzenie tak drobnych ciał leukogranitowych wśród gnejsów słojowych. Wpływa z tego wniosek, że pokład gnejsów musiał ulec albityzacji i leukokratyzacji. Wspomniane gnejsy drobnosłojowe są zarówno leukokratyczne (nie zawierają biotyty), jak i zalbityzowane, mimo to są one całkiem niepo-

dobne do leukogranitów. Należy więc sądzić, że skały drobno laminowane trudniej przechodzą w leukogranity, niż gnejsy gruboziarniste

o niezbyt silnie podkreślonych przez łyszczyki teksturach kierunkowych.

Dalej ku południowi występują oczkowe gnejsy leukokratyczne. Są to skały prawie całkowicie pozbawione biotyту, zbudowane przeważnie z dużych ziarn skaleni i kwarcu. Mają one jednak jeszcze wyraźną teksturę kierunkową podkreśloną pasmami jasnej miki. Wśród tych skał stwierdzono cienką wkładkę ciemnych łupków, prawie całkowicie zbudowanych z biotyту i chlorytu, przetkanych drobnymi ziarnami epidotu i tytanitu. Nie jest wykluczone, że pierwotnie mogły one być łupkami amfibolowymi, choć obecnie nie zachowały się w nich żadne relikty hornblendy.

Z omówionymi wyżej gnejsami leukokratycznymi sąsiaduje cienka warstwa łupków łyszczykowych z nielicznymi, ale dużymi ziarnami granatów. Po nich następuje przeszło metrowej grubości warstwa słojowych gnejsów albitowych, podobnych do omówionych już w tym profilu.

Z kolei następują ciemne łupki zbudowane niemal wyłącznie z chlorytu oraz z podrzędnych ilości kwarcu i albitu. W skałach tych napotyka się niekiedy reliktowy biotyt, w znacznym stopniu schlorityzowany. Brak tu jednak spotykanych często w podobnych skałach drobnych ziarn tytanitu, epidotu, tlenków żelaza. Dlatego też trudno przypuszczać, iż pierwotnie skały te mogły być amfibolitami.

Następnie notujemy kompleks zbudowany z cienkich warstewek łupków i gnejsów. Są to gnejsy drobnosłojowe, łupki zaś głównie muskowitowo-kwarcowe. Omawiany profil kończą leukokratyczne gnejsy oczkowe, zupełnie jasne, bez biotyту, ale o wyraźnie widocznej megaskopowo teksturze kierunkowej, zbudowane głównie z ziarn drobnych, przy jednoczesnym dużym udziale porfiroblastów.

Z powyższego jasno wynika, że nie mamy tu do czynienia z jednym, zwartym pokładem gnejsów, jak to wynika z mapy E. Zimmerman-na (1928), lecz z bardzo urozmaiconym kompleksem zgodnych naprzemianległych warstw różnego typu łupków łyszczykowych i gnejsów. Obserwowano tu skały bardzo podobne do skał kompleksu łupkowego, lecz z większym udziałem gnejsów. Te ostatnie są jednak wykształco-

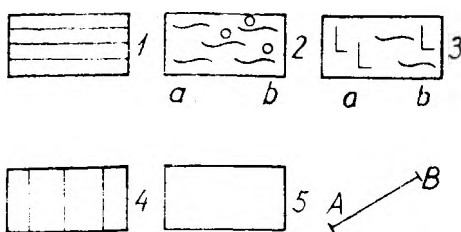
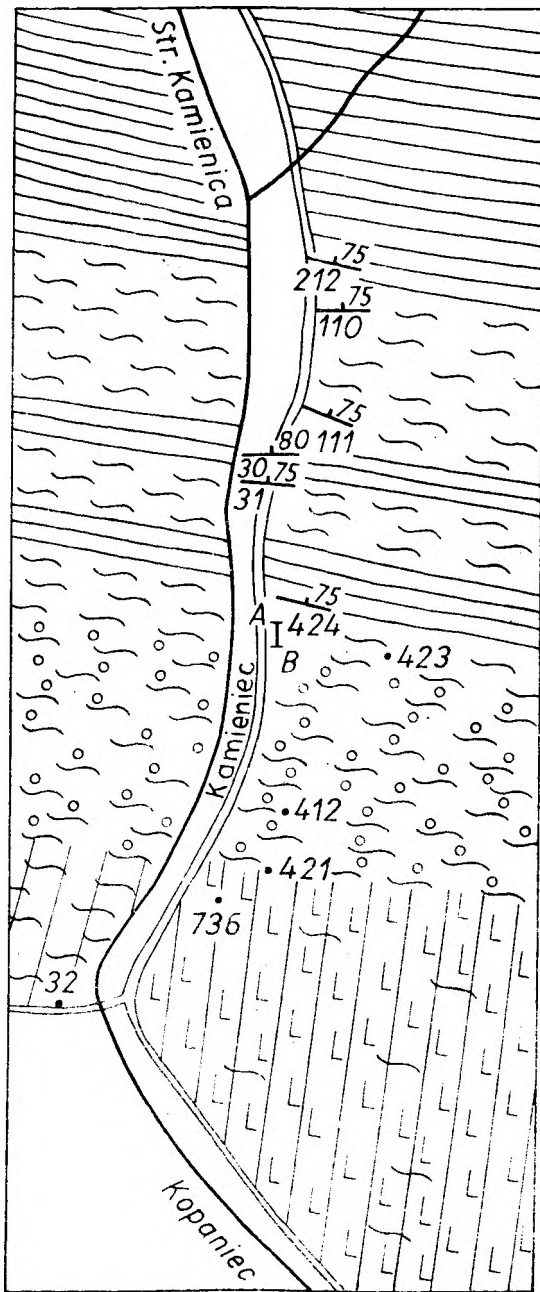


Fig. 10

Profil geologiczny wzdłuż rzeki Kamieniec na południe od Starej Kamienicy

1 — łupki łyszczykowe, 2a — gnejsy słojowe, 2b — gnejsy oczkowe, 3a — leukogranity, 3b — leukogranity z wtrąceniami gnejsów, 4 — strefy zleukokratyzowane, 5 — czwartorzęd. A-B — odsłonięty profil

Geological cross-section along the Kamieniec river south of Stara Kamienica

1 — mica schists, 2a — laminate gneisses, 2b — augen gneisses, 3a — leucogranites, 3b — leucogranites with insets of gneisses, 4 — leucocratized zones, 5 — Quaternary, A-B — exposed section



ne podobnie do odpowiednich skał kompleksu łupkowego.

Zdaniem autora nie ulega żadnej wątpliwości, że skały omówionego profilu należy zaliczyć do pasma łupków łyszczykowych, które jest szersze od przedstawionego na mapie geologicznej E. Zimmermanna (1928). Odległość między omówionym ostatnio odsłonięciem a pierwszymi wychodniami leukogranitu wynosi 80 m. Na odcinku tym stwierdzono w postaci luźnych bloków gnejsy izerskie i leukogranity. Należy zatem przypuszczać, że do pasma łupkowego przylega kompleks skał mieszanych, zbudowany z gnejsów izerskich z wtrąceniami leukogranitów.

Leukogranity w omawianym profilu tworzą duże skałki na wschodnim brzegu Kamieńca (fig. 10, p. 736). Skały występujące w tym odsłonięciu są zróżnicowane. Stwierdzono wśród przeważających leukogranitów warstwy skał stosunkowo bogatych w biotyt i o dość wyraźnych teksturach kierunkowych, które należy zaliczyć do gnejsów izerskich. Wypływa stąd wniosek, że na omawianym odcinku gnejsy izerskie nie uległy jeszcze całkowitej leukokratyzacji. Mikroskopowo wszystkie skały tego odsłonięcia są do siebie podobne, a różnią się tylko procentową zawartością ciemnego łyszczyku. Należy również zaznaczyć, że w leukogranitach mikroskopowo stwierdzano jeszcze pewien udział biotyту. Skały te są stosunkowo bogate w skalenie potasowe i albit normalnie zbliźniaczony, udział zaś odmiany szachownicowej albitu jest niewielki. Stwierdzono tu, że zarówno gnejsy, jak i leukogranity — pomijając biotyt — mają analogiczny skład mineralny i zdradzają te same procesy i reakcje pomiędzy poszczególnymi minerałami. Nie ulega wątpliwości, że występujące w tym profilu leukogranity są wybielonymi gnejsami izerskimi. Spotykamy się tu z sytuacją dość podobną do opisanej w rejonie Wojcieszyc, gdzie leukogranity tworzą strefy w przeważającej masie gnejsów i nie zawsze występują przy samym kontakcie z łupkami łyszczykowymi. Można wnioskować, że od Wojcieszyc do rzeki Kamieniec ze skałami pasma łupków łyszczykowych sąsiadują od południa grubooczkowe lub oczkowe gnejsy, które uległy tylko częściowej leukokratyzacji, tzn. powstały z nich warstwy soczewki, gniazda skał dość gruboziarnistych i prawie całkowicie pozbawionych składników ciemnych, o teksturach bezładnych — czyli leukogranitów.

#### Skały leukokratyczne nad rzeką Kamieniec

Według E. Zimmermanna (1928) na odcinku 1 km, poczynając od mostu na rzece Kamieniec, przez który biegnie droga Stara Kamienica — Kromnów, ku zachodowi brak leukogranitów.

Na tym odcinku (fig. 8, p. 33) autor stwierdził występowanie gnejsów leukokratycznych. W postaci luźnych bloków znajdowano tu skały podobne do leukogranitów, jednak zawsze z dostrzegalną wyraźnie teksturą kierunkową. Występują tu gnejsy albitowe z niewielkim na ogół udziałem mikroklinu i dość często stosunkowo bogate w muskowitz. Są one nieraz bardzo podobne do gnejsów leukokratycznych stwierdzonych w środkowych partiach pasma łupków łyszczykowych. Na obszarze występowania leukogranitów, według E. Zimmermanna (1928) (fig. 8, p. 109), stwierdzono serię mieszaną leukogranitowo-gnejsową z wyraźną przewagą tych ostatnich. Dokładne badania mikroskopowe ujawniły, że kompleks ten jest zbudowany w głównej mierze ze skał zleukokratyzowanych, z zachowanymi jeszcze teksturami kierunkowymi. W skałach tych stwierdzano też dość duży udział materiału drobnokrystalicznego, jak również zachowane relikty skał bogatych w kierunkowo ułożone łyszczyki. Można z tego wywnioskować, że pierwotnie były to gnejsy drobnosłojuowe, być może z wtrąceniami łupków łyszczykowych. W etapie późniejszym nastąpił w tych skałach wzrost skaleni, głównie kosztem drobnokrystalicznego tła skalnego, a procesy leukokratyzujące doprowadziły do ich wybielenia. Jednak tekstura kierunkowa omawianych skał nie została zatarta.

#### Wystąpienia łupków łyszczykowych wśród gnejsów na południe od głównego kompleksu łupkowego koło Nowej Kamienicy

Na mapie geologicznej E. Zimmermanna (1928) jest zaznaczony duży płat łupków łyszczykowych odizolowany od odpowiednich skał głównego kompleksu łupkowego. Nietypowe ułożenie tych skał było powodem wykonania w tym rejonie wielu wkopów, których lokalizacja została podana na figurze 8. Zmienność tych skał przedstawiono na przekroju geologicznym (fig. 11). Jak z niego wynika, jest to kompleks o budowie bardzo urozmaiconej, złożony z naprzemianległych warstw łupków liściastych i gnejsów.

Kolejno od NE ku SW występują (425) gruboziarniste gnejsy leukokratyczne o wyraźnie widocznej megaskopowo teksturze kierunkowej. Gnejsy te zawierają nieliczne, duże ziarna skaleni potasowych o grubopertytowej budowie, zastępowane przez albit o normalnej budowie bliźniaczej, a nie przez odmianę szachownicową. Gnejsy te bywają często infiltrowane drobnofuseczkowymi łyszczykami. Wśród tego agregatu dominuje zielony biotyt, któremu towarzyszą bezbarwne hydromiki. Wśród gnejsów notowano drobne wtrącenia grejzenów kwarcowo-muskowitowych.

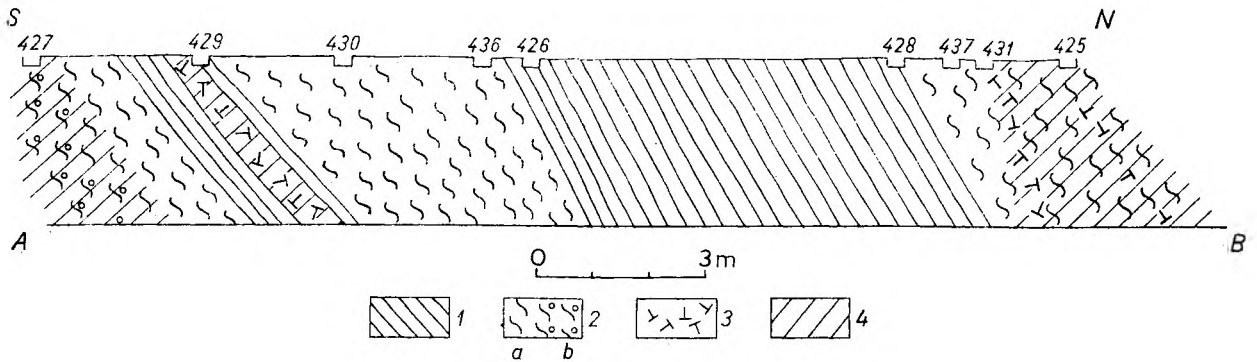


Fig. 11

Przekrój geologiczny 2 km na południowy zachód od Starej Kamienicy

1 — łupki łyszczykowe, 2a — gnejsy słojuowe, 2b — gnejsy oczkowe, 3 — skały skataklazowane, 4 — strefy leukokratyzacji

Geological cross-section situated 2 kilometers to the southwest of Stara Kamienica

1 — mica schists, 2a — laminar gneisses, 2b — augen gneisses, 3 — cataclastic rocks, 4 — leucocratized zones

Bezpośrednio z gnejsami gruboziarnistymi sąsiadują leukokratyczne gnejsy mylonityczne pod mikroskopem ujawniające strukturę porfiroklastyczną. Wśród drobnokrystalicznej masy mineralnej, złożonej głównie z albitu i kwarcu, tkwią duże skalenie potasowe, albity i kwarcce. Te duże ziarna są przeważnie tak silnie spękane, że sprawiają wrażenie jakby ocalały w czasie procesów kataklastycznych. Jest bardzo prawdopodobne, że skały te były pierwotnie bardzo podobne do wyżej opisanych gnejsów, tylko w okresie późniejszym zostały skataklazowane. Dalej ku SW (431) występują nadal jasne gnejsy mylonityczne, z tym że ich porfiroblasty nie są już tak silnie spękane. Omawiane skały są od poprzednich uboższe w skalenie potasowe, nad którymi przewagę uzyskał albit wykształcony częściowo w postaci szachownicowej.

W następnym wkopie (437) występują już inne skały, a mianowicie jasne, wyraźnie laminowane, słojuowe gnejsy o niektórych laminach bardzo bogatych w jasne łyszczyki. Są to gnejsy muskowitzowo-albitowe bardzo ubogie w skalenie potasowe. Z kolei występują (428) łupki łyszczykowe kwarcowo-muskowito-biotytowe o nieco pofałdowanych laminach łyszczykowych. Brak w tych skałach wyraźnego biotyty postdeformacyjnego. W miejscu oznaczonym cyfrą 426 znajduje się naturalna wychodnia łupków łyszczykowych (niska skałka długości 5 m). Od północy obserwowano w niej, na przestrzeni około 0,5 m, spokojnie laminowane łupki kwarcowo-muskowito-biotytowe z bardzo nielicznymi, dowolnie ułożonymi płytkami chlorytu. Skały te zawierają dość liczny, zwykle silnie poprzerastany sercytem albit i drobne ziarna zielonego turmalinu. Przedstawiają drobnoblaszkowy typ łupków łyszczykowych, ustępując z kolei miejsca gruboblaszkowym łupkom muskowitzowo-biotytowym, zawierającym również nieliczne, poprzeczne płytki biotyty lub

chlorytu. We wkopie 436 stwierdzono cienkie naprzemianległe warstwy gnejsów i łupków łyszczykowych. Gnejsy przedstawiają typ albitowo-muskowitowy, o budowie słojuowej z lokalnie rozwijającymi się oczkami skaleni. Łupki łyszczykowe są reprezentowane przez typ muskowitzowo-kwarcowy bez poprzecznych blaszek biotyty lub chlorytu.

Z kolei następują (430) gnejsy oczkowe z dość licznymi skaleniami potasowymi w różnym stopniu wypieranymi przez albit. Część tych gnejsów jest jasna, pozbawiona ciemnych składników, gdy pozostała zawiera jeszcze dość obfity biotyt. Gnejsy leukokratyczne i zawierające ciemny łyszczyk tworzą system zgodnych, naprzemianległych pokładów. We wkopie 429 odsłonięto zespół skał bardzo silnie tektonicznie zdeformowanych. Są to łupki muskowitzowe oraz gnejsy z cienkimi wkładkami ciemnych łupków biotytytowych. Łupki muskowitzowo-kwarcowe są niezwykle silnie wymięte i pofałdowane, a ich łyszczyki roztarte w drobnoluseczkowy agregat. Gnejsy zaś są wybielone i zbudowane z silnie spękanych ziarn skaleni tkwiących w drobnokrystalicznej masie kwarcowo-skaleniowej. Skały te bywają silnie impregnowane drobnoluseczkowym agregatem biotytywo-chlorytowym. Wspomniane wyżej ciemne łupki są zbudowane z niemal wyłącznie z brunatnego biotyty. Niektóre z nich są bogate w biotyt rozmieszczony w dowolnych położeniach. Są one silnie wymięte i mają zdeformowane zarówno łyszczyki wchodzące w skład lamin, jak i biotyty poprzeczne. Wszystkie skały omawianego wkopu są bardzo silnie przepojone kwarcem, który tworzy w nich żyłki i soczewki zbudowane z dużych ziarn. Kwarc wygasza światło spokojnie i nie wykazuje żadnych znamion deformacji. Razem z nim występuje również często turmalin. Wydaje się, że tworzenie się turmalinu i kwarcu było jednocześnie. Turmalin nie ujawnia żadnych znamion defor-

macji, tworząc często duże ziarna o intensywnie fioletowych barwach pleochroicznych. Tak więc z minerałów postdeformacyjnych można wymienić kwarc, muskowit i turmalin. Lokalne nagromadzenie tych składników doprowadziło do powstania skał zbliżonych do grejzenów. Bez wątplenia w strefie tej zachodziły ruchy tektoniczne. Spowodowały one zluźnienie kompleksu skalnego, co umożliwiło późniejszą migrację roztworów kwarconośnych, turmalinonośnych oraz roztworów powodujących albityzację gnejsów mylonitycznych.

Dalej ku południowi występują leukokratyczne gnejsy oczkowe i słojuwe, przewarstwione łupkami kwarcowo-muskowitowymi. W gnejsach tych notowano obok albitu również mikroklin, przeważnie czysty, o delikatnej kratce bliźniaczej. Mikroklin ten więzi niekiedy w formie wrostków kierunkowo ułożone ziarna kwarcu, co świadczy o jego późnej krystalizacji. Skały te nie objawiają znamion większych odkształceń mechanicznych. Łupki łyszczykowe reprezentują typ gruboblaszkowy o pięknie rozwiniętych blaszkach muskowitu.

W tym rejonie wykonano również wkopy w strefie kontaktowej gnejsów z głównym pasmem łupków łyszczykowych (432, 433). Zamierzano w tym miejscu odsłonić dłuższy profil, jednak podchodząca woda uniemożliwiła kontynuację podjętych prac. Mimo to dotarto do skał *in situ*, chociaż z powodu zalania rowów wodą nie można było poczynić w nich bardziej szczegółowych obserwacji. W szurfie 433 stwierdzono gruboziarniste, leukokratyczne gnejsy. W szurfie 432 stwierdzono gruboblaszkowe łupki kwarcowo-muskowitowe. Skały te są spokojnie laminowane i nie wykazują żadnych objawów późnej deformacji.

Na podstawie wyżej podanych materiałów budowa geologiczna kompleksu skalnego sąsiadującego od południa z kamieniackim pasmem łupków łyszczykowych, w zachodniej części rejonu Starej Kamienicy przedstawia się następująco: Do kompleksu łupkowego przylegała tu najprawdopodobniej seria skalna złożona głównie z drobnosłojuwych gnejsów, zawierających wtrącenia łupków łyszczykowych. Została ona lokalnie pokruszona, a być może i poprzesuwna uskokami w miejscach, gdzie występują obecnie gnejsy kataklastyczne. Następnie przejawiała się tu działalność roztworów usuwających ciemne składniki. Najsilniej wpływom jej uległy skały przylegające bezpośrednio do pasma łupków łyszczykowych i wszystkie partie pokruszone. W wyniku tej działalności gnejsy normalne zostały przeobrażone w gnejsy leukokratyczne, natomiast łupki łyszczykowe zachowały się w postaci niewiele zmienionej. W owym czasie nastąpiła również prawdopodobnie regionalna albityzacja, powodująca wzrost blastów albitu w gnejsach i częściowe zastąpienie skalenia potasowych albitem.

#### Północna strefa kontaktowa gnejsów izerskich ze skałami kompleksu łupkowego, przy drodze Stara Kamienica — Nowa Kamienica

Północna granica kompleksu łupkowego z gnejsami izerskimi jest bardzo słabo rozpoznana ze względu na prawie całkowite zasłonięcie. Z tego też powodu wykonano szurfy zaznaczone na figurze 8 (438—443). We wszystkich szurfach osiągnięto skałę *in situ*, przeważnie na głębokościach 2—2,6 m. Wydaje się, sądząc z morfologii terenu, że jest małe prawdopodobieństwo dotarcia do skały w kierunku północnym od wykopanych szurfów.

W szurfach (443, 439) stwierdzono leptynity ubogie w łyszczyki, bogate zaś w skalenie i to zarówno albit, jak i mikroklin. W szurfach 438, 441 występują podobne do siebie gnejsy słojuwe o wyraźnej kierunkowej teksturze podkreślonej smugami łyszczyków. Barwa ich jest zwykle jasnoszara. Zbudowane są z grubych, zgodnych lamin łyszczykowych oraz znacznej ilości kwarcu, jednocześnie są bogate w skalenie i to zarówno w albit, jak i skalenie potasowe. Niektóre gnejsy są zbudowane głównie z drobnych ziarn: w innych kosztem drobno-kryształicznej masy rozwinęły się już dość liczne porfiroblasty. Między gnejsami bogatymi w porfiroblasty a całkiem drobnoziarnistymi istnieje wiele odmian przejściowych.

W szurfach 438 i 441 zanotowano w omawianych skałach dość obfity turmalin, który tworzy przeważnie duże, dobrze zachowane kryształy o barwach pleochroicznych zielonych lub brunatnych z rdzawym odcieniem. Ten ostatni bywa niekiedy zastępowany przez biotyt, który w takich przypadkach ma taki sam pleochroizm, jak wyparty przez niego turmalin. Z minerałów akcesorycznych powszechnie są ziarna apatyty jak również cyrkonu.

Gnejsy izerskie stwierdzone we wkopie 442 są jasne, ubogie w łyszczyki, o dość wyraźnej teksturze kierunkowej. Zbudowane są głównie z kwarcu i obu skalenia, przy dość dużym udziale skalenia potasowego.

Jak wynika z powyższych obserwacji, w strefie kontaktowej w kompleksie łupkowym występują gnejsy bogate w łyszczyki, natomiast przylegające do nich gnejsy izerskie są w ten składnik ubogie. Zarówno jedne, jak i drugie reprezentują typ dwuskaleniowy. Nie stwierdzono na omawianym odcinku żadnych faktów, które by przemawiały za granicą tektoniczną między obydwoma kompleksami. Należy zatem przyjąć, że kontakt ten jest granicą sedymentacyjną.

Syntetyczny obraz stosunków geologicznych w rejonie Starej Kamienicy autor przedstawił na figurze 8. Jest on oparty na mapie geologicznej E. Zimmermanna (1928), jednak z liczą-

nymi zmianami wprowadzonymi przez autora, zwłaszcza w rejonach, gdzie udało się ustalić stan faktyczny pracami ziemnymi.

Stwierdzono, że pakiet łupków łyszczykowych jest w tym rejonie szerszy niż to wynikało z cytowanej mapy. Udokumentowano także występowanie licznych wtrąceń gnejsów w kompleksie łupków łyszczykowych, a także leptynitów w pobliżu jego północnego krańca. Specjalną szrafurą zaznaczono strefy, w których skały zostały zleukokratyzowane. Jak wynika z figury 8, szeroką strefę leukokratyzacji stwierdzono przy południowej granicy kompleksu łupkowego. W części wschodniej leukokratyzacji uległy gruboziarniste gnejsy izerskie, w części zachodniej zaś gnejsy drobnosłojowe. Przejawy leukokratyzacji stwierdzono również przy północnej granicy omawianego kompleksu, a także w jego partiach centralnych. Na podkreślenie zasługuje fakt, że zleukokratyzowane zostały wszystkie strefy skataklazowane.

Należy zaznaczyć, że M. i J. Szalamachowie uważają północną granicę łupków z gnejsami, na odcinku od Starej Kamienicy do Wojcieszyc, raczej za pierwotną, a nie tektoniczną (M. Szalamacha 1963; J. i M. Szalamacha 1964). M. Szalamacha (1967) zajmowała się także problemem mineralizacji cynowej w tym rejonie. Stwierdziła ona w niektórych łupkach bogatych w granaty i skałach występujących w ich sąsiedztwie, w okolicy Małej Kamienicy, podwyższone zawartości cyny i niklu. Autorka ta wyraża przypuszczenie, że pasmo łupkowe zostało przecięte poważną dyslokacją poprzeczną, a zachodnia część tego pasma została wydźwignięta w stosunku do wschodniej. Dyslokacja ta — jej zdaniem — przebiega w miejscu, gdzie obecnie występują kominy bazaltowe. Gnejsy izerskie okolicy Małej Kamienicy scharakteryzował J. Szalamacha (1963).

#### REJON KWIECISZOWIC

Omawiany teren obejmuje okolice Kwieciszowic na wschodzie do łomu bazaltu między Proszową a Przeczną na zachodzie. Jest to teren lekko falisty, przeważnie pokryty polami uprawnymi, a tylko lokalnie porośnięty lasem. Odsłonięcie terenu jest nadzwyczaj słabe, brak tu nie tylko naturalnych odsłonień, ale nawet większych luźnych bloków zachowanych w takim stanie, aby można było z nich pobrać próbki nadające się do badań. Dlatego charakterystyka tego rejonu opiera się głównie na materiale zebranym z profilu odsłoniętego robotami ziemnymi (fig. 12). Odsłonięto tu skały w strefie kontaktowej leukogranitów z łupkami łyszczykowymi. Nie zdołano natomiast odsłonić kontaktu leukogranitów z gnejsami izerskimi.

Licząc od południa w omawianym profilu występują trzy wyraźnie różniące się typy skał:

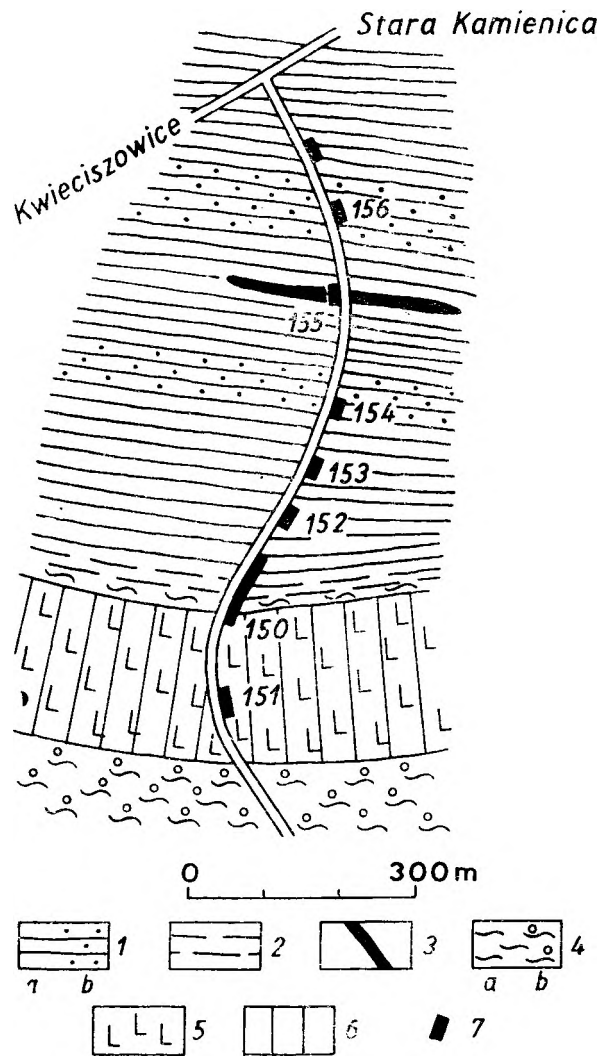


Fig. 12

Profil geologiczny na południowy wschód od Kwieciszowic

1a — łupki łyszczykowe, 1b — łupki łyszczykowe z porfiroblastycznym biotytem, 2 — leptynity, 3 — kwarcyty z fluorytem, 4a — gnejsy słojowe, 4b — gnejsy oczkowe, 5 — leukogranity, 6 — strefa leukokratyzacji, 7 — szurfy

Geological cross-section to the southeast of Kwieciszowice

1a — mica schists, 1b — mica schists with porphyroblastic biotite, 2 — leptinites, 3 — quartzites with fluorite, 4a — laminated gneisses, 4b — augen gneisses, 5 — leucogranites, 6 — leucocratised zone, 7 — pits

leukogranity, gnejsy albitowe i łupki łyszczykowe.

Leukogranity przedstawiają zwykle skały równoziarniste, jasne, pozbawione ciemnego łyszczyku i niezbyt bogate w czarne słońca turmalinowe. W zdecydowanej większości są one bogate w skalenie potasowe, rzadziej zaś zawierają tylko sam albit. Jest to jednorodny kompleks zbudowany z samych leukogranitów, bez żadnych wtrąceń gnejsów. Również mikroskopowo nie stwierdzono w nim żadnych relikto-

wych tekstur kierunkowych. Po raz pierwszy więc od wschodu spotyka się — przy południowej granicy kompleksu łupkowego — typowe leukogranity. Jak wynika z charakterystyki poprzednich rejonów, przy południowej granicy łupków łyszczykowych notowano wtrącenia leukogranitów w gnejsach izerskich lub gnejsy leukokratyczne.

Leukogranity przechodzą tu stopniowo w skały zupełnie jasne o barwie i grubości ziarna leukogranitów, ale o słabej choć wyraźnie dostrzegalnej teksturze kierunkowej. Mikroskopowo są to skały podobne do leukogranitów albitowych. Tekstura kierunkowa tych skał została prawie całkowicie zatarta, tylko lokalnie obserwowano w nich nieciągłe, krótkie smugi białej miki. Skały te zawierają również drobne ilości biotyty. Głównym ich składnikiem jest obok kwarcu albit normalnie zbliżony i szachownicowy. Stopniowo omawiane skały ustępują miejsca gnejsom o wyraźnie kierunkowej teksturze i płytkowej oddzielności oraz większej ilości drobnego biotyty, zawierającym także skupienia dużych płytek biotyty. Przy dość zmiennym składzie mineralnym ich głównym składnikiem jest kwarc, natomiast albit stanowi około 10—20%. Są to skały bogate w muskowitz (20—25% obj.). Biotyt tworzy skupienia złożone z kilku dużych płytek, co powoduje ową megaskopowo widoczną plamistość. Prawdopodobnie duża część muskowitzu, a także kwarcu wykryła się już po wygaśnięciu ruchów tektonicznych. Należy więc sądzić, że stanowią one młodą generację mineralną, a omawiane skały uległy procesowi podobnemu do grejzenizacji.

Od północy z omówionymi skałami sąsiaduje zróżnicowana seria łupków łyszczykowych z wtrąceniami łupków plamistych. W serii tej, w pobliżu kontaktu z leukogranitem, stwierdzono dwa cienkie wtrącenia leptynitów (10 i 15 cm grubości), a dalej 20-centymetrową warstwę kwarcytów zawierających dość liczny fluoryt. W plamistych łupkach łyszczykowych powszechne jest wypieranie dużych płytek biotyty przez albit. Większość łupków tego rejonu jest bogata w dopiero pod mikroskopem widoczne płytki biotyty i chlorytu w dowolnych położeniach.

W rejonie Kwieciszowic tylko na południe i na południowym zachodzie od Proszowej brak leukogranitów, których miejsce zajmują gnejsy bogate w turmalin.

Kontakt północny łupków łyszczykowych z gnejsami jest zasłonięty. G. Berg i W. Ahrens (1921—1923) sugerują, że ma on charakter tektoniczny. Z braku jednak jakichkolwiek dowodów trudno zająć jakieś stanowisko w stosunku do wspomnianej tezy.

## REJON PRZECZNICY

Rejon ten obejmuje odcinek od kamieniołomu bazaltu między Proszową a Przecznicą do okolic Gierczyna na zachodzie. Teren ten jest morfologicznie dość urozmaicony, bowiem w centralnych partiach łupków łyszczykowych znajduje się kilka wzgórz o wysokości 500—550 m n.p.m. Jest on w zdecydowanej większości pokryty polami uprawnymi, tylko lokalnie lasem mieszanym. Jego odsłonięcie jest bardzo słabe, tak że w większości materiał do badań pobrano z luźnych bloków, a tylko lokalnie ze starych wkopów, a niekiedy i szybików.

Według autorów niemieckich sekwencja warstw od południa przedstawia się następująco: gnejsy izerskie (słojowe) z lokalnymi soczewkami leukogranitów, łupki plamiste, łupki łyszczykowe z wtrąceniami gnejsów, łupków szczególnie bogatych w granaty oraz amfibolitów. Północny kontakt łupków łyszczykowych z gnejsami ma charakter tektoniczny.

Mimo dużego zakrycia omawianego terenu przy południowym kontakcie skał pasma łupków łyszczykowych z gnejsami izerskimi stwierdzono w postaci luźnych bloków, a także w starych szurfach, liczne leukogranity. Są to typowe leukogranity pozbawione ciemnych składników i z zupełnie bezładną teksturą, zbudowane głównie z kwarcu i albitu przy stosunkowo niewielkim udziale mikroklinu. Albit w większości jest reprezentowany przez odmianę szachownicową. Brak wśród tych leukogranitów odmian bogatych w gniazdko turmalinowe, natomiast zawierają one fluoryt. Jest pewne, że leukogranity tego rejonu zajmują większy obszar niż zaznaczono to na mapie G. Berga i W. Ahrensa i bardzo prawdopodobne, że tworzą one tu dość gruby pokład.

Bezpośrednio z gnejsami, być może z leukogranitami, sąsiadują łupki plamiste, skały określane w tej pracy mianem leptynitów plamistych. Obserwacje polowe pozwalają na stwierdzenie, że skały te nie tworzą jednorodnej serii, lecz stanowią alternację warstw leptynitów plamistych i leptynitów leukokratycznych bez ciemnego łyszczyku. Co więcej, w strefie bezpośrednio przylegającej do gnejsów notowano przewagę ilościową leptynitów jasnych nad odpowiednimi skałami z porfiroblastycznym biotytem.

Seria łupków łyszczykowych jest tu zbudowana głównie z odmian bogatych w muskowitz, a stosunkowo ubogich w poprzeczny biotyt i chloryt. Łupki szczególnie bogate w granaty, stwierdzane w postaci luźnych bloków, przedstawiają skały o wyraźnie kierunkowej teksturze z dużymi granatami tkwiącymi w nabrzmieniach lamin łyszczykowych.

Gnejsy tworzące wtrącenia w łupkach łyszczykowych są reprezentowane przeważnie przez

odmiany jasne o strukturze oczkowej. Zawierają stosunkowo nieliczny mikroklin, a bogate są w blasty albitu wzrastające najczęściej kosztem drobnokrystalicznego tła skalnego.

#### REJON GIERCZYNA

Rejon ten obejmuje odcinek pasma od Gierczyna na wschodzie do rzeki Rękawki płynącej przez wieś Kotlinę na zachodzie. Teren ten jest dość falisty z podobnymi jak poprzednio wzniesieniami w centralnej części pasma łupków łyszczykowych, natomiast jego część południową tworzą stromo opadające ku południowi zbocza pasma kamienickiego. Cały omawiany teren pokrywają łąki i pola uprawne.

Od południa występuje o grubości 300—350 m pokład leukogranitów, do nich przylega od północy seria leptynitów plamistych, po których następują łupki łyszczykowe z wtrąceniami gnejsów oczkowych i warstwą łupków szczególnie bogatych w granaty. Od północy pasmo łupków łyszczykowych graniczy, według G. Berga i W. Ahrensa (1921—1923), tektonicznie z gnejsami izerskimi. Z leukogranitów odsłaniających się w kamieniołomie w Kotlinie pobrano głównie próbki do badań laboratoryjnych. Analizy chemiczne tych skał zostały podane przez G. Berga (1926a), M. Budkiewicza (1952) oraz W. Heflika (1964) (tab. 13). Jak z nich wynika leukogranity Kotliny są po części bogate w normatywny ortoklaz (do 30%). Oprócz nich zanalizowano również leukogranit zawierający tylko 4,5% tego składnika. Badania mikroskopowe leukogranitów Kotliny są zgodne z wynikami analiz chemicznych. Skały te są bogate w mikroklin, w większości przypadków częściowo zastąpiony albitem szachownicowym. Notowano tu również odmiany albitowe leukogranitów prawie całkowicie pozbawione mikroklinu.

Z leukogranitami sąsiaduje bezpośrednio pokład leptynitów plamistych niejednorodnie wykształcony. Jak można się zorientować z licznych luźnych bloków, na omawianym terenie obok leptynitów plamistych występują leptynity leukokratyczne albitowo-kwarcowe, a także skały przejściowe między leptynitami i drobnoziarnistymi gnejsami albitowymi. Skały te, aczkolwiek drobnoziarniste zawierają także albit w postaci większych blastów.

Obok leptynitów plamistych notowano tu także plamiste łupki łyszczykowe. Na terenie występowania leptynitów spotykano także liczne bloki amfibolitów. Można więc sądzić, że strefa zaznaczona na mapach geologicznych jako obszar występowania leptynitów plamistych faktycznie jest zbudowana z naprzemianległych warstw leptynitów plamistych, leptynitów leukokratycznych, plamistych łupków łyszczykowych i soczewek amfibolitów.

Rejon ten jest o tyle ważny, że znajduje się w nim duży kamieniołom leptynitów. Tylko tu i w Czerniawie-Zdroju można było *in situ* przestudiować zmienność i formę występowania tych skał. Okazuje się, że w omawianym kamieniołomie występuje zróżnicowana seria złożona z leptynitów plamistych, łupków kwarcowo-muskowitowych, gnejsów albitowo-biotytowych. Ilościowo dominują tu leptynity i łupki kwarcowo-muskowitowe, tworzące system zgodnych naprzemianległych pokładów, wśród nich cienkie warstwy, niekiedy soczewkowato wyklinowujące się, tworzą gnejsy albitowo-biotytowe. Leptynity są tu reprezentowane przez typ albitowo-kwarcowy, o wyraźnej kierunkowej teksturze podkreślonej licznymi smugami muskowitu. Zawierają one także obfity biotyt postdeformacyjny o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — jasnobrażowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna. Łupki muskowitowe są zbudowane z naprzemianległych warstw kwarcowych i muskowitowych. Poza tym zawierają one liczne, postdeformacyjne blaszki biotyту o podobnych barwach pleochroicznych do biotyту leptynitów. W kamieniołomie notowano również wiele odmian pośrednich między łupkami łyszczykowymi a leptynitami. Są to skały zbliżone wielkością ziarna do leptynitów, lecz ubogie w skalenie i zawierające obfity, drobnoblaszkowy muskowit.

Gnejsy albitowo-biotytowe są zbudowane ze zgodnych i dość grubych warstewek złożonych głównie z albitu bądź z biotyту. Albit ten jest w wysokim stopniu zserycytizowany, biotyt zaś charakteryzuje pleochroizm o barwach:  $\alpha$  — jasnobrażowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna. I w tych skałach obserwowano liczne „plamy” biotyту o takich samych cechach optycznych, jak odpowiadni biotyt leptynitów i łupków łyszczykowych.

Z obserwacji tych wynika, że leptynity rejonu Gierczyna nie tworzą samodzielnego kompleksu, lecz występują wraz z łupkami łyszczykowymi, wykazując stopniowe przejścia do tych ostatnich. Są one skałami zawierającymi liczny muskowit, a od łupków łyszczykowych różnią się drobniejszym ziarnem i obecnością obfitego albitu. Bardzo ważne jest stwierdzenie biotyту postkinematycznego, o tych samych cechach optycznych, we wszystkich skałach omawianego odsłonięcia. Znaczy to, że składnik ten nie jest przywiązany wyłącznie do leptynitów, lecz może występować w różnych typach skalnych omawianego pasma. Dotychczas trudno było stwierdzić czy ów poprzeczny, postkinematyczny biotyt, występujący w licznych łupkach łyszczykowych kompleksu kamienickiego, jest równowiekowy z biotytem „plamistym” leptynitów. Obecnie, po obserwacjach dokonanych w omawianym odsłonięciu, autor skłania się do poglądu o jednoczesnej krystalizacji postkine-

matycznego biotyту we wszystkich skałach kamiennickiego kompleksu łupkowego.

Seria łupków łyszczykowych jest reprezentowana głównie w tym rejonie przez łupki muskowitowe lub muskowitowo-biotytowe. Skały te są stosunkowo ubogie w dowolnie ułożone blaszki biotyту lub chlorytu. Potwierdza się więc obserwacja, że jeśli przy kontakcie z leukogranitami występują leptynity plamiste, to łupki zwyczajne położone dalej od kontaktu są stosunkowo ubogie w poprzeczne blasty biotyту lub chlorytu; jeśli natomiast w danym rejonie, np. w Starej Kamienicy, brak leptynitów plamistych w typowym wykształceniu, to większość zwyczajnych łupków łyszczykowych jest bogata w poprzeczne płytki biotyту.

Część północna omawianego rejonu stanowiła przedmiot studiów S. Jaskólskiego i K. Mochneckiej. Prace tych autorów dotyczyły głównie zagadnień związanych z okruszcowaniem cynowym. Jednak oprócz zagadnień dotyczących tej mineralizacji S. Jaskólski i K. Mochnecka dostarczyli wielu cennych opisów petrograficznych skał występujących w kopalni Gierczyna oraz w najbliższym jej otoczeniu. S. Jaskólski i K. Mochnecka (1958) stwierdzili, że pas łupków szczególnie bogatych w granaty biegnie w tym rejonie o około 300 m na południe od północnej granicy pasma łupkowego z gnejsami izerskimi, widoczny z małymi przerwami od Przeczniczy po Krobicę. Ich obserwacje terenowe, a szczególnie w kopalni wykazują, że łupki bogate w granaty tworzą kilka wstęg, które niekiedy łączą się razem, kiedy indziej rozdzielają, tworząc palczaste przewarstwienie z łupkami bez granatów. Opisali oni również w łupkach łyszczykowo-chlorytowych dysten (słabo pleochroiczny w barwach sinoniebieskich, niskodwójłomny i o dobrej łupliwości). Autor spotykał ten minerał dość często w łupkach chlorytowych i chlorytowo-biotytowych rejonów Gierczyna i Świeradowa-Zdroju, jednak ma dość duże wątpliwości czy jest on rzeczywiście dystenem. W najbliższej przyszłości autor będzie próbował wydzielić ten minerał ze skały i wykonać pełne badania chemiczno-mineralogiczne, co dopiero pozwoli wyjaśnić wszystkie wątpliwości.

Podstawowe minerały skałotwórcze omawianych łupków łyszczykowych, którymi są: chloryt, serycyt i muskowit, S. Jaskólski i K. Mochnecka uważają za minerały wybitnie wtórne. Miały one powstać z biotyту, dystenu, w mniejszym zaś stopniu z granatów lub też są produktem wzajemnych przemian — chloryt przechodzi w serycyt. Dość często stwierdzali oni w łupkach łyszczykowych turmalin, z minerałów zaś akcesorycznych: cyrkon, apatyt, tytanit, leukoksen i dość liczne tlenki żelaza.

Autorowi wydaje się jednak dość wątpliwy pogląd o wtórnym pochodzeniu z biotyту zarówno serycytu, jak i muskowitu oraz całego

chlorytu. Jak już wspomniano w czasie omawiania łupków łyszczykowych, część biotyту ulega procesowi chlorytyzacji, jednak wydaje się, że pewna ilość chlorytu krystalizowała w równowadze z biotytem, co również odnosi się do muskowitu.

W Gierczynie znajdują się jedyne w Polsce kopalnie cyny (obecnie nieczynne). Pod względem zasobów jest to bardzo ubogie złożo, charakteryzujące się bardzo ciekawym zespołem mineralnym. Doczekało się więc wielu opracowań mineralogicznych (m. in. Petraschek 1933; Putzer 1940). Po wojnie prace te zostały podjęte przez E. Konstantynowicza (1957), S. Jaskólskiego i K. Mochnecką (1958), T. Bireckiego (1959, okruszcowanie cynowe w Przeczniczy), C. Harańczyka (1963), R. Sałacińskiego (1965). Szczególnie wielki wkład w poznanie tego złoża włożyli S. Jaskólski i K. Mochnecka, którzy w wielu publikacjach przedstawili swoje poglądy dotyczące budowy i genezy omawianego złoża (Jaskólski, Mochnecka 1958; Jaskólski 1962, 1967a, b). Złożo to jest bardzo trudne do udokumentowania, ponieważ występujący tu kasyteryt w postaci bardzo drobnych ziarn nie może być stwierdzony megaskopowo. Strefy rudne mogą więc być rozpoznane jedynie na podstawie innych minerałów wskaźnikowych. Już dawniej znaleziono wiele minerałów, których obecność wskazywała na współwystępowanie kasyterytu. Jednak nie były to metody wystarczające, gdyż w czasie postępu eksploatacji napotymano kasyteryt wśród coraz to nowych zespołów mineralnych. Według S. Jaskólskiego i K. Mochneckiej (1958) złożo nie tworzy żył ani pokładów, tylko kilka równoległych stref impregnacji w łupkach chlorytowych. Ciało rudne tworzą cienkie soczewki nabrzmiewające do kilku metrów grubości i dochodzące do 100 m długości. Autorzy ci twierdzą, że strefa granatowa nie jest poziomem przewodnim oznaczającym okruszcowanie, gdyż i przyległe łupki chlorytowe, chlorytowo-serycytowe i soczewki kwarcowe wykazują okruszcowanie. Jednak wąska strefa łupków granatowych jest miejscem wyjątkowej koncentracji złożowej. Kasyteryt występuje tu, według tych autorów, w pojedynczych ziarnach i skupieniach ziarn w biotycie, chlorycie, szczelinach granatów, tworzy również wrostki w kwarcu, a niekiedy i w siarczku. Oprócz kasyterytu opisali oni w Gierczynie z głównych minerałów rudnych: arsenopiryty, magnetopiryty, blendę cynkową, chalkopiryty, z minerałów drugorzędnych: galeń i piryty, ze śladowych zaś: bizmutyn, bizmut rodzimy, burnonit, kobaltyn, tetraedryt, magnetyt, natomiast do minerałów wtórnych zaliczyli: bornit, chalkozyn, kowelin, kupryt.

Geneza złoża nie jest do dzisiaj wyjaśniona i jest nadal kontrowersyjna. Większość autorów niemieckich wiązała genezę tego złoża z autometamorfozą granitognejsów izerskich powsta-

łych w czasie orogenezy kaledońskiej. S. Jaskólski i K. Mochnacka (1958) sądzili pierwotnie, że złoże to należy do typu żył hydrotermalnych cynkowo-siarczkowych. Ostatnio S. Jaskólski (1967 b) wyraził pogląd, że złoże to nie należy do saksońskiej prowincji cynkowej. Cienka wkładka złoża w postaci pokładu w łupkach chlorytowych powstała najprawdopodobniej z pierwotnych syplik utworów z kwarcem, kasyterytom, turmalinem itd., uległa metamorfizmowi jeszcze w okresie przedwaryscyjskim. Okruchy kasyterytu nie przypominają jednak otoczków rzecznych, ponieważ mają one zbyt małe wymiary i są ze sobą gniazdowo poprzerastane. S. Jaskólski sądzi więc, że pierwotny kasyteryt został okłodowany przez krzemiany, prawdopodobnie przez miki. Wskutek dalszych pometamorficznych reakcji między biotytem i muskowitem oraz biotytem, chlorytem i serycytem, kasyteryt wyodrębnił się w formie bardzo drobnokrystalicznej.

Należy jednak zaznaczyć, że E. Konstancy-nowicz (1957) i R. Sałaciński (1965) to okruszczenie wiąże z granitem karkonoskim na zasadzie analogii z saksońską prowincją cynową.

#### REJON ŚWIERADOWA-ZDROJU

Rejon ten obejmuje kompleks łupkowy od rzeki Rękawki na wschodzie do okolic Czerniawy-Zdroju na zachodzie. Na tym terenie główne odsłonięcia grupują się w korycie Kwisy na odcinku Świeradów — Krobica. Poza tym omawiany rejon jest bardzo słabo odsłonięty. Kompleks łupkowy tworzy tu dolne części zboczy pasma kamienickiego, pokryte głównie polami uprawnymi, a tylko na południu porośnięte lasem. Z tego powodu materiałów do badań laboratoryjnych dostarczył głównie profil rzeki Kwisy, uzupełniony próbkami z luźnych bloków.

Leukogranity w profilu Kwisy nie są odsłonięte, wobec czego ich bezpośredniego kontaktu z leptynitami plamistymi nie obserwowano. Tym niemniej zbadano dość duży zespół leukogranitów pobranych z luźnych bloków. Leukogranity tego rejonu są skałami wybitnie bogatymi w albit, z minimalnym udziałem skalenia potasowego. Na uwagę zasługują leukogranity zebrane około 3 km na wschód od Świeradowa-Zdroju. Są one pozbawione skalenia potasowego, a muskowit zawierają tylko w śladowych ilościach. Zbudowane są one właściwie tylko z albitu i kwarcu. Do nich zbliżone są leukogranity z profilu Kwisy. z większym jednak na ogół udziałem muskowitu. Nie brak tu jednak leukogranitów o jeszcze większej zawartości skalenia potasowego, np. 1,5 km na zachód od Świeradowa-Zdroju wśród luźnych bloków natrafiono na jeden stosunkowo bogaty w skalenie potasowe.

Jak wynika z geologicznych map niemiec-kich, na całej długości omawianego odcinka kompleksu łupkowego do leukogranitu przylega strefa leptynitów plamistych o dość jednostajnej miąższości (około 250 m). W profilu Kwisy obserwowano dwa odsłonięcia tych skał. Budowa tej serii skalnej nie jest tak prosta, jak to wynika z map geologicznych. Świadczą o tym luźne bloki leżące na tym terenie. Już K. Smulikowski (1958) zwrócił uwagę na to, że kompleks leptynitów plamistych nie jest jednorodny, lecz składa się z naprzemianległych warstw leptynitów jasnych i plamistych, z tym że często w bezpośrednim kontakcie z leukogranitami notowano leptynity pozbawione plam biotyty. Badania autora potwierdzają te obserwacje. Na omawianym odcinku leptynity leukokratyczne zdają się nawet przeważać nad plamistymi. Poza tym zaznacza się tu pewna lokalna zmienność. Na wschód od Świeradowa-Zdroju notowano przeważnie w leptynitach plamistych biotyt o zdecydowanie brunatnych barwach pleochroicznych, gdy tymczasem na zachód od Świeradowa-Zdroju obecny jest zwykle biotyt o pleochroizmie bardzo słabym. Stwierdzono tu również leptynity bogate w muskowit, co należy raczej do wyjątków. Mineral ten jest wykształcony zarówno w postaci blaszek skupionych w laminach, jak również w położeniach dowolnych, sprawiając wrażenie składnika późniejszego wykrystalizowanego. Powszechnym składnikiem tych skał jest turmalin gromadzący się w niektórych miejscach w znacznych ilościach. Prawdopodobnie, tak jak i w okolicy Czerniawy-Zdroju, leptynity turmalinowe tworzą tu liczne soczewki i wtrącenia wśród innych leptynitów. Zespół minerałów głównych tych skał jest typowy i składa się z pozazębanych wzajemnie ziarn albitu i kwarcu. W niektórych tylko leptynitach, przeważnie plamistych, notowano w podrzędnych ilościach skalenie potasowe.

Do leptynitów plamistych przylega od północy seria łupków krystalicznych, stosunkowo dobrze odsłonięta w profilu Kwisy. Składają się na nią naprzemianległe warstwy łupków łyszczykowych oraz gnejsów. Istnieje tu pewna niezgodność z mapą geologiczną G. Berga i W. Ahrensa (1921—1923), a mianowicie gnejsy nie tworzą tu jednego, o dość dużej miąższości pokładu, lecz wiele cienkich, zgodnych wtrąceń w serii łupków łyszczykowych. Niektóre ławice gnejsowe mają miąższość kilkunastu metrów. Obok nich zaobserwowano również cienkie, kilkunastocentymetrowe wtrącenia tych skał w łupkach liściastych. Prawdopodobnie w omawianym profilu (fig. 13) warstw o większej miąższości jest więcej, ale nie dało się ich wszystkich uchwycić z powodu niepełnego odsłonięcia.

Gnejsy są skałami szarymi, wyraźnie laminowanymi, zwykle drobnodziarnistymi, wyjątko-



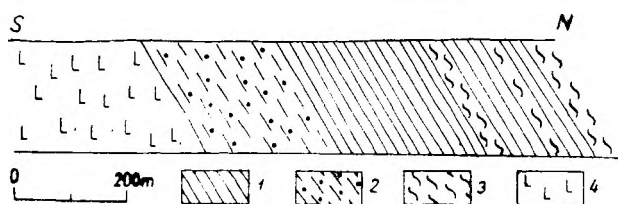


Fig. 13

Profil geologiczny wzdłuż rzeki Kwisy  
w Świeradowie-Zdroju

1 — łupki łyszczykowe, 2 — leptynity z porfiroblastycznym biotytem, 3 — gnejsy, 4 — leukogranity

Geological cross-section along the Kwisa river  
at Świeradów-Zdrój

1 — mica schists, 2 — leptinites with porphyroblastic biotite,  
3 — gneisses, 4 — leucogranites

wo oczkowymi oraz dwuskaleniowymi. We wszystkich notowano zmienny udział skalenia potasowego, który lokalnie osiąga nawet przewagę nad albitem, choć zazwyczaj bywa odwrotnie. Obserwowano w tych skałach duże nasilenie procesów albityzacji. Zazwyczaj bywają atakowane porfiroblasty skaleni potasowych, a powstający ich kosztem albit ma przeważnie strukturę szachownicową. Oprócz zalbityzowanego skalenia potasowego notowano też mikroklin całkiem czysty, o wyraźnej kratce bliźniaczej, sprawiający wrażenie składnika powstałego później. Gromadzi się on niekiedy w skupieniach złożonych z kilku średniej wielkości ziarn. Albit ma przeważnie budowę normalnie bliźniaczą, albit zaś szachownicowy powstaje głównie kosztem skaleni potasowych. Z łyszczyków dość liczny jest muskowit skupiony w laminach lub rozsiany bezładnie. Biotyt jest mniej liczny i bywa często zastępowany chlorytem.

Wśród łupków łyszczykowych już megaskopowo wyróżniają się liściaste łupki plamiste, występujące zwykle w pobliżu serii leptynitów plamistych. Nie stanowią one jednorodnej warstwy, lecz tworzą wtrącenia wśród innych łupków liściastych. Megaskopowo można je łatwo poznać po licznych czarnych płytkach biotyту rozsianych bezładnie w szarym tle skały. Są to typowe łupki kwarcowo-muskowitowe, w nieznanym stopniu zalbityzowane, zawierające w swoim składzie liczne poprzeczne blaszki brunatnego biotyту. Te duże blasty bywają sitowo poprzerastane drobnymi ziarnami kwarcu. Albit w tych skałach jest wykształcony w postaci drobnych i czystych ziarn, o zawartości anortytu nie wyższej od 4%. Pozostałe łupki łyszczykowe są bądź równo laminowane, bądź też laminy mają silnie pofałdowane. Wśród łupków omawianego profilu można wyróżnić muskowitowo-chlorytowe i kwarcowo-muskowitowe. Ilościowo przeważają łupki muskowitowo-chlorytowe, dość często silnie pofałdowane. Nieliczny albit gromadzi się przeważnie w la-

minach łyszczykowych bądź też w przegubach fałdów tych lamin. Biotyt, aczkolwiek powszechny w omawianych skałach i często występujący w postaci prawidłowych dużych blaszek, stanowi składnik podrzędny. Część biotyту jest zastępowana chlorytem. Jednak należy przypuszczać, że większość chlorytu nie powstała z biotyту. Łupki kwarcowo-muskowitowe są zbudowane z naprzemianległych warstewek tych dwóch głównych składników. Występujące dalej od leukogranitów łupki liściaste profilu Kwisy są stosunkowo ubogie w poprzeczne łyszczyki lub nawet zupełnie ich pozbawione. W niektórych łupkach łyszczykowego omawianego profilu wśród dowolnie ułożonych płytek łyszczyku muskowit jest nawet częstszy niż biotyt.

W omawianym profilu nie zanotowano obecności amfibolitów, choć stwierdzano luźne bloki tych skał w odległości 0,5 i 2 km na zachód od Krobicy. Amfibolity te są zbudowane głównie z dużych ziarn amfibolu ułożonych dowolnie. Kryształy ich mają prawidłowo wykształcone ściany słupowe, a niekiedy i zakończenia piramidalne. Amfibolom tym towarzyszą plagioklasy zwykle w wysokim stopniu zsercytyzowane. Pod względem struktury skały te sprawiają wrażenie magmowych. Obok nich notowano amfibolity o teksturze wyraźnie kierunkowej zbudowane głównie z amfibolu o stosunkowo niskiej dwójłomności i  $Z/\gamma$  — 15—16° oraz dość słabym pleochroizmie ( $\alpha$  — prawie bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — bladezielona). Udział kwarcu i plagioklazów jest w tych skałach niewielki, natomiast są one przetkane drobnymi, czasem prawidłowo wykształconymi ziarnami tytanitu. Obfite są w nich także tlenki żelaza.

Łupki łyszczykowe tego rejonu przez autora ogólnie zostały scharakteryzowane w 1962 r. Skały te są najlepiej odsłonięte w dużym kamieniołomie w Krobicy. Na uwagę zasługują dwa pokłady łupków łyszczykowych, o grubości 1 i 1,5 m, szczególnie bogatych w granaty. Skały te tworzą wkładki w normalnych łupkach łyszczykowych. W łupkach z granatami stwierdzono drobne wrostki kasyterytu w granatach. Mineral ten był także notowany w łupkach chlorytowych występujących w bezpośrednim sąsiedztwie łupków bogatych w granaty. W opisywanym kamieniołomie występują następujące typy łupków łyszczykowych: muskowitowo-biotytowe oraz muskowitowo-biotytowo-chlorytowe. Skały te są ubogie w poprzeczne blasty chlorytu i biotyту oraz są tylko w bardzo nieznanym stopniu zalbityzowane. Analizy teksturalne tych skał zostały wykonane przez J. Oberca (1967 b) i W. Smulikowskiego (1972).

W omawianym rejonie występują także kwarcyty bogate we fluoryt. Miejsca ich występowania według J. Fistka i J. Pałowski (1966) są zaznaczone na figurze 14. Kwarcyty

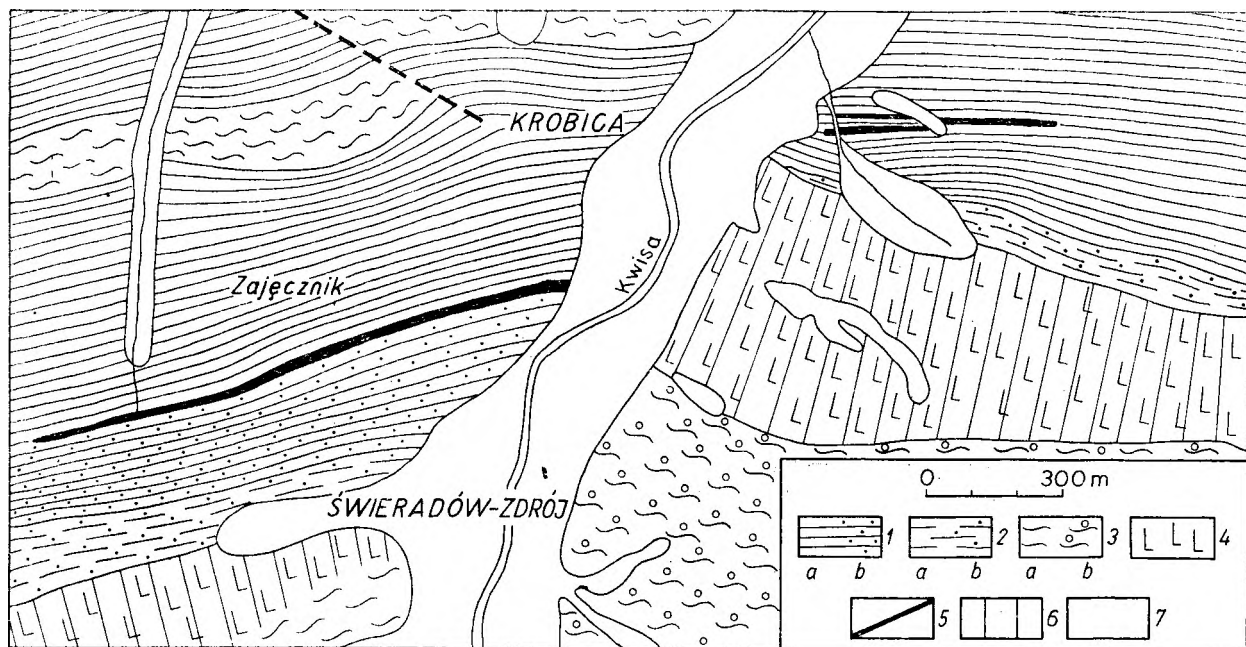


Fig. 14

Szkic geologiczny rejonu Świeradów-Zdroju na podstawie mapy geologicznej J. Pawłowskiej i J. Fistka (Pawłowska 1966)

1a — łupki łyszczykowe, 1b — łupki łyszczykowe z porfiroblastycznym biotytem, 2a — leptynity jasne, 2b — leptynity z porfiroblastycznym biotytem, 3a — gnejsy słojuowe, 3b — gnejsy oczkowe, 4 — leukogranity, 5 — kwarcyty z fluorytem, 6 — strefy leukokratyzacji, 7 — czwartorzęd

Geological sketch map of Świeradów-Zdrój area based on the map by J. Pawłowska and J. Fistek (Pawłowska 1966)

1a — mica schists, 1b — mica schists with porphyroblastic biotite, 2a — light leptinites, 2b — leptinites with porphyroblastic biotite, 3a — laminated gneisses, 3b — augen gneisses, 4 — leucogranites, 5 — quartzites with fluorite, 6 — leucocratized zones, 7 — Quaternary

rejonu Świeradów-Zdroju zostały dokładnie zbadane przez J. Pawłowską (1966), która zajmowała się koncentracją fluoru w kwarcytach i przejawami grejzenizacji w metamorfiku Pogórza Izerskiego. Według tej autorki omawiane kwarcyty mają teksturę kierunkową i są zbudowane głównie z kwarcu i fluorytu z niewielkim udziałem muskowitu, biotyту i getytu. Zawartość fluorytu w tych skałach waha się w dość szerokim zakresie, co potwierdzają analizy chemiczne, maksymalna jego zawartość wynosi 12,1% wagowych. Według J. Pawłowskiej (1966) 70% pobranych próbek zawierało minimalne ilości fluoru.

Oprócz kwarcytów autorka ta dokładnie zbadała inne skały omawianego rejonu. Większość poglądów J. Pawłowskiej jest zgodna z obserwacjami autora. Uważa ona m. in., że feldspatyzacja gnejsów śródlupkowych polegała na krystalizacji w nich młodej generacji mikroklinu, który wzrastał kosztem jasnych łyszczyków, czasem również albitu szachownicowego, a niekiedy i pertytowego skalenia potasowego. Poza tym autorka ta twierdzi, iż młody mikroklin tworzy paragenezę z fluorytem. Występowanie w omawianym kompleksie młodego mikroklinu było już niejednokrotnie w tej pracy

sygnalizowane. Twierdzenie natomiast J. Pawłowskiej o istnieniu szeregu przejść między łupkami i gnejsami należy traktować z pewną ostrożnością. Jak wynika z zamieszczonych analiz mikrometrycznych gnejsów (Pawłowska 1966), skały te mają skład pośredni między łupkami a gnejsami (zwłaszcza próbka 17, tab. 5). Pod uwagę jednak trzeba brać fakt, że wiele skał rejonu Świeradów-Zdroju uległo impregnacji młodym kwarcem, co spowodowało ich względne zubożenie w skalenie. W całym omawianym kompleksie istnieje dość wyraźna luka składu między gnejsami i łupkami łyszczykowymi. Stosunek gnejsów do łupków łyszczykowych zostanie dokładniej omówiony w końcowych rozdziałach niniejszej pracy.

#### REJON CZERNIAWY-ZDROJU

Omawiany rejon obejmuje dolinę Czarniawki wraz z terenami przyległymi od południowych krańców Czarniawy-Zdroju i dalej ku południowi aż do wodospadu na Czarniawce. W północnej części omawianego terenu Czarniawka płynie dość szeroką doliną, a otaczające ją góry opadają dość łagodnymi zboczami ku dolinie.

Zbocza te są w dolnych partiach pokryte łąkami, a w górnych porośnięte lasem. W południowej części terenu Czerniawka płynie wąską doliną śródgórską o dość stromych zboczach. Naturalne odsłonięcia znajdują się w tym rejonie jedynie w korycie Czerniawki lub też w jego sąsiedztwie. Dlatego też główną część materiału do badań laboratoryjnych pobrano z koryta tej rzeki. W związku z regulacją Czerniawki wiele naturalnych wychodni skał zostało zasłoniętych. Skały turmalinowe tego rejonu petrograficzne zostały scharakteryzowane przez autora w osobnej publikacji (K. Kozłowski 1966).

W przekroju wzdłuż doliny Czerniawki widać serię łupków łyszczykowych ze zgodnymi warstwami gnejsów oraz z warstwą łupków szczególnie bogatych w granaty. Dalej ku południowi za łupkami łyszczykowymi występuje silnie rozwinięta seria leptynitów. Jeszcze dalej odsłaniają się skały, które megaskopowo można określić jako gnejsy leukokratyczne. Ponieważ przekrój ten nie przebiega przez obszar typowych leukogranitów, dlatego w strefie kontaktowej leptynitów i leukogranitów wykonano sztuczne odsłonięcia (fig. 15).

Łupki łyszczykowe w korycie Czerniawki można obserwować od poczty w Czerniawie-Zdroju ku południowi. Reprezentowane są one głównie przez łupki muskwitowe i muskwitowo-biotytowo-chlorytowe, o biegach zbliżonych do równoleżnikowych i zapadające dość stromo ( $60-80^\circ$ ) ku północy. Przy szlaku turystycznym z Czerniawy-Zdroju do Świeradowa-Zdroju, w skarpie Czerniawki odsłaniają się łupki szczególnie bogate w granaty tkwiące między laminami łyszczykowymi. Sto metrów na południe od nich, w tej samej skarpie znajdują się gnejsy oczkowe tworzące zgodną wkładkę w łupkach łyszczykowych. Obszar występowania leptynitów zaznaczono na figurze 15. Liniami przerywanymi okonturowano przypuszczalną granicę tej serii — nie stwierdzoną szurfami — natomiast linią ciągłą granicę pewną — odsłoniętą pracami ziemnymi. G. Berg (1921—1922) zaznaczał na obszarze występowania tych skał fyllity z blaszkami biotyty. Wydzielenia tego nie można przyjąć, ponieważ skały te na omawianym terenie występują w podrzędnej ilości, ustępując zdecydowanie leptynitom leukokratycznym pozbawionym całkowicie lub bardzo ubogim w dowolnie ułożone płytki biotyty. Skały te o biegu  $80-90^\circ$  zapadają niezbyt stromo ku północy (upady około  $30^\circ$ ). Wśród serii leptynitowej zdarzają się cienkie soczewki lub wkładki leptynitów turmalinowych (K. Kozłowski 1966). Mikroskopowo, a często już megaskopowo, można wyróżnić następujące typy skał: 1) leptynity leukokratyczne kwarcowo-albitowe. 2) leptynity szare kwarcowo-albitowe z biotytem skupionym w

laminach, 3) leptynity turmalinowe oraz 4) kwarcyty turmalinowe.

Kontakt leptynitów z leukogranitami został w tym rejonie odsłonięty dwoma ciągami szurfów (K. Kozłowski 1966). Kontakt ten jest ostry, przy czym nie stwierdzono żadnych objawów kataklazy lub mylonityzacji. Tak więc twierdzenie, że ma on charakter tektoniczny nie znajduje tu żadnych potwierdzeń. Bezpośrednio do leukogranitów przylegają leptynity leukokratyczne z cienkimi wtrąceniami leptynitów turmalinowych i kwarcytów turmalinowych. Leptynity szare stwierdzono dopiero o kilkaset metrów dalej od leukogranitów.

Leukogranity Czerniawy-Zdroju zajmują stosunkowo duży obszar. Jest to największy obszar występowania tych skał w całym pasmie łupkowym. Morfologicznie skały te tworzą wyraźnie wyróżniającą się w terenie elewację z dość stromymi zboczami, zwłaszcza zachodnimi. Teren ich występowania jest całkowicie zakryty, a sztuczne odsłonięcia osiągały podłóżę przeważnie na głębokości 2—3 m. Wśród leukogranitów Czerniawy przeważają odmiany gruboziarniste. Oprócz nich notowano tu również typy o ziarnie drobnym, wyglądem makroskopowym zbliżone do aplitów. W jednych i w drugich na jasnym tle widoczne są gniazda lub rozety zbudowane z czarnego turmalinu, często o średnicach 2—3 cm. Innych minerałów ciemnych megaskopowo w tych skałach nie stwierdzono. Skały te są zbudowane głównie z albitu i kwarcu, a spertytyzowany, reliktowy skaień potasowy pojawia się tylko w niektórych miejscach. Analizy mikrometryczne leukogranitów Czerniawy zestawiono w tabeli 11 (nr 10—16). Jak już autor stwierdził uprzednio (1966), w miejscach gdzie G. Berg (1921—1922) znał pokład gnejsów izerskich w obrębie leukogranitów, robotami ziemnymi udokumentowano leukogranity. Wypływa stąd wniosek, że leukogranity tworzą tu jeden zwarty i jednorodny kompleks (fig. 15).

Omówione leptynity ukazują się prawie do rozwidlenia Czerniawki i potoku granicznego. Powyżej tego miejsca, na odcinku około 200 m, w korycie rzeki nie ukazują się żadne skały, dopiero od punktu 559 (fig. 15) profil jest dobrze odsłonięty. Od tego punktu aż do dużej tamy zebrano materiał do badań petrograficznych. W dolnej części tego profilu dominują gnejsy leukokratyczne megaskopowo podobne do leukogranitów, ale bogatsze w ciemny łyszczyk od leukogranitów. Ujawniają one, aczkolwiek zatartą, dobrze jednak widoczną teksturę kierunkową. W niektórych widoczne są porfiroblasty o średnicy do 0,5 cm. W górnej części profilu, na odcinku około 150 m w dół od zapory, skały te upodabniają się bardziej do gnejsów izerskich. Pojawia się w nich wyraźne warstwowanie podkreślone zgodnymi pakietami

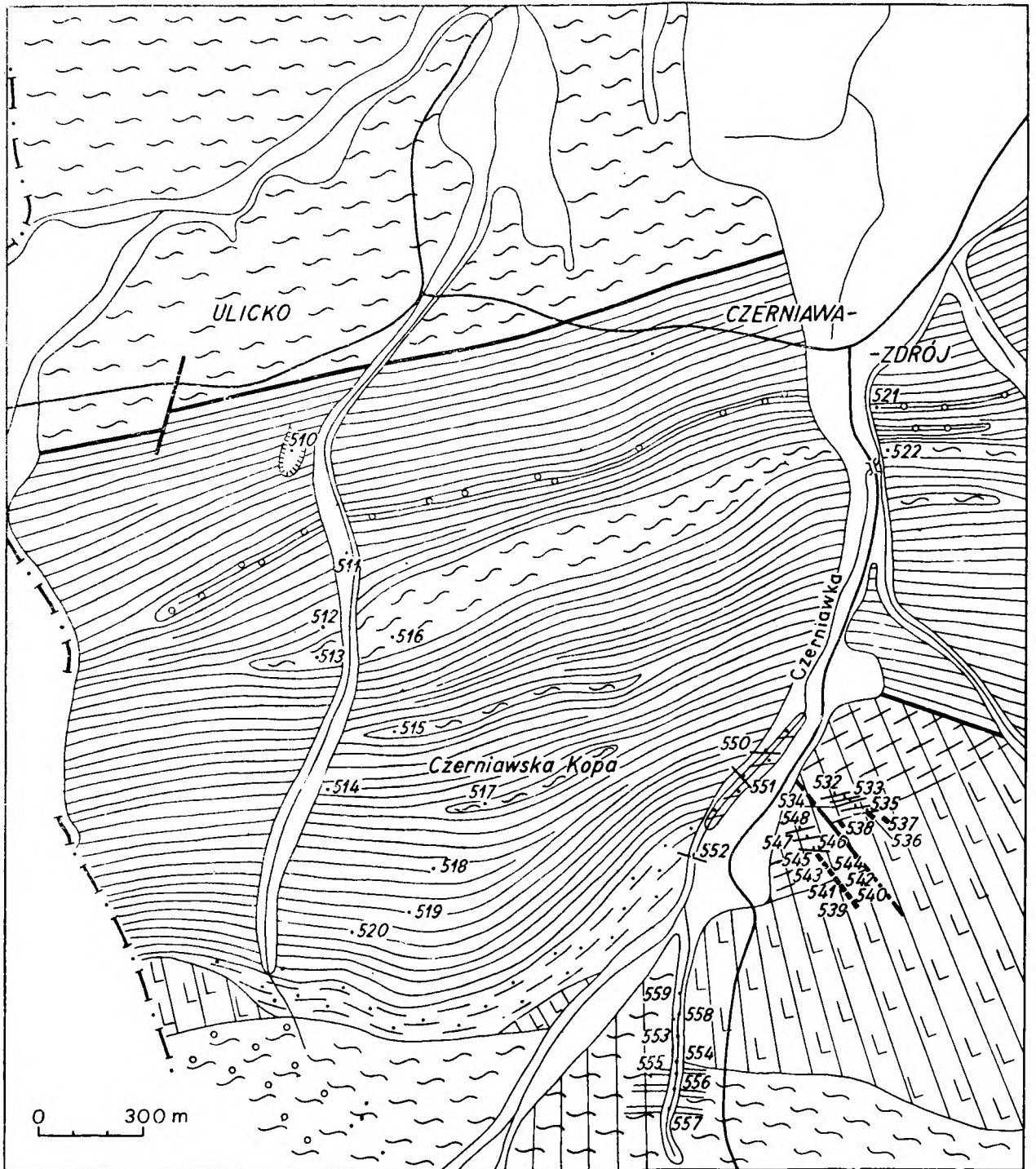


Fig. 15

Mapa geologiczna rejonu Czerniawy-Zdroju według G. Berga (1921—1922) z uzupełnieniami autora  
 1a — łupki lyszczykowe. 1b — łupki lyszczykowe szczególnie bogate w granaty, 2a — leptynity jasne, 2b — leptynity z porfiroblastycznym biotytem, 3 — leukogranity, 4a — gnejsy słojuowe, 4b — gnejsy drobnoczkowe, 4c — gnejsy oczkowe, 5 — strefy leukokratyzacji, 6 — czwartorzęd, 7 — uskoki, 8 — szurfy

Geological sketch map of Czerniawa-Zdrój area after G. Berg (1921—1922) with the author's supplements  
 1a — mica schists, 1b — mica schists particularly rich in garnets, 2a — light leptinites, 2b — leptinites with porphyroblastic biotite. 3 — leucogranites. 4a — laminated gneisses. 4b — fine augen gneisses. 4c — augen gneisses. 5 — leucocratised zones. 6 — Quaternary, 7 — faults, 8 — pits

mi ciemnego łyszczyku. Struktura tych skał jest wyraźnie grubooczkowa.

Wśród omawianych skał zanotowano trzy cienkie wkładki zielonych łupków o miąższości nie przekraczającej 1/2 m. Megaskopowo widoczne są w nich nieliczne minerały jasne oraz większe blaszki biotyty. Warstwy tych skał są bardzo silnie wymięte i zwichrzone. Poniżej dużego wodospadu (150 m) stwierdzono występowanie żyły kwarcowej o miąższości około 0,3 m. Jest ona zbudowana z białego kwarcu i słabo okruszczona pirytem. Nieco poniżej żyły kwarcowej w korycie Czerniawki odsłania się kompleks drobno laminowanych gnejsów o miąższości 0,5 m. Megaskopowo widoczne są w tej skale delikatne smużki biotyty, przeważnie spokojnie laminowane, a tylko miejscami pofałdowane. Struktura tej skały jest drobnooczkowa.

Tak więc w omawianym profilu można wyróżnić: gnejsy leukokratyczne, gnejsy izerskie, gnejsy drobno laminowane oraz łupki biotyto-we. Mikroskopowo stwierdzono, że gnejsy leukokratyczne są bardzo ubogie w ciemny łyszczyk. W skałach tych często obserwowano soczewki materiału drobnoziarnistego, a czasem nawet fragmenty zbudowane z drobnoziarnistego kwarcu i skaleni, o wyraźnie kierunkowej teksturze podkreślonej smugami jasnej miki. Fragmenty te sprawiają wrażenie reliktyw skał pierwotnych, prawdopodobnie łupków łyszczykowych lub gnejsów drobnoślajowych. Lokalnie omawiane skały upodabniają się do leukogranitów. Omawiany kompleks gnejsów leukokratycznych przypomina serię gnejsów leukokratycznych występujących w południowo-zachodniej części rejonu Starej Kamienicy. Wkładki łupków biotytowych w opisywanym profilu są prawdopodobnie przeobrażonymi amfibolitami, o czym można sądzić na podstawie zachowanych w nich dość często reliktywnych ziarn hornblendy zwyczajnej.

Proporcje ilościowe głównych składników w gnejsach leukokratycznych profilu Czerniawki przedstawia tabela 6 (nr 1—10). Wynika z niej, że ilość kwarcu w tych skałach i leukogranitach Czerniawy (tab. 11) jest zbliżona, różnią się zaś między sobą na ogół przewagą skaleni potasowych w gnejsach. Porównując zawartość albitu zwyczajnego, albitu szachownicowego i skalenia potasowego widzi się wyraźną różnicę między leukogranitami a gnejsami leukokratycznymi. Gnejsy bowiem — mimo że często są bogate w albit — są zwykle ubogie w szachownicową odmianę tego minerału. Na uwagę zasługuje również obecność wśród leukogranitów Czerniawy odmian stosunkowo bogatych w skalenie potasowe. Należy jednak dodać, że zdecydowana większość tych skał zawiera je w bardzo niewielkich ilościach lub jest ich pozbawiona.

Na wykresie (fig. 16) przedstawiono graficz-

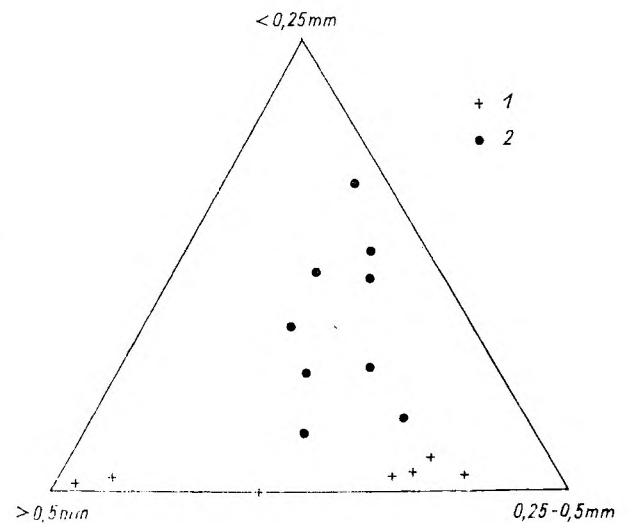


Fig. 16

Wielkość ziarn leukogranitów i gnejsów leukokratycznych rejonu Czerniawy-Zdroju

1 — leukogranity, 2 — gnejsy leukokratyczne

Grain size of leucogranites and leucocratic gneisses from the Czerniawa-Zdrój area

1 — leucogranites, 2 — leucocratic gneisses

nie w leukogranitach i gnejsach rejonu Czerniawy-Zdroju ilościowy udział następujących trzech frakcji: o średnicach poniżej 0,25 mm, 0,25—0,50 mm i powyżej 0,5 mm. Na wykresie tym zaznacza się wyraźnie różnica między dwiema odmianami skał. Jak widać leukogranity są dość grubo- i równoziarniste, udział zaś w nich ziarn drobnych jest znikomy. Gnejsy natomiast są nierównoziarniste, z tym że dominują w nich drobne ziarna.

#### CZECHOSŁOWACKA CZĘŚĆ KOMPLEKSU LUPKÓW ŁYSZCZYKOWYCH

Pasma łupków łyszczykowych od Czerniawy-Zdroju ciągnie się ku zachodowi na terytorium CSRS, gdzie kończy się niezgodnym kontaktem z granitem Karkonoszy. Morfologia tego rejonu jest odmienna od większej części pasma łupkowego znajdującego się po polskiej stronie. Kompleks łupków łyszczykowych występuje na północnych zboczach Gór Izerskich — z najwyższym szczytem Smyrkiem (1112 m). W części centralnej tego pasma wznosi się równoleżnikowa elewacja ze szczytami: Rapicka Hora (714 m), Svinsky Vrh (743 m), Mednyj Vrh (765 m), Zavora (687 m). Część południowa pasma łupków łyszczykowych jest lepiej odsłonięta, natomiast północna pokryta jest grubym płaszczem czwartorzędu.

Autor będąc w 1967 r. w Czechosłowacji dzięki uprzejmości geologów czeskich mógł zapoznać się z budową geologiczną tego rejonu.

Do badań laboratoryjnych zebrał on materiał z 2 profili: w głównym pasmie łupków łyszczykowych (fig. 17, profile: A—B i C—D) oraz w strefie kontaktowej granitu Karkonoszy i łupków łyszczykowych (fig. 17, p. 32).

Aczkolwiek bezpośredni kontakt tych skał jest zasłonięty, to jednak w miejscu oznaczonym na figurze 17 liczbą 32 stwierdzono skałki hornfelsów w sąsiedztwie z granitem. Należy jednak zaznaczyć, że kontur granitu w tym miejscu został określony na podstawie luźno leżących bloków, gdyż skały te nie ukazują się w tym rejonie w naturalnych odsłonięciach. Nie zebrano natomiast materiału z północnej strefy kontaktowej łupków łyszczykowych i

gnejsów izerskich, gdyż rejon ten zasłonięty jest grubą pokrywą czwartorzędu.

Omawiana część głównego pasma łupków łyszczykowych nie doczekała się dotychczas ani szczegółowego opracowania petrograficznego, ani też nie została dokładnie skartowana. Teren występowania łupków jest przedstawiony tylko na przeglądowej mapie geologicznej w skali 1:200 000, arkusz Liberec (Chaloupský, Svoboda, Tasler, Soukup 1963). Obecnie prowadzone prace nad geologiczną mapą tego terenu w skali 1:25 000 są już zaawansowane. Zostanie ona opracowana przez zespół geologów Ústředního Ústavu w Pradze pod redakcją J. Chaloupsky'ego.

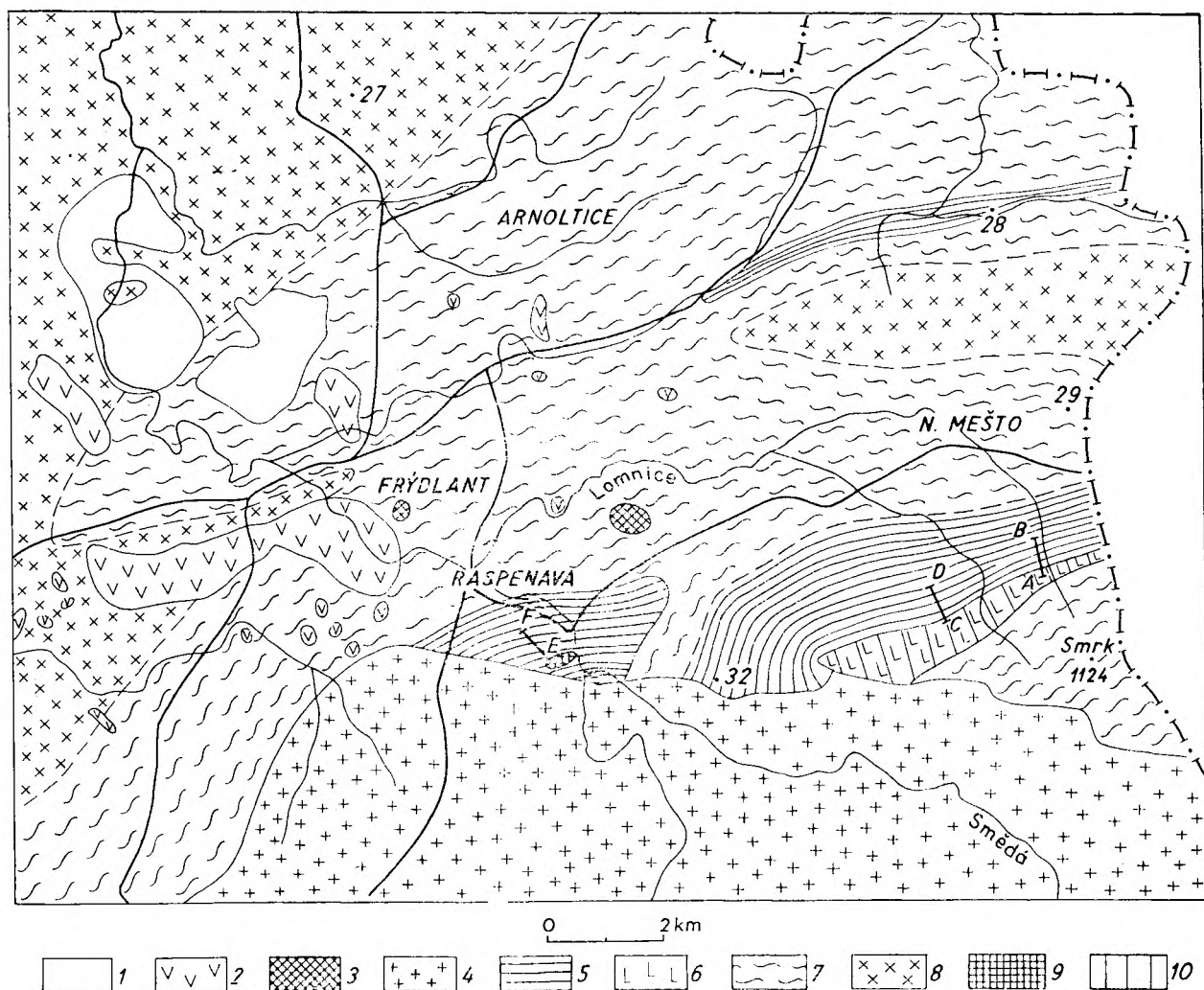


Fig. 17

Szkic geologiczny czeskosłowackiej części pasma łupkowego Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój na podstawie mapy geologicznej w skali 1:200 000 (Chaloupský, Svoboda, Tasler, Soukup 1963)

1 — czwartorzęd, 2 — bazalty, bazanity, 3 — fonolity, 4 — granit karkonoski, 5 — łupki łyszczykowe, 6 — leukogranity, 7 — gnejsy izerskie, 8 — granit rumburski, 9 — marmury, erlany, 10 — strefy leukokratyzacji

Geological sketch map of the Czechoslovakian part of the schistose range Stara Kamienica — Swieradów-Zdrój based on geological map to scale 1:200 000 (Chaloupský, Svoboda, Tasler, Soukup 1963)

1 — Quaternary, 2 — basalts, basanites, 3 — phonolites, 4 — Karkonosze granite, 5 — mica schists, 6 — leucogranites, 7 — Izera gneisses, 8 — Rumburg granite, 9 — marbles, erlanes, 10 — leucocratized zones

Z dotychczasowych opracowań petrograficznych tego terenu można wymienić pracę dyplomową F. Valima (1954), który zbadał skały występujące między Novym Mestem a Raspenavou. Autor ten scharakteryzował ogólnie łupki łyszczykowe i towarzyszące im lokalnie amfibolity oraz hornfelsy znajdujące się przy kontakcie omawianego pasma z granitem Karkonoszy. W tych ostatnich stwierdził on powszechnie występujący andaluzyt, a sporadycznie kordieryt. Skały z minerałami wysokotemperaturowymi obserwował w strefie o grubości 200—300 m, przylegającej do granitu Karkonoszy. W podsumowaniu wyników swoich badań stwierdził, że najstarszymi skałami w tym rejonie są łupki łyszczykowe i łupki łyszczykowe z granatami, którym przypisuje, zgodnie z poglądami G. Berga, wiek prekambryjski lub wczesnokambryjski.

Blumrich J. (1925) leptynity nazwał granulitami ze względu na wchodzącą w skład tych skał dużą ilość skaleni i ich drobne uziarnienie. Autor ten dopatruje się w leptynitach struktury kataklastycznej. Uważa on, że są to zmetamorfizowane aplity związane z gnejsami izerskimi. Prace G. Berga, E. Bederkego, R. Kodyma i J. Svobody obejmują cały badany kompleks i z tego względu poglądy tych autorów zostały przedstawione we wstępie do niniejszej pracy.

Większość prac badawczych, wykonanych w czechosłowackiej części pasma łupków łyszczykowych, ma charakter opracowań mineralogicznych. Z nowszych opracowań można wymienić pracę dyplomową F. Nowaka (1954). W tym rejonie, począwszy od połowy XVI w., rozwijało się kopalnictwo. W okolicy Raspenavy wydobywano magnetyt i hematyt, głównie na Vappennym Vrhcu, w bezpośrednim sąsiedztwie z granitem Karkonoszy (mały pas łupków na NW od głównego pasma). Rudy tej uzyskiwano jednak niewiele, do 20 t miesięcznie. Eksploatację rud Fe zakończono w 1699 r. O wiele większe znaczenie gospodarcze miały rudy Sn, które eksploatowano głównie na stokach Smrku, Rapickiej Hory, Svinskym Vrhcu. Złoże to ciągnie się aż na teren Polski, do okolic Proszowej. Dawniej Nove Mesto miało wybitnie górniczy charakter. Cyna występująca w tym złożu w postaci drobnych ziarn kasyterytu jest związana z bogatymi w granaty partiami kwarcowymi omawianych łupków łyszczykowych, a także z łupkami chlorytowymi. Kopalnie cyny w okolicach Hejnic i Novego Mesta zostały założone u schyłku XVI w. Oprócz żelaza i cyny stwierdzono również koło Raspenavy ślady złota, związane z żyłami kwarcowymi, a znajdujące w wtórnym złożu w potokach Goldbach i Goldbich (Blumrich 1925).

Ze względu na ograniczony czas pobytu autora w tym rejonie, opróbowanie zostało tu dokonane dość fragmentarycznie i dlatego cha-

rakterystyka zespołu skalnego zostanie także podana w sposób ogólny. Wydaje się jednak celowe zamieszczenie jej ze względu na brak dostępnych publikacji podających charakterystykę petrograficzną skał tego odcinka pasma łupków łyszczykowych.

Zmienność skał w profilach A—B i C—D zaznaczonych na figurze 17 przedstawia się podobnie, dlatego zostaną one omówione łącznie.

W profilu A—B od południa występują leukogranity, tworzące wychodnię o szerokości 50 m. Skały te występują przeważnie w postaci luźnych bloków, a tylko sporadycznie obserwowano je *in situ* w wykopach na fundamenty wznoszonych domów. Leukogranity megaskopowo są podobne do odpowiednich skał po stronie polskiej, a zwłaszcza do leukogranitów okolic Czerniawy-Zdroju. Są to skały dość gruboziarniste, z bardzo licznymi gniazdkami turmalinowymi. Tak bogatych w turmalin leukogranitów autor w polskiej części terenu nigdzie nie obserwował.

Leukogranity od północy kontaktują z leptynitami, a dalej z łupkami łyszczykowymi, a więc obserwujemy tu sekwencję podobną jak w okolicy Czerniawy-Zdroju. Leptynity tworzą pokład o miąższości około 200 m. Megaskopowo można wyróżnić wśród nich: leptynity leukokratyczne bez biotyту i leptynity szare z warstewkami ciemnego łyszczyku. Pierwsze występują w bezpośrednim sąsiedztwie leukogranitów, ku północy zaś ustępują stopniowo miejsca leptynitom z biotytem. A więc i ta zmienność występowania leptynitów jest analogiczna jak w okolicy Czerniawy-Zdroju, z tym że wśród leptynitów obserwowano drobne wtrącenia amfibolitów. Następujące po leptynitach łupki łyszczykowe są analogicznie wykształcone jak ich polskie odpowiedniki, z tym że zawierają dość liczne wtrącenia gnejsów.

Wśród leukogranitów tego rejonu dominują skały zbudowane głównie z albitu, przy różnym udziale kwarcu i niewielkim przeważnie udziale muskowitu. Skały te wykazują zmienną strukturę. Są one przeważnie średnio- lub nawet gruboziarniste, o ziarnie dość wyrównanym. Rzadziej obok wymienionych wyżej leukogranitów notowano skały o strukturze nierównoziarnistej, zbudowane z drobnoziarnistego tła albitowo-kwarcowego, w którym tkwią liczne porfiroblasty albitu. W obu tych odmianach strukturalnych występuje zwykle w większych ilościach albit szachownicowy, powstały po części kosztem obecnego w nich uprzednio skalenia potasowego. Świadczą o tym drobne relikty mikroklinu zachowane w niektórych albitach szachownicowych. Niekiedy duże ziarna albitu szachownicowego obrastają drobne ziarna albitu normalnego. Obok albitów szachownicowych po mikroklinie zauważono prześcisła albitu normalnego w odmianę szachownicową. Muskowit występuje przeważnie w po-

staci dość dużych i prawidłowo wykształconych blaszek gromadzących się w gniazdkowych skupieniach.

Obok wyżej wymienionych albitowych odmian leukogranitów stwierdzono tu ilościowo wyraźnie im ustępujące leukogranity stosunkowo bogate w skalenie potasowe, których ilość przekracza niekiedy 20%. Są one przeważnie bogate w przerosty pertytowe i w wysokim stopniu skaolinizowane. Minerale te zawierają niekiedy wrostki drobnych ziarn albitu. W takich skałach albit normalny przeważa ilościowo nad szachownicowym.

We wszystkich omówionych leukogranitach notowano obfity turmalin pleochroiczny z barwami od żółtych do zielonych. Gromadzi się on zwykle w gniazdach złożonych z kilkunastu ziarn. Poszczególne jego kryształy są wykształcone w postaci dość prawidłowych słupków, niekiedy silnie spękanych, lecz nie ulegających żadnym wtórnym przeobrażeniom.

Leptynity są bardzo podobne do odpowiednich skał rejonu Czerniawy-Zdroju. Przedstawiają dwa typy: leptynity leukokratyczne bez ciemnego łyszczyku i leptynity szare zawierające ten składnik. Leptynity jasne są zbudowane głównie z drobnych i pozazębianych wzajemnie ziarn kwarcu i albitu. Leptynity szare są to również drobnoziarniste skały albitowo-kwarcowe, z tym że ujawniają one wyraźnie kierunkową teksturę podkreśloną smugami ciemnego łyszczyku. Biotyt w tych skałach występuje przeważnie w postaci drobnych blaszek o bardzo słabym pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — prawie bezbarwną,  $\beta = \gamma$  — lekko brązową. Tak więc podobnie jak i w leptynitach polskich stwierdzono i tu „błądą” odmianę ciemnego łyszczyku. Obok tego łyszczyku występuje biotyt bardziej intensywnie pleochroiczny, tworzący przeważnie większe blaszki. Wchodzi on jednak w zdecydowanej większości w skład lamin, nie zajmując położeń dowolnych, tak że skały te nie mają charakteru leptynitów plamistych. Wśród omawianych leptynitów notowano cienkie i zgodne wkładki kwarcytów turmalinowych. Megaskopowo przedstawiają one skały drobnoziarniste, barwy ciemnej, prawie czarnej, zbudowane z drobnych ziarn kwarcu i turmalinu. Oba te składniki są rozprzestrzenione w skale nierównomiernie, w pewnych partiach przeważa turmalin, w innych zaś kwarc. Pleochroizm turmalinu z barwami:  $\varepsilon$  — prawie bezbarwna,  $\omega$  — oliwkowa, niekiedy brązowa.

Podkreślenia wymaga występowanie podobnych leptynitów od okolic Czerniawy-Zdroju aż do zachodniego krańca omawianego pasma, a zwłaszcza to, że w bezpośrednim sąsiedztwie leukogranitów notuje się obecność leptynitów leukokratycznych bez ciemnego łyszczyku, dopiero zaś w rejonach oddalonych od leukogranitów ustępują one miejsca leptynitom zawierającym „błądą” odmianę biotyty. Ta konse-

kwencja zdaje się potwierdzać pogląd, iż proces wybielania skał, ograniczony zwykle do leukogranitów, w zachodniej części omawianego kompleksu objął swoim wpływem i leptynity. Tak więc w partiach położonych w pobliżu leukogranitów został wyparty z leptynitów cały ciemny łyszczyk, w partiach zaś dalszych leukokratyzacja ograniczyła się tylko do usunięcia pewnej części ciemnych składników z biotyty, co spowodowało utworzenie bladej odmiany tego składnika.

Za leptynitami w omawianych profilach następuje seria normalnych łupków łyszczykowych, przeważnie kwarcowo-muskowitowych, rzadziej kwarcowo-muskowitowo-biotytowych z podrzędnym udziałem chlorytu. Łupki te są przeważnie pofałdowane, a niekiedy zawierają również skalenie, wśród których — podobnie jak w odpowiednich skałach po stronie polskiej — najczęściej spotyka się albit. Wśród tych skał stwierdzono cienką warstwę łupków bogatych w granaty. Są to skały barwy ciemnozielonej, z widocznymi wyraźnie gołym okiem różowymi granatami o średnicach do 0,5 cm. Pod mikroskopem ujawniają skład łupków łyszczykowych zbudowanych głównie z drobnoblaszkowej jasnej miki, skupionej w grubych laminach. Towarzyszy jej biotyt w większości zastępowany chlorytem. W soczewkowatych nabrzmieniach lamin łyszczykowych występują ziarna granatów, najczęściej silnie spękane i atakowane wzdłuż tych spękań przez chloryt. Lamin łyszczykowe opływają na ogół łagodnie ziarna granatów, rzadziej bywają przez te ostatnie ścinane. W skałach tych notowano dość liczne, bezładnie rozsiane tlenki żelaza.

#### POŁUDNIOWO-ZACHODNI KONTAKT SKAŁ GŁÓWNEGO PASMA ŁUPKÓW ŁYSZCZYKOWYCH Z GRANITEM KARKONOSZY

W miejscu oznaczonym na figurze 17 cyfrą 32 występują hornfelsy w postaci niewielkich skałek. Są to na ogół skały drobnoziarniste, o wyraźnie widocznej teksturze kierunkowej. Barwa ich jest ciemnoszara bądź też brązowa. Niekiedy na ciemnym tle skał widoczne są gołym okiem bezładnie rozsiane drobne blaszki białej miki. W innych hornfelsach obserwowano natomiast strefy bogate w biotyt, który aczkolwiek koncentruje się często w warstewkach, jednak bywa w nich ułożony w sposób niezorientowany. Mikroskopowo wyróżniono następujące typy hornfelsów:

- 1) hornfelsy andaluzytowe,
- 2) hornfelsy plagioklazowe z pseudomorfozami po kordierycie,
- 3) hornfelsy łyszczykowo-andaluzytowe z pseudomorfozami po kordierycie.



*Hornfelsy andaluzytowe* są skałami o wyraźnie kierunkowej teksturze podkreślonej pasmami łyszczyków. Warstewki te zbudowane są zarówno z muskowitu, jak i biotyty. Biotyt występuje nie tylko w laminach, lecz zajmuje także położenia dowolne. Ten porfiroblastyczny ciemny łyszczyk bywa często wykształcony w postaci dużych i prawidłowych blaszek o wybitnym pleochroizmie o barwach:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna z lekko czerwonym odcieniem. Często w jego blaszkach bywają uwiecznione liczne wrostki cyrkonu. Z minerałów jasnych oprócz andaluzytu występuje niezbyt liczny kwarc w postaci czystych i niewielkich ziarn. Andaluzyt natomiast tworzy przeważnie ziarna duże o średnicach przekraczających często 1 mm. Jest on bardzo dobrze zachowany i nie bywa wypierany przez żadne wtórne minerały. Lokalnie w skałach tych notowano pseudomorfozy łyszczykowo-chlorytowe, być może po kordierycie. W niektórych hornfelsach omawianego typu notowano pojedyncze ziarna turmalinu. Bywa on dość prawidłowo wykształcony i odznacza się pleochroizmem w barwach żółto-zielonych.

*Hornfelsy plagioklazowe z pseudomorfozami po kordierycie* są skałami drobnoziarnistymi, zbudowanymi głównie z oligoklazą w znacznym stopniu poprzerastanego sercytem. W skałach tych występują liczne pseudomorfozy zbudowane z drobnoluseczkowych łyszczyków i chlorytu, najprawdopodobniej produkty rozkładu kordierytu. W niektórych omawianych hornfelsach jest obecny nieliczny na ogół kwarc. Łyszczyki — przeważnie nieliczne — są reprezentowane przez „blady” biotyt i przeważający nad nim muskowit, niekiedy wykształcony w postaci dobrze rozwiniętych blaszek. W niektórych omawianych skałach obserwowano gniazdowe skupienia blaszek łyszczyków, składające się z kilku idioblastycznych blaszek muskowitu, którym zawsze towarzyszy niewielka ilość podobnie wykształconego biotyty. Z minerałów pobocznych notowano w tych skałach niewielkie ilości turmalinu, dość obfity rutil, pojedyncze ziarna cyrkonu oraz liczne wprysnięcia tlenków żelaza.

*Hornfelsy łyszczykowo-andaluzytowe* są skałami zbudowanymi z dużych ziarn andaluzytu, których średnice dochodzą do 2 mm. Mineral ten jest dobrze zachowany i nie ulega wtórnym przeobrażeniom. Towarzyszy mu liczny muskowit w postaci dużych i prawidłowych blaszek. Większość tego ostatniego składnika skupiona jest w równoległych laminach podkreślających kierunkową teksturę omawianych skał. Obserwowano także drobnoluseczkowe skupienia zbudowane z muskowitu i chlorytu — prawdopodobnie są to produkty rozkładu kordierytu oraz dość liczne tlenki żelaza.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PASMA LUPKOWEGO STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

Cały obszar pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój został przedstawiony na szkicu geologicznym (fig. 18). Szkic ten został sporządzony na podstawie mapy północnej okrywy Karkonoszy zamieszczonej w pracy W. Smulikowskiego (1972). Autor uzupełnił go także własnymi danymi, głównie w rejonach Starej Kamienicy i Czerniawy-Zdroju.

Z mapy tej wynika, że wtrącenia gnejsów wśród łupków łyszczykowych są notowane prawie na całej długości pasma łupkowego. Bardzo liczne wkładki gnejsów wśród łupków stwierdzono w rejonie Starej Kamienicy, gdzie przez E. Zimmermanna (1928) wcale nie były notowane. Pas łupków łyszczykowych nie jest też tak wąskie w części wschodniej, jak zostało to przedstawione przez wyżej wspomnianego autora. Strefa leukokratyzacji przy południowej granicy pasma łupkowego została stwierdzona również na odcinku od Starej Kamienicy do Kwieciszowic, z tym że występują tu nie leukogranity, lecz gnejsy leukokratyczne. Podobną strefę wybielonych gnejsów stwierdzono w rejonie Czerniawy-Zdroju. Obszar występowania leukogranitów w rejonie Czerniawy-Zdroju jest większy niż przedstawiał to G. Berg (1921—1922) na swojej mapie geologicznej.

Leptynity występują nie tylko w zachodniej części terenu, lecz na całej długości omawianego pasa. We wschodniej części tworzą one tylko cienkie wtrącenia w łupkach łyszczykowych, w zachodniej zaś budują grube i zwarte pokłady przy południowym kontakcie skał omawianego pasma z leukogranitami. Obecność leptynitów w postaci luźnych bloków stwierdzono nawet w najbardziej ku wschodowi wysuniętym rejonie Wojcieszyc. W rejonie Starej Kamienicy leptynity tworzą dość gruby kompleks, ale tylko w pobliżu północnego kontaktu kompleksu łupkowego z gnejsami izerskimi. Brak ich natomiast w tym rejonie w południowej strefie kontaktowej łupków z leukogranitami. W rejonie Kwieciszowic leptynity tworzą cienkie, kilkucentymetrowe wtrącenia wśród łupków łyszczykowych. Wszystkie wymienione dotychczas leptynity przedstawiają odmiany jasne, co najwyżej lekko plamiste. Seria leptynitowa jest rozwinięta najokazalej na zachód od Gierczyna, aż do końca omawianego kompleksu. Seria ta nie ma jednak budowy jednolitej, lecz składa się z warstw leptynitów leukokratycznych, szarych i leptynitów plamistych, przy czym w bezpośrednim sąsiedztwie leukogranitów często występują leptynity leukokratyczne, bez postkinematycznego biotyty. W rejonie Czerniawy-Zdroju sąsiadują z leukogranitami wyłącznie leptynity leukokratyczne.

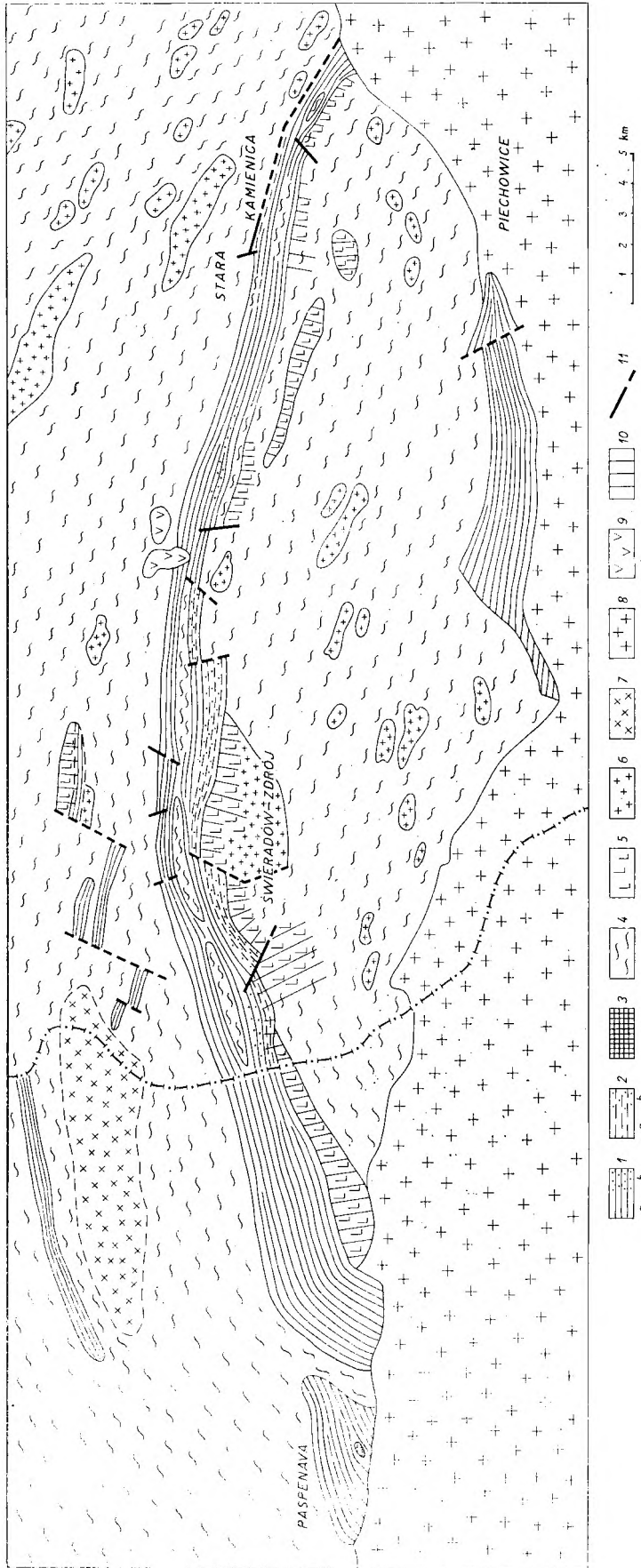


Fig. 18

Szkic geologiczny pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

1a — łupki lyszczykowe, 1b — łupki lyszczykowe z porfiroblastycznym biotytem, 2a — leptynity z porfiroblastycznym biotytem, 2b — leptynity z porfiroblastycznym biotytem, 3 — skarny, 4 — gnejsy, 5 — leukogranity, 6 — granity, 7 — granit rumburski, 8 — granit Karkonoszy, 9 — bazalty, 10 — strefy leukokratyzacji, 11 — uskoki

Geological sketch of the schistous range Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój

1a — mica schists, 1b — mica schists with porphyroblastic biotite, 2a — leptynites with porphyroblastic biotite, 3 — skarns, 4 — gneisses, 5 — leucogranites, 6 — granites, 7 — Rumburg granite, 8 — Karkonosze granite, 9 — basalts, 10 — leucocratized zones, 11 — faults

## Część V

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA WTRĄCEŃ ŁUPKÓW KRystalicznych  
W OBREBIE GNEJSÓW IZERSKICH NA PÓLNOĆ OD PASMA ŁUPKOWEGO  
STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

Oprócz pasma łupków łyszczykowych Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój w obrębie gnejsów izerskich notuje się dość liczne wtrącenia łupków krystalicznych. Tworzą one większe kompleksy (pasma złotnickie) lub drobne wtrącenia. Studium petrograficzne tych skał nie wchodzi zasadniczo w zakres niniejszej pracy, mimo to w celu porównania autor zebrał w niektórych rejonach dość liczny materiał i opracował go petrograficznie.

PASMO ŁUPKOWE RASPENAVY  
(CZECHOSŁOWACJA)

Około 1,2 km na zachód od kontaktu głównego pasma łupków łyszczykowych z granitem Karkonoszy, w okolicy Raspenavy (CSRS), występuje niewielki kompleks skalny zbudowany z drobnosłojowych gnejsów i łupków łyszczykowych. Kompleks ten graniczy na odcinku około 4 km z granitem Karkonoszy. Od tej granicy ciągnie się około 2 km w kierunku północno-wschodnim. W prawie bezpośrednim sąsiedztwie granitu, wśród łupków łyszczykowych i gnejsów, znajdują się dość duże soczewki wapieni z wtrąceniami skarnów. Wapienie te, przeważnie czyste, zawierają powyżej 95%  $\text{CaCO}_3$  i są od dawna eksploatowane, w związku z czym odsłonięte są w dużym kamieniołomie. Obok wapieni występują tu również dolomity. Wapienie omawianego odsłonięcia zostały opisane przez G. Menzla (1863), J. Blumricha (1913), J. Jokely'ego (1959) oraz przez J. Svobodę (1955). W kamieniołomie tym opisano marmury z partiami serpentynowymi i wkładkę skały amfibolowo-piroksenowej. Skarny występują w górnej części wyższej soczewki wapiennej. Przedstawiają one skały ciemne, prawie czarne, zbudowane z pasemek diopsydu i hornblendy zwyczajnej. Skały te są bardzo bogate w tlenki żelaza. Zostały w nich opisane: zoizyt, tremolit i jasna mika. N. Hladka (1955) uważa te skarny za produkt metamorfizmu regionalnego. Wydaje się jednak, że do poglądu tego należy się odnosić z dużą dozą ostrożności, gdyż termiczne oddziaływanie granitu Karkonoszy na skały osłony jest powszechnie stwierdzone. W pobliskim, głównym pasmie łupków łyszczykowych granit ten doprowadził do powstania szerokiej strefy (200—300 m) zbudowanej z hornfelsów andaluzytowych i kordierytowych. Byłoby zatem co najmniej dziwne, gdyby nie stwierdzono oddziaływania termicznego tego granitu na sąsiadujące z nim prawie bezpośrednio wapienie. Wydaje się, że tyl-

ko duża czystość tych wapieni uchroniła je w głównej masie przed przeobrażeniem w skarny. Partie natomiast bogatsze w domieszki krzemianowe pod wpływem termicznego oddziaływania granitu zostały przeobrażone w skarny amfibolowo-piroksenowe.

Pozostała część omawianego pasma jest zbudowana z naprzemianległych warstw drobnosłojowych łupków łyszczykowych i gnejsów ze skaleniami potasowymi oraz słojowych gnejsów albitowych.

Łupki łyszczykowe składają się z naprzemianległych warstewek kwarcowych i łyszczykowych lub niemal całkowicie z drobnosłojowych łyszczyków. Warstewki łyszczykowe bywają przeważnie bardzo silnie zwichrzone i wymięte. Wśród łyszczyków dominuje przeważnie biotyt o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta$ ,  $\gamma$  — jasnobrazowa. Biotyt ten notowano także w postaci większych blaszek dowolnie zorientowanych. Jest to więc błada odmiana biotyту, stwierdzana już uprzednio w niektórych rejonach głównego kompleksu łupkowego. W łupkach kwarcowo-łyszczykowych kwarc charakteryzuje się ziarnem bardzo drobnym i wzajemnie pozazębianym. Niekiedy obserwowano warstewki bogate w epidot występujący dość często w postaci dużych i splekanych ziarn.

Gnejsy ze skaleniami potasowymi mają wyraźnie kierunkową teksturę i są zbudowane z kwarcu i dość cienkich lamin łyszczykowych. Zawierają one stosunkowo liczne blasty skaleni potasowych, występujące zazwyczaj w najbardziej stopniu poprzestane kaolinem. Nigdy nie obserwowano u nich budowy pertytowej ani kratki mikrokinowej. Wzrost tych blastów nastąpił w stosunkowo późnym okresie ewolucji metamorficznej, o czym można wnioskować na podstawie uwieczonych w nich kierunkowo ułożonych wrostków kwarcu, jak również i niekiedy ogarniętych przez te skalenie lamin drobnosłojowych łyszczyków. Wydaje się, że blasteza tych skaleni została wywołana dopływem potasu, tzn. ich powstanie jest wynikiem feldspatyzacji. W takim przypadku skały te byłyby pierwotnie łupkami łyszczykowymi, bardzo podobnymi do powszechnie spotykanych w kamienickim pasmie łupków łyszczykowych. Nigdy natomiast nie stwierdzono w omawianych skałach objawów albityzacji.

Bardzo podobnie do poprzednich skał są wykształcone gnejsy albitowo-mikrokinowe. Skały te zbudowane są z naprzemianległych

lamin łyszczkowych i kwarcowo-albitowych. Albit zawiera 6—8% anortytu, tworzy ziarna przeważnie drobne, silnie zmętniałe i gęsto poprzerastane serycytem. Zmętnienie albitu, podobne jak w rejonie Wojcieszyc, powstało prawdopodobnie w wyniku termicznego oddziaływania magmy granitu Karkonoszy na skały otoczenia. Skały te zawierają również liczne porfiroblasty skaleni potasowych. Skalenie te nie są wypierane przez albit.

Gnejsy z pseudomorfozami łyszczkowo-kaolinowymi po skaleniach były określane przez N. Hładkę (1955) mianem ortognejsów. Są to skały zbudowane z kwarcu i skaleni, w większości zastąpionych przez wyżej wspomniane minerały wtórne. Nie ma jednak żadnych przesłanek aby skały te uważać za pierwotnie magmowe, jak również żadnych dowodów wskazujących na ich inną genezę. Są one na tyle zmienione, że wnioskowanie o ich genezie może się obracać tylko w sferze teoretycznych rozważań. Ze skaleni skały te zawierają głównie albit częściowo normalnie zbliźniaczony, częściowo szachownicowy. Jest bardzo prawdopodobne, że albit szachownicowy powstał kosztem skaleni potasowych, aczkolwiek brak w nim zachowanych reliktywów tych ostatnich. Wszystkie plagioklasy tych skał są podobnie zmętniałe jak plagioklasy omówionych wyżej gnejsów. Jest prawdopodobne, że zmętnienie to powstało również i w tych skałach pod wpływem podwyższonej temperatury.

Zdaniem autora skały omówionego wystąpienia stanowią formację łączącą się genetycznie z głównym kompleksem łupkowym. Zespół skalny obu tych kompleksów jest podobny, aczkolwiek w rejonie Raspenavy łupki łyszczkowe są na ogół bardziej drobnoblastkowe niż w pasmie Starej Kamienicy. W kompleksie Raspenavy nie zaznaczył się proces albityzacji. Plagioklasy występujące w tych skałach są bardzo zmętniałe. Trzeba jednak wziąć pod uwagę, że skały te znajdowały się w bezpośrednim sąsiedztwie oddziałującego na nie termicznie granitu Karkonoszy.

#### SKAŁY WZGÓRZA WYRWAK

W kotlinie mirskiej, 2 km na południe od Mirska, w terenie na ogół bardzo zasłoniętym, na niewielkim pagórku Wyrwak (399,5 m n.p.m.) odsłaniają się białe skały kwarcytowe. Sądząc na podstawie mapy geologicznej G. Berga i W. Ahrensa (1921—1923) mamy tu następującą sekwencję warstw skalnych: północne stoki wzgórza tworzą leukogranity sąsiadujące z cienką żyłą skał kwarcowych biegnącą równoleżnikowo przez szczyt wzgórza, w kierunku południowym z kolei występują amfibolity, a dalej łupki łyszczkowe. W objaśnieniu do mapy G. Berg (1926a) wyjaśnia, że nie jest to typowa

żyła kwarcowa, lecz skała typu grejzenu. M. Budkiewicz (1949) stwierdził w tych skałach topaz i nazwał je topazytami.

Pierwsze pełne opracowanie petrograficzne tego zespołu skalnego podała M. Kozłowska (1956). Opisała ona w tym rejonie: łupki biotyto-we, łupki biotyto-wo-amfibolowe, łupki amfibolowe, amfibolity, leukogranity i różne typy grejzenów. Łupki biotyto-we są przeważnie bez skaleni lub zawierają nieliczne postkinematyczne skalenie poikilitowo przetkane innymi minerałami, a swym wykształceniem podobne do skaleni hornfelsów. Skały te są zupełnie niepodobne do łupków mikowych pasma kamienickiego. Te ostatnie stanowią wyraźną odmianę liściastą o dużych blaszkach łyszczków albo drobno złupkowe fyllity, łupki mikowe zaś wzgórza Wyrwak są drobnoziarniste, szare, drobno laminowane, przypominające paragnejsy. Skały amfibolowe według M. Kozłowskiej są tu reprezentowane przez trzy odmiany: łupki amfibolowe, łupki amfibolowo-biotytowe i amfibolity. Zdaniem M. Kozłowskiej łupki amfibolowe reprezentują skały najbardziej pierwotne, które ulegając biotytyzacji przekształcają się w łupki amfibolowo-biotytowe albo ulegając kontaktowej feldspatyzacji przechodzą w amfibolity.

Według M. Kozłowskiej leukogranity te w porównaniu z leukogranitami pasma kamienickiego są mniej zleukokratyzowane, a stopień albityzacji nie jest jeszcze tak wysoki. Grejzenizacja tych skał nałożyła się na albityzację. Procesowi grejzenizacji towarzyszyło działanie emanacji boronośnych, produkujących żelazisty turmalin, albo fluoronośnych dostarczających topazu. Wśród grejzenów właściwych M. Kozłowska wydzieliła następujące odmiany: grejzeny muskowitzowo-kwarcowe, topazowe z fluoritem oraz grejzeny turmalinowe.

J. Pawłowska (1966) badając przejawy grejzenizacji i koncentracji fluoru w metamorfiku Pogorza Izerskiego dała dokładny opis petrograficzny tych skał oraz stwierdziła występowanie we frakcji ciężkiej między innymi takich minerałów, jak: pirokseny i anataz. Zdaniem J. Pawłowskiej grejzeny od północy kontaktują z serią suprakrustalną o szerokości 80 do 100 m i upadach 38—45° ku N. Wśród łupków łyszczkowych obok odmian biotytowych stwierdziła ona również łupki muskowitzowe, a także zaobserwowała budowę strefową skał zgrejzenizowanych. Według J. Pawłowskiej turmalin wypiera plagioklasy, kwarc i starszy muskowitz, ulegając jednocześnie wtórnej muskowitzacji, sylifikacji i serycytyzacji. Autorka ta uważa grejzeny wzgórza Wyrwak za równoleżnikowe z metasomatycznym fluoritem obecnym w kwarcytach Krobicy i Świeradowa-Zdroju twierdząc, iż omawiane grejzeny stanowią wyżej temperaturowe ogniwo tych samych emanacji. Poza tym uważa ona, że po-

gład W. Heflika (1964) na związek emanacji działających na obszarze wzgórze Wyrwak z intruzją granitu Karkonoszy jest nieuzasadniony, ponieważ wspomniana intruzja nie była boro-nośna. Zdaniem W. Smulikowskiego (1972) omawiane pasmo może się ciągnąć aż do miejscowości Skiba i Pobiedna, gdzie notowano także wystąpienia łupków łyszczykowych. Należy jednak zaznaczyć, że w tych okolicach nie stwierdzono objawów grejzenizacji.

J. Domečka stwierdził na terenie Czechosłowacji, na południe od Jindřichovic (fig. 17, p. 29), w terenie całkowicie zasłoniętym, ułamki łupków łyszczykowych i skał turmalinowo-kwarcowych. Umożliwił on pobranie autorowi próbek tych skał. Łupki te są ciemne, drobnoziarniste, muskowitzowe z drobnymi, nielicznymi strzępami biotyty oraz silnie impregnowane grafitem. Kwarcyty turmalinowe są zbudowane z dużych ziarn kwarcu, prawdopodobnie metasomatycznego, i podobnych mu wielkością ziarn turmalinu. Trudno co prawda na podstawie tak ubożego materiału wysuwać jakieś bardziej pewne wnioski, jednak należy się liczyć z możliwością, że skały te stanowią przedłużenie serii suprakrystalnej występującej w rejonie wzgórze Wyrwak.

Ostatnio badania geochemiczne omawianych grejzenów podjął Ł. Karwowski (1972). Analizę teksturalną grejzenu wykonał T. Wieser (1956), stwierdzając, że jest on B-tektonitem Sandera.

#### ZŁOTNICKIE PASMO ŁUPKOWE

Skały tego pasma odsłaniają się stosunkowo dobrze w rejonie Jeziora Złotnickiego. Były one przedmiotem zainteresowania wielu badaczy, jednak do dzisiaj rejon ten nie doczekał się bardziej szczegółowego opracowania petrograficznego. W rejonie tym autor opracował petrograficzne skały leukokratyczne, które zostaną dość szczegółowo omówione. Ogólna natomiast charakterystyka innych typów skalnych zostanie podana na podstawie danych z literatury.

G. Berg (1935b) łupki łyszczykowe tego rejonu uważa za utwory typu kontaktowego, a mianowicie: hornfelsy i łupki plamiste, zmetamorfizowane następnie w strefach epi i mezo. Odnosił on także w tych skałach pseudomorfozy po kordierycie. M. Kozłowska-Koch (1961, 1965) stwierdziła stopniowe przejścia od zalbitowanych łupków łyszczykowych, chlorytowych, epidotowo-łyszczykowych poprzez gnejsy drobnooczkowe do bogatych w mikroklina gnejsów grubooczkowych. Przejście to odbywało się w wyniku stopniowej mikroklinizacji. W końcowej fazie nastąpiła w omawianym rejonie albityzacja, przejawiająca się wzrostem albitu szachownicowego. M. i J. Szalamachowie (1968a, 1968b) zaobserwowali tu także stopniowe przejścia od łupków do gnejsów

i stwierdzili podobieństwo omawianych skał do odpowiednich w rejonie Pilichowic.

Najnowszych danych dotyczących budowy geologicznej i zespołu petrograficznego rejonu Złotnik dostarczył W. Smulikowski (1972), który stwierdził, że od południa do północy występują tu kolejno następujące skały: gnejsy oczkowe, skały leukokratyczne, łupki kwarcytowe, łupki łyszczykowe, gnejsy laminowane i drobnooczkowe, gnejsy grubooczkowe i ponownie gnejsy laminowane.

Według W. Smulikowskiego (1972) gnejsy „południowe” przedstawiają skały silnie zmienne kataklastycznie, bogate w grubopertytowy mikroklina. Łupki łyszczykowe reprezentowane przez odmiany muskowitzowe i muskowitzowo-chlorytowe mogą zawierać biotyt. Te łupki, które mają porfiroblastyczny biotyt G. Berg uważa za utwór metamorfizmu kontaktowego. Łupki łyszczykowe zazębiają się sedymentacyjnie z łupkami kwarcowymi i kwarcytami. W skałach tych występuje również albit, który W. Smulikowski skłonny jest uważać za detrytyczny. Ku północy łupki przechodzą w gnejsy przejściowe (W. Smulikowski 1972) — skały pośrednie między łupkami łyszczykowymi a normalnymi gnejsami. Skały takie według tego autora występują zwykle w strefie granicznej między łupkami łyszczykowymi a gnejsami. Przechodzą one ku północy w gnejsy bardziej oczkowe zawierające oprócz albitu i skalenie potasowe, zwykle wypierane przez albit szachownicowy. W. Smulikowski sądzi, że skały łupkowe tego pasma mają charakter pośredni pod względem stopnia metamorfizmu między słabo zmetamorfizowanymi skałami Gór Kaczawskich a silniej przeobrażonymi utworami pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój.

Skały leukokratyczne w rejonie Złotnik występują, podobnie jak w pasmie Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, przy południowej granicy kompleksu łupkowego. Są to leukogranity z przejściami do jasnych gnejsów i leptynity. W rejonie tym notowano typowe leukogranity, obok których występują ogniwa pośrednie między nimi i jasnymi gnejsami, wreszcie gnejsy jasne z widoczną wyraźnie teksturą kierunkową podkreśloną cienkimi, nieciągłymi smugami biotyty. Leukogranity przedstawiają skały o strukturze średnio- i dość równoziarnistej, z niewielkim udziałem drobnoziarnistej frakcji mineralnej. Wykształcenie prawie wszystkich składników jest ksenoblastyczne; nawet plagioklasy nie wykazują żadnych tendencji do prawidłowego wykształcenia ścian. Tekstura leukogranitów jest bezładna. Zbudowane są one głównie z albitu (5—6% an.) i kwarcu. Wśród albitu dominuje albit normalny zwykle w dość wysokim stopniu poprzerastany serycytem. Dość często obserwowano

przerastanie się tego skalenia z systemem równozorientowanych, drobnych ziarn kwarcu. Albit szachownicowy nie jest w tych skałach zbyt liczny i nie tworzy ziarn wyróżniających się wielkością. Być może powstał on kosztem mikroklinu, jednak brak reliktyw tego ostatniego nie dostarcza na to żadnych dowodów. W omawianych skałach obserwowano również niewielkie ilości biotyty o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — prawie bezbarwna,  $\beta, \gamma$  — żółtozielona. Biotyt ten częściowo jest zastępowany chlorytem. W skałach tych notowano dość liczne skupienia tlenków żelaza, o zarysach zbliżonych do pokroju blaszek, być może stanowiących pozostałość po wypartym uprzednio biotycie. Leukogranity Żłotnik są stosunkowo bogate w cyrkon, który koncentruje się niekiedy w skupieniach złożonych z kilku ziarn.

Skały te od leukogranitów pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój różnią się ksenoblastyczną strukturą, niepełną leukokratyzacją pozostawiającą nieco biotyty i chlorytu oraz dość licznych tlenków żelaza. Leukogranity Żłotnik są natomiast podobne do odpowiednich skał opisanych w konglomeratach izerskich przez J. Chaloupsky'ego (1963, 1965). Obydwa typy skał zawierają drobne ilości biotyty i chlorytu oraz stosunkowo dużo tlenków żelaza. Leukogranity Żłotnik i wspomnianych konglomeratów przedstawiają typ albitowy z częstą przewagą albitu normalnego nad szachownicowym. Wydaje się, że leukokratyzacja leukogranitów Żłotnik polegała na zastąpieniu biotyty przez albit, ale żelazo nie zostało całkowicie wylugowane z tych skał, lecz pozostało w nich w postaci tlenków. Skały pośrednie między leukogranitami a gnejsami jasnymi są bardzo podobne do leukogranitów, tylko lokalnie jest dostrzegalna u nich pewna kierunkowość tekstury podkreślona cienkimi smugami łyszczyków. Jasne gnejsy zaś mają strukturę nierównoziaarnistą, obok osobników dużych występują w nich liczne drobne ziarna skaleni i kwarcu. W drobnoziaarnistych partiach jest widoczne kierunkowe ułożenie składników. Skały te są zdecydowanie bogatsze w łyszczyki niż leukogranity, zwłaszcza w muskowit, który skupia się w dość dużych pakietach złożonych z drobnoblaszkowej odmiany tego składnika. Gnejsy te zawierają dość liczne skalenie potasowe wypierane stopniowo przez albit. Wydaje się, że leukokratyzacja omawianych skał była związana z albityzacją, bowiem skały o wyższym stopniu albityzacji (leukogranity) są uboższe w składniki ciemne od jasnych gnejsów zawierających jeszcze dość obfity skałen potasowy.

W rejonie Żłotnik notowano także skały przypominające megaskopowo leptynity pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, ujawniające jednak pod mikroskopem strukturę porfiroblastyczną. Są one zbudowane z licznych stosunkowo dużych ziarn, tkwiących w drobno-

krystalicznej masie skalnej. Tekstura ich jest wyraźnie kierunkowa. Skalenie tworzące większe ziarna sugerują pochodzenie detrytyczne, a same skały przypominają zmetamorfizowane arkozy. Podobne przypuszczenie wyraził już W. Smulikowski (1972). Skały te są zbudowane głównie z kwarcu i przeważającego albitu, najczęściej w wysokim stopniu poprzerastanego serycytem. Albit szachownicowy zdecydowanie ustępuje albitowi normalnie zbliżniaczenemu. Albit szachownicowy jest przeważnie dość mętny, podobnie jak albity szachownicowe tworzące się kosztem mikroklinu. Można sądzić, że i w tych skałach zastąpił on obecny pierwotnie mikroklin, aczkolwiek żadnych nawet reliktywnych ziarn skaleni potasowego nie stwierdzono. Drobnoziaarniste tło skalne jest zbudowane z wzajemnie pozazębionych, nieprawidłowych ziarn skaleni i kwarcu. Z łyszczyków notowano tu tylko biotyt w postaci drobnych blaszek lub łusek o pleochroizmie z barwami:  $\alpha$  — prawie bezbarwna,  $\beta, \gamma$  — brązowa lub  $\alpha$  — bezbarwna,  $\beta, \gamma$  — żółtozielona. Pierwszy rodzaj biotyty zdaje się stanowić starszą generację o blaszkach często postrzępionych i zastępowanych chlorytem. Biotyt zielony zaś, wykształcony w postaci drobnych, czystych blaszek, sprawia wrażenie składnika wydzielonego później.

W postaci luźnych bloków stwierdzono w rejonie Żłotnik skały jasne, o drobnoziaarnistym tle, z widocznymi już megaskopowo automorficznymi tabliczkami plagioklazów. Tekstura ich jest wyraźnie kierunkowa, podkreślona niezbyt licznymi na ogół smugami biotyty. Pod mikroskopem nieraz obserwowano większe kryształy opływane przez kierunkowo zorientowane składniki drobnokrystalicznej frakcji mineralnej. Wydaje się, że są to zmetamorfizowane skały wylewne lub żyłowe. Fenokryształy tworzą kwarc i plagioklasy. Kwarc tworzy przeważnie ziarna dość duże, niekiedy o prawidłowych zarysach i lekko falistym wygaszaniu światła. Plagioklasy reprezentowane wyłącznie przez albit (7% an.) tworzą duże i automorficzne ziarna, często w wysokim stopniu poprzerastane serycytem.

Tło skalne jest zbudowane z drobnokrystalicznej, wzajemnie pozazębianej mozaiki złożonej z kwarcu i plagioklazów. Plagioklasy te bywają tylko w niewielkim stopniu poprzerastane serycytem i rzadko ujawniają lamelki zbliżniaczeń albitowych. Kwarc drobnokrystaliczny jest zorientowany kierunkowo, zgodnie z ogólną laminacją skały. Kierunkowość tekstury podkreślają cienkie na ogół smugi łyszczyków w towarzystwie chlorytu. Smugi te zbudowane są przeważnie z muskowitu z bardzo niewielkim udziałem biotyty o pleochroizmie o barwach od jasnobrazowej ( $\alpha$ ) do brązowej ( $\beta$  i  $\gamma$ ).

Stopień rekryształizacji tła skalnego jest różny. Niektóre partie są drobnoziaarniste, inne by-

wają zbudowane z ziarn nieco większych. Omawiane skały są impregnowane młodszym kwarcem żyłowym, który infiltruje przeważnie zgodnie z laminacją. Niekiedy tej młodszej generacji kwarcu towarzyszy apatyt w postaci dość dużych ziarn.

Biorąc powyższe pod uwagę można wyrazić pogląd, że w rejonie Złotnik — podobnie jak w pasmie Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój — leukokratyzacji uległa zróżnicowana seria skalna. Składały się na nią skały dość grubo- i równoziarniste, prawdopodobnie gnejsy, które dostarczyły leukogranitów i gnejsów leukokratycznych. Skały żyłowe lub wylewne uległy leukokratyzacji zachowując swoje charakterystyczne struktury. Leukokratyzacji uległy również skały, które pierwotnie mogły być arkozami, a obecnie przypominają megaskopowe leptynity. Obserwujemy więc tu podobne zróżnicowanie materiału ulegającego leukokratyzacji, jak w pasmie Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój.

#### ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE OKOLIC JINDŘICHOVIC (CSRS)

Na terenie Czechosłowacji w okolicy miejscowości Jindřichovice (fig. 17, p. 28) ukazują się na powierzchni cienki pakiet łupków krystalicznych, tworzących wtrącenie w gnejsach izerskich. Szerokość wychodni tego pokładu jest bardzo mała — około kilku lub kilkunastu metrów — tak że możliwość przesledzenia zmienności tych skał w profilu poprzecznym jest bardzo ograniczona. Skały *in situ* obserwuje się praktycznie w jednym profilu zgodnym z ogólnym biegiem tego pokładu. Skały te widoczne są na powierzchni tylko na terenie Czechosłowacji, być może łączą się z łupkami łyszczykowymi odwierconymi po stronie polskiej w okolicy wsi Giebułtów. Charakterystyka petrograficzna skał okolic Jindřichovic zostanie podana na podstawie materiałów zebranych przez autora w 1967 r.

W omawianych odsłonięciach występują skały szare, zbite, drobnoziarniste, o wyraźnie zaznaczonych teksturach kierunkowych. Są to przeważnie drobnoblaszkowe, a także gruboblaszkowe łupki chlorytowo-muskowitowe i kwarcowo-muskowitowe. Łupki muskowitowo-chlorytowe są zbudowane przeważnie z naprzemianległych warstewek muskowitowo-chlorytowych i kwarcowych. Laminy muskowitowo-chlorytowe są zwykle spokojne, miejscami jednak pofałdowane, a nawet zwichrzone. Łyszczyki i chloryty notowano tu przeważnie w postaci drobnoluseczkowej, jednak obserwuje się stopniową rekrytalizację tych drobnych form w większe blaszki. W efekcie tego procesu niektóre warstewki są już zbudowane z tak dużych blaszek muskowitu i chlorytu, że omawiane skały upodabniają się bardzo do ich od-

powiedników z pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Większa część chlorytu występującego w łupkach łyszczykowo-chlorytowych Jindřichovic powstała najprawdopodobniej kosztem uprzednio obecnego w tych skałach biotyту. Obserwowano bowiem w warstewkach chlorytowych reliktove pozostałości ciemnego łyszczyku zastępowane stopniowo chlorytem. Omawiane skały są bardzo ubogie w zorientowane poprzecznie do laminacji blaszki chlorytu.

Niekiedy łupki te są zbudowane wyłącznie z naprzemianległych lamin muskowitowych i chlorytowych nie przewarstwianych laminami kwarcowymi. Skały takie są zbudowane z grubszych warstewek jasnej miki, przewarstwianych cieńszymi i zbudowanymi z większych blaszek warstewkami chlorytowymi. W tej odmianie łupków notowano częściej niż w drobnoblaszkowych łupkach łyszczykowych blasty chlorytu poprzecznie zorientowane względem laminacji skały. Są one obserwowane zarówno w laminach muskowitowych, jak i chlorytowych. Biotyt stanowi podrzędny ilościowo składnik tych skał, a występuje w postaci drobnych blaszek i ulega postępującemu procesowi chlorytyzacji. Tylko w jednej próbce drobnoblaszkowego łupku muskowitowo-chlorytowego stwierdzono mętny, poprzerastany wzrostkami albit.

Odmienny typ skał omawianego wystąpienia przedstawiają łupki kwarcowo-muskowitowe. Są to skały zbudowane głównie z wzajemnie ze sobą pozazębianych drobnych lub średnich ziarn kwarcu i podrzędnej ilościowo jasnej miki skupionej w cienkich poprzerywanych smugach lub laminach. Smugi łyszczykowe są na ogół spokojne, tylko miejscami lekko pofałdowane, zbudowane z drobnoblaszkowego muskowitu i nielicznych, drobnych blaszek biotyту o pleochroizmie o barwach: dla  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna.

Skały z okolic Jindřichovic od odpowiednich skał pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój różnią się: 1) mniejszym na ogół stopniem rekrytalizacji łyszczyków i chlorytu, 2) bardziej zaawansowanym procesem chlorytyzacji biotyту i 3) sporadycznie tylko stwierdzanym albitem.

#### PROFIL GEOLOGICZNY W OKOLICY GIEBUŁTOWA

W najbliższej okolicy Giebułtowa, w gnejsach izerskich wykonano wiele wierceń o głębokości około 100 m. Dyrekcja Zakładów R1 w Kowarach umożliwiła autorowi opróbowanie rdzeni z wyżej wspomnianych utworów wiertniczych, za co chciałbym jej w tym miejscu serdecznie podziękować. Skały odwiercone w poszczególnych otworach są do siebie bardzo podobne, w związku z czym opracowano petro-

graficznie tylko jeden rdzeń. Wszystkie skały tego profilu zapadają stromo (upady rzędu 70—80°), a ponieważ próbki były pobrane z rdzeni, autor nie mógł określić kierunku upadów.

W części górnej profilu — do 62 m — występują gruboziarniste, jasne gnejsy, z ciekawym wtrąceniem łupków biotytowych na głębokości 39 m i przylegających do nich bezpośrednio drobnosłojowych gnejsów. Grubość tej wkładki nie przekracza 20 cm. Gnejsy górnej części mają strukturę oczkową, a teksturę wyraźnie kierunkową. Porfiroblasty skaleni, a czasem i kwarcu, tkwią wśród drobnoziarnistej masy zbudowanej z tych samych składników. Skały te są bogate w skalenie potasowe zwykle o budowie pertytowej. Skalenie te ulegają postępującemu procesowi albityzacji, którego końcowym efektem jest zastąpienie mikroklinu przez albit szachownicowy. Dość prawidłowe tabliczki plagioklazów bywają niekiedy obrastane przez mikroklin. Ku dołowi profilu zdaje się wzrastać ilość albitu szachownicowego, ale nawet te „dolne” gnejsy są stosunkowo bogate w skalenie potasowe. Prawdopodobnie cały albit szachownicowy powstał kosztem skaleni potasowych, o czym świadczą liczne relikty mikroklinu zachowane w albitach szachownicowym. Z łyszczyków notowano zarówno muskowit, jak i biotyt, z tym że dominuje muskowit. Łyszczyki koncentrują się w laminach lub gniazdowych skupieniach.

Gnejsy drobnosłojowe stanowiące wkładkę w gnejsach gruboziarnistych mikroskopowo przedstawiają skałę drobnoziarnistą z wieloma większymi blastami skaleni i kwarcu i o wyraźnie kierunkowej teksturze podkreślonej smugami jasnej miki. Ze skaleni obecny jest tylko albit o normalnym systemie zbliźniaczeń. Dolna część gnejsów gruboziarnistych, na głębokości 62 m, w ciekawej strefie została silnie skatakazowana.

Poniżej strefy tektonicznej omawiany profil jest bardziej urozmaicony. Zbudowany on jest z naprzemianległych, zgodnych warstw drobnoczkowych gnejsów albitowo-muskowitowych, łupków biotytowych, amfibolowo-biotytowych i chlorytowo-biotytowych. W niektórych partiach skały te zostały tak silnie skruszone, że mają już charakter kataklazytów. W takich partiach notowano także zazwyczaj wzmoczoną działalność roztworów hydrotermalnych, których pozostałością są żyłki albitowo-chlorytowe lub chlorytowe.

Gnejsy albitowe drobnoczkowe są skałami o wyraźnie kierunkowej teksturze zaznaczonej przez zgodne, na ogół cienkie pasma jasnego łyszczyku. Biotyt w omawianych skałach jest składnikiem podrzędnym, aczkolwiek zwykle w drobnych ilościach spotykany jest we wszystkich skałach. Głównym ich składnikiem jest albit, przeważnie w postaci drobnych ziarn, dość często w znacznym stopniu poprzerastanych

serycytem. Albit tworzy również porfiroblasty, przeważnie czyste lub tylko w nieznacznym stopniu zserycytywane. Większość dużych ziarn albitu szachownicowego powstała najprawdopodobniej kosztem drobnokrystalicznego tła skalnego, a nie przez albityzację mikroklinu. Zdaje się o tym świadczyć czystość ziarn albitu oraz brak jakichkolwiek reliktyw skaleni potasowego. W częściach centralnych niektórych ziarn albitu normalnie zbliźniaczonego ujawniają się drobne lamelki charakterystyczne dla albitu szachownicowego. Nieliczny mikroklin tworzy najczęściej ziarna drobne, wypełniające zakątki między ziarnami kwarcu i plagioklazów. W górnych partiach tych skał nie napotymano go w postaci większych blastów, natomiast w dolnych notowano sporadycznie porfiroblasty mikroklinu.

W dolnej części omawianego profilu, na głębokościach: 73,3—74,5 m, 78 m, 85—90 m zanotowano wkładki łupków biotytowo-chlorytowych podobnych do występujących na głębokości 39 m. Megaskopowo są to skały ciemne, silnie pofałdowane i wymięte. Pod mikroskopem ujawniają tekstury wyraźnie kierunkowe o silnie pofałdowanych i wymiętych warstwach łyszczykowo-chlorytowych. Ich głównym składnikiem jest biotyt o brunatnych barwach pleochroicznych, występujący przeważnie w postaci drobnych blaszek. W niektórych skałach jego blaszki osiągają duże rozmiary i bywają niekiedy dość prawidłowo wykształcone. W zmiennych ilościach biotytowi towarzyszy chloryt, którego większa część powstała kosztem ciemnego łyszczyku. Łupki te są przeważnie ubogie w minerały jasne, które są reprezentowane przez drobne ziarna kwarcu i albitu, niekiedy jednak udział tych minerałów dość poważnie wzrasta i wtedy upodabniają się one do gnejsów albitowo-biotytowych.

Większość omawianych skał jest przetkana drobnymi przeważnie ziarnami epidotu, tytanitu, cyrkonu, a także zawiera liczne ziarna apatytu. Epidoty są reprezentowane głównie przez epidot zwyczajny, rzadziej przez klinozoizyt, tworzące niekiedy dość duże ziarna, zwykle ułożone dłuższą osią zgodnie z laminacją skały. Dookoła znacznej części ziarn epidotu, tworzących wrostki w biotycie, obserwowano wyraźne obwódki pleochroiczne. Tytanit tworzy ziarna niewielkie, jednak dość często o zarysach zbliżonych do idioblastycznych. Skały te są również bogate w cyrkon, często w postaci dość dużych i prawidłowych słupków.

Na głębokości 89 m, poniżej łupków biotytowych występują łupki amfibolowo-biotytowe. Zespół mineralny tych skał — poza amfibolem — jest zbliżony do wyżej omówionych łupków. Amfibol wykształcony jest w postaci słupków o barwach pleochroicznych zielonych z lekko niebieskawym odcieniem, przeważnie dobrze zachowany i w nieznacznym stopniu zbiotytowy-



wany lub schlorytyzowany. Podobnie jak wyżej omówione łupki skały te są przetkane ziarnami epidotu, cyrkonu i tytanitu.

Jest prawdopodobne, że wyżej scharakteryzowane łupki biotytowe powstały drogą biotytyzacji amfibolitów. Podobną bowiem sytuację notowano w górnej części profilu geologicznego wzdłuż Czerniawki w Czerniawie-Zdroju, gdzie łupki biotytowe tworzą cienkie i zgodne wkładki w gnejsach leukokratycznych. W niektórych łupkach stwierdzano nieraz liczne ziarna amfiboli — zwykle w wysokim stopniu zbiotytowanych. Zdaje się nie ulegać wątpliwości, że łupki biotytowe Czerniawy-Zdroju powstały w wyniku biotytyzacji skał zawierających amfibol — prawdopodobnie łupków amfibolowych. Podobne wykształcenie i podobny zespół minerałów głównych i pobocznych zdają się przemawiać na rzecz przyjęcia analogicznej

genezy dla odpowiednich skał rejonu Giebułtowa.

Być może łupki biotyto-chlorytowe rejonu Giebułtowa stanowią przedłużenie pasma łupkowego występującego w okolicy Jindřichovic w Czechosłowacji. Co prawda zespół skalny pasma Jindřichovického i Giebułtowskiego jest inny, w pierwszym notowano przeważnie łupki muskowitzowe, natomiast w Giebułtowie panują łupki biotyto-chlorytowe. Łupki łyszczykowe Jindřichovic tworzą grubsze, Giebułtowa zaś cienkie wtrącenia w kompleksie izerskim. Jest bardzo prawdopodobne, że przez Jindřichovice i Giebułtów przebiega strefa gnejsów izerskich przewarstwianych licznymi, przeważnie cienkimi pokładami łupków łyszczykowych i łupków amfibolowych, z których część została zbiotytowana.

## Część VI

### WNIOSKI PETROGENETYCZNE

#### MATERIAŁ WYJŚCIOWY SKAŁ PASMA STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

#### Łupki łyszczykowe i gnejsy śródlupkowe

Materiałem wyjściowym dla łupków łyszczykowo-chlorytowych były najprawdopodobniej łupki ilaste. Łupki łyszczykowe pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój (tab. 4, pr. 2—5) mają skład chemiczny bardzo podobny jak skały ilaste i fyllity. Dla porównania zamieszczono zestawienie przeciętnych składów chemicznych skał ilastych i fyllitów (tab. 18). Podobna w obu typach skał jest zawartość  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i sumy alkali, natomiast zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w łupkach łyszczykowych jest nieco wyższa. Łupki łyszczykowe omawianego pasma są bardzo ubogie w  $\text{CaO}$ , podobnie jak łupki ilaste Gór Kruszcowych.

Cechą charakterystyczną łupków łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój jest ich ubóstwo w sód. Jest to tym ciekawsze, że skały te znajdują się w rejonie szczególnie intensywnej penetracji tego składnika. Wielkie kompleksy wokół pasma łupkowego, a nawet gnejsy wewnątrz tego pasma zostały w wysokim stopniu zalbityzowane. Te odchylenia składu chemicznego łupków łyszczykowych od składu chemicznego skał ilastych są jednak w sumie bardzo małe i należy je tłumaczyć specyfiką konkretnego kompleksu skalnego.

Wśród łupków łyszczykowych notujemy cienkie wtrącenia łupków szczególnie bogatych

w granaty, różniących się składem chemicznym od otaczających je skał (tab. 4, pr. 6). Łupki szczególnie bogate w granaty są zbudowane głównie z  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\text{FeO}$ . Być może była to wkładka skał ilastych stosunkowo bogatych w żelazo.

Próbka 1 (tab. 4) przedstawia skład chemiczny łupku stosunkowo bogatego w albit, który spowodował większą zawartość sodu. Trudno się wypowiedzieć czy albit ten wykrył się na skutek doprowadzenia sodu, czy też przedstawia on skałę detrytyczną. Autorowi wydaje się bardziej prawdopodobna ta pierwsza hipoteza. Albit skupia się w laminach łyszczykowych w postaci drobnych ziarn sprawiających wrażenie składnika później wykrytalanego.

Gnejsy śródlupkowe tworzą wiele zgodnych wtrąceń w przeważających łupkach łyszczykowych. G. Berg (1935a) przyjmował, iż stanowią one apofizy międzyłupkowe magmy ortognejsowej. K. Smulikowski (1958) poddał przekonującej krytyce ten pogląd, a sam wyraził przypuszczenie, że mogły one powstać z feldspatytacji pewnych pokładów łupków mikowych. Jak wynika jednak z załączonego wykresu trójkątnego: skalenie — łyszczyki + chloryt — kwarc (fig. 2), gnejsy śródlupkowe są zdecydowanie bogatsze w skalenie od łupków łyszczykowych. Najważniejszą rzeczą wynikającą z tego wykresu jest to, iż nie ma stopniowego przejścia między gnejsami i łupkami łyszczykowymi. Gnejsy w większości zawierają powyżej 40% skaleni, natomiast łupki łyszczykowe — poniżej 20%. Tylko sporadycznie w re-

Tabela 18

Sredni skład chemiczny łupków ilastych i fyllitów (% wag.)  
Average chemical composition of shales and phyllites (weight per cent)

Składniki chemiczne	Numer próbek								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	59,68	57,58	58,90	58,10	57,51	60,64	57,80	58,45	56,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	18,66	15,63	15,40	22,25	17,32	19,47	18,99	17,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	3,80	4,07	4,02	2,28	2,25	1,74	1,42	3,83
FeO	0,96	4,13	2,48	2,45	5,09	3,66	6,97	6,72	5,09
MgO	2,11	1,33	2,47	2,44	2,64	2,60	3,06	3,05	2,54
CaO	1,52	1,21	3,15	3,11	0,47	1,54	1,00	1,25	1,00
Na <sub>2</sub> O	1,09	0,90	1,32	1,30	1,32	1,19	1,59	2,96	1,23
K <sub>2</sub> O	2,49	4,03	3,28	3,24	4,76	3,69	3,35	2,28	3,79
H <sub>2</sub> O+	4,77		3,72	5,00		3,51	3,98	3,82	3,31
H <sub>2</sub> O-	3,73					0,62			0,38
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,85	0,66	0,65	0,57	0,73	0,20	0,12	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,23	0,17	0,17	0,15				0,14
CO <sub>2</sub>	0,87		2,67	2,63		1,47	0,23	0,47	0,84
SO <sub>3</sub>	0,85			0,64					0,28
S	0,21						0,53	0,63	
F	0,07								
Cl	0,01								
BaO	0,08								
MnO	0,19	0,15			0,14				0,10
Inne			1,48						
Suma	99,34	92,87	100,0	99,15	97,18	99,22	99,93	100,16	96,84

1 — łupki ilaste (trias, kreda) formacji Pierre shale (USA), średnia z 17 analiz (Tourtelot 1962), 2 — łupki ilaste (ordowik) Barandien (CSRS), średnia ze 124 analiz (Kukal, *vide* Suk 1964), 3 — łupki ilaste, (Grout 1932), 4 — łupki ilaste różnowiekowe, średnia z 78 analiz (Clarke 1924), 5 — fyllity (paleozoik), Góry Kruszcowe, średnia z 9 analiz (Satran, *vide* Suk 1964), 6 — fyllity różnowiekowe, średnia z 36 analiz (Eckel 1904), 7 — fyllity (archaik) Minnesota (USA), średni skład (Grout 1933), 8 — fyllity (archaik) Minnesota (USA), średni skład (Grout 1933), 9 — fyllity (prekambr), średnia z 33 analiz (Nanz 1953).

jonie Świeradowa-Zdroju stwierdzano gnejsy stosunkowo ubogie w skalenie, a bogate w kwarc. Gnejsy te nie powstały więc wskutek feldspatyzacji łupków łyszczykowych, gdyż w takim przypadku powinno by się spotykać liczne ogniwa przejściowe między gnejsami a łupkami łyszczykowymi.

Porównując skład chemiczny łupków łyszczykowych i gnejsów śródłupkowych (tab. 4 i 7) widać duże różnice: łupki łyszczykowe są skałami zdecydowanie bogatszymi w Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO i K<sub>2</sub>O, natomiast gnejsy są bogatsze w Na<sub>2</sub>O i SiO<sub>2</sub>. Zdaniem autora gnejsy te były pierwotnie wtrąceniami piaskowców w przeważających osadach ilastych. Dla porównania zamieszczono zestawienie średnich składów chemicznych szarogłazów i arkoz (tab. 19). Porównując skład chemiczny gnejsów i szarogłazów widać zbieżność jedynie w zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Gnejsy są bogatsze od szarogłazów w SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, uboższe zaś w CaO, FeO i MgO. Skład chemiczny gnejsów jest bliższy arkozom, gdyż notuje się w obu tych typach skalnych zbliżone zawartości SiO<sub>2</sub>, MgO, FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i K<sub>2</sub>O. Arkozy są bogatsze w CaO, a uboższe w

Na<sub>2</sub>O i Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Trzeba wziąć jednak pod uwagę, że gnejsy śródłupkowe zostały w dużej mierze zalbityzowane, skutkiem czego ich skład chemiczny uległ zmianie. W skałach tych pierwotny plagioklaz (prawdopodobnie oligoklaz lub andezyn) został zastąpiony albitem, dlatego też w gnejsach jest większa zawartość sodu, a mniej wapnia. Omawiane gnejsy uległy także leukokratyzacji (tab. 7, pr. 4), toteż w niektórych z nich jest taki mały udział TiO<sub>2</sub>, FeO i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Oczywiście przy tak poważnych zmianach chemicznych trzeba założyć możliwość popełnienia błędu, dlatego też autor nie twierdzi, że skały te były pierwotnie arkozami, ale uzasadniony wydaje mu się pogląd, że były to pierwotnie skały grupy piaskowców, a więc arkozy, piaskowce szarogłazowe lub arkozowe.

### Leptynity

Geneza tych drobnoziarnistych skał — niekiedy z nielicznymi smugami ciemnego łyszczyku — jest bardzo trudna do ustalenia. Brak w

Tabela 19

Średni skład chemiczny szarogłazów i arkoz (% wag.)  
Average chemical composition of greywackes and arkoses (weight per cent)

Składniki chemiczne	Numer próbki						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	66,75	65,50	69,7	69,7	64,67	76,37	77,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,54	12,57	14,3	14,3	13,41	10,63	8,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	0,69	1,0	1,9	1,24	2,12	1,5
FeO	3,54	5,63	2,5	2,4	4,53	1,22	0,7
MgO	2,15	3,30	1,2	1,8	3,23	0,23	0,5
CaO	2,54	4,69	1,9	1,3	3,04	1,30	2,7
Na <sub>2</sub> O	2,93	2,41	3,5	3,1	2,99	1,84	1,5
K <sub>2</sub> O	1,99	1,57	2,4	1,4	2,02	4,99	2,8
H <sub>2</sub> O+	2,42	0,84	1,9	2,4	1,94	0,83	0,9
H <sub>2</sub> O-	0,55	0,14	0,4	0,4	0,20		
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,53	0,6	0,5	0,57	0,41	0,3
MnO	0,12	0,11	0,1	0,1	0,13	0,25	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,21	0,2	0,1	0,14	0,21	0,1
CO <sub>2</sub>	1,24	1,31	0,1	0,9	2,15	0,54	3,0
SO <sub>3</sub>	0,25						
Inne	0,20	0,52	0,1				
Suma	100,61	100,02	99,9	100,3	100,26	100,94	100,0

1 — szarogłazy, średnia z 61 analiz (Pettijohn 1963), 2 — szarogłazy (Afryka Południowa), średnia z 7 analiz (Visser 1956), 3 — szarogłazy mezozoiczne (Nowa Zelandia), średnia z 14 analiz (Reed 1957), 4 — szarogłazy paleozoiczne (Góry Harzu), średnia z 17 analiz (Mattiat 1960), 5 — szarogłazy prekambryjskie, średnia z 12 analiz (Pettijohn 1963), 6 — arkozy, średnia z 5 analiz (Pettijohn 1957), 7 — arkozy, średnia z 32 analiz (Pettijohn 1963).

nich jakichkolwiek reliktyw mogących rzucić światło na ich genezę. Dlatego też autor (K. Kozłowski 1968) zaproponował dla nich nazwę leptynity, genetycznie neutralną, a określającą opisowo strukturę i skład mineralny. Skały te, związane wyraźnie z kompleksem łupków łyszczykowych, tworzą przeważnie grube warstwy przy jego południowym kontakcie z leukogranitami. Występują one również w innych częściach kompleksu łupkowego, np. w północnym kontakcie z gnejsami izerskimi w rejonie Starej Kamienicy lub w postaci kilkucentymetrowej grubości wkładek wśród łupków łyszczykowych rejonu Kwieciszowic.

J. Oberc (1966) uważa leptynity za zmetamorfizowane tufy law kwaśnych. Zdaniem autora jest to pogląd prawdopodobny, chociaż w bardzo licznych płytkach cienkich nie stwierdzono nigdy reliktyw, które mogłyby wskazywać na wiązanie ich genezy z działalnością wulkaniczną. Tymczasem w innych skałach pochodzenia piroklastycznego zachowały się do dziś automorficzne kwarcy (W. Smulikowski 1966).

Sposób występowania leptynitów, ich wyraźna przynależność do kompleksu osadowego, dzisiaj w większości wykształconego w postaci łupków łyszczykowych, nasuwa przypuszcze-

nie, że mogły one być pierwotnie również skałami osadowymi należącymi do tego samego kompleksu, różniły się zaś tylko strukturą i zespołem mineralnym. Można przypuszczać, że leptynity nie były pierwotnie skałami ilastymi, bo te w czasie ewolucji metamorficznej dostarczyły łupków łyszczykowych, ani też kwarcytami, które zachowały swą odrębność tworząc wtrącenia nawet wśród leptynitów. Leptynity mogły natomiast przedstawiać pierwotnie drobnoziarniste skały kwarcowo-skaleniove, czyli typ skalny zbliżony do mułowców szarogłazowych, a może nawet arkozowych. Skały takie składałyby się pierwotnie z drobnych ziarn skaleni potasowych, plagioklazów, kwarcu, łyszczyków i drobnych okruchów skalnych. W czasie metamorfizmu przeszłyby one w drobnoziarniste gnejsy.

Wydaje się, że duże znaczenie dla dyskusji o genezie leptynitów mają podobne do nich skały stwierdzone w rejonie Złotnik. W skałach tych zachowały się reliktywne struktury skał wylewnych oraz osadowych. Zdaniem W. Smulikowskiego (1972) i autora kompleks złotnicki jest w mniejszym stopniu zmetamorfizowany niż kompleks Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój i dlatego struktury pierwotne niektórych skał metamorficznych są tu jeszcze

dostrzegalne. Wypływa z tego wniosek, że materiałem wyjściowym do utworzenia leptynitów mogły być zarówno skały osadowe typu mułowców arkozowych, jak i tufy wulkaniczne, a wcale nie wykluczone, że i lawy wulkaniczne typu ryolitów.

### Amfibolity

Skały amfibolowe pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój są dotychczas mało poznane, gdyż były znajdowane przeważnie w formie luźnych bloków. Trudno więc w pewny sposób wypowiedzieć się o genezie tych skał. Wydaje się jednak, że w większości przypadków materiału do utworzenia amfibolitów i łupków amfibolowych dostarczyły wkładki margliste w pierwotnym kompleksie osadowym.

### Leukogranity i gnejsy leukokratyczne

Leukogranity i gnejsy leukokratyczne występują głównie przy południowej granicy kompleksu łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Skały te powstały kosztem gnejsów izerskich. Jak wiadomo, kompleks gnejsów izerskich stanowi formację zróżnicowaną petrograficznie, a zdaniem wielu badaczy także genetycznie. Część skał tego kompleksu może być pochodzenia magmowego, część przedstawia sfieldspatyzowaną serię suprakrustalną. Gnejsy sąsiadujące od południa z omawianym pasmem łupkowym także stanowią zróżnicowaną serię. W większości przedstawiają skały dość gruboziarniste, jednolicie wykształcone, bez wtrąceń łupków łyszczykowych. Jest bardzo prawdopodobne, że były one pierwotnie skałami magmowymi. Ten typ gnejsów po leukokratyzacji dostarczył leukogranitów, które występują obecnie od Wojcieszyc do Starej Kamienicy, a następnie od Kwieciszowic do Czerniawy-Zdroju i dalej w Czechosłowacji.

Na niedługich odcinkach sąsiadowała z pasmem łupków łyszczykowych seria suprakrustalna, prawdopodobnie zbudowana głównie z materiałów ilastych i piaskowców. Skały te w czasie procesów metamorficznych dostarczyły łupków łyszczykowych i paragnejsów. Zostały również w wysokim stopniu sfieldspatyzowane. Być może były to pierwotnie skały podobne do tworzących obecnie pasmo łupkowe Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Skały te były bardziej drobnoziarniste od ortognejsów i bogate w łyszczyki, a zwłaszcza muskowit. Ich tekstury kierunkowe, podkreślane grubymi pakietami łyszczyków, niełatwo ulegały zatarciu w czasie leukokratyzacji i zostały w sposób mniej lub bardziej wyraźny zachowane do dzisiaj. Skały takie w czasie leukokratyzacji do-

starczyły skał pozbawionych składników ciemnych, lecz z widocznymi teksturami kierunkowymi, czyli gnejsów leukokratycznych, które spotykamy obecnie między Starą Kamienicą i Kwieciszowicami oraz w profilu górnej Czerniawki w Czerniawie-Zdroju. W rejonie między Starą Kamienicą i Kwieciszowicami J. Oberc (1967 a) stwierdził także liczne enklawy autochtoniczne w leukogranitach.

Stosunki ilościowe głównych składników leukogranitów i gnejsów leukokratycznych obrazują dwa trójkąty koncentracyjne (fig. 19 i 20). Jak wynika z trójkąta koncentracyjnego kwarc — mikroklin — albit, leukogranity i gnejsy leukokratyczne są skałami o podobnej ilości kwarcu. Większa część leukogranitów jest bardzo uboga w mikroklin, natomiast gnejsy leukokratyczne są zwykle bogatsze w skalenie potasowe. Rozpatrując stosunki ilościowe między albitem normalnym, albitem szachownicowym i mikroklinem (fig. 20) stwierdzono między nimi dość wyraźne różnice. Leukogranity ubogie w skalenie potasowe są zazwyczaj bogate w albit szachownicowy. Były one pierwotnie skałami stosunkowo bogatymi w skalenie potasowe, wyparte następnie przez albit szachownicowy. Inaczej wygląda to w odniesieniu do gnejsów leukokratycznych. Wiele punktów projekcyjnych tych skał grupuje się w pobliżu naroża albitu normalnego, czyli są to skały, które od początku zawierały ze skalenia głównie plagioklasy. Inne gnejsy leukokratyczne są bogate w skalenie potasowe (około 60% w stosunku do

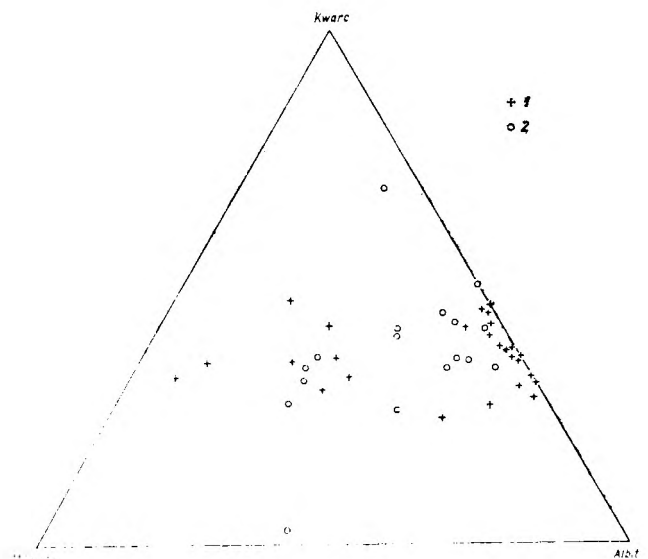


Fig. 19

Leucogranites and leucocratic gneisses in the triangle: mikroclin — albit — kwarc  
1 — leucogranites, 2 — leucocratic gneisses

Leucogranites and leucocratic gneisses in the triangle: microcline — quartz — albite  
1 — leucogranites, 2 — leucocratic gneisses

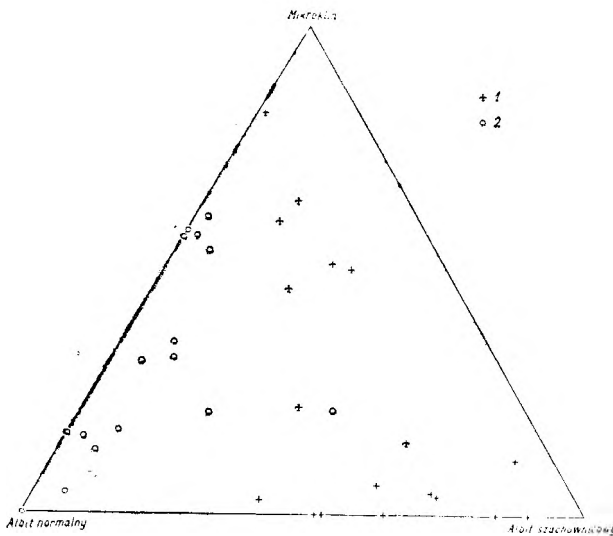


Fig. 20

Leukogranity i gnejsy leukokratyczne w trójkącie: albit normalny — mikroklin — albit szachownicowy  
1 — leukogranity, 2 — gnejsy leukokratyczne

Leucogranites and leucocratic gneisses in the triangle: normal albite — microcline — chessboard albite  
1 — leucogranites, 2 — leucocratic gneisses

sumy skaleni). Między tymi członami skrajnymi istnieją ogniwa pośrednie. Wynika z tego, że gnejsy leukokratyczne były pierwotnie zróżnicowane pod względem mineralnym. Były prawdopodobnie wśród nich odmiany zawierające prawie sam plagioklaz, jak i odmiany bogate w skalenie potasowe. Wypływa z tego wniosek, że materiał, z którego powstały leukogranity i gnejsy leukokratyczne, różnił się nie tylko sposobem wykształcenia, lecz również składem mineralnym.

#### LEUKOKRATYZACJA, ALBITYZACJA, WZBOGACENIE WE FLUORYT I TURMALIN SKAŁ PASMA STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

W omawianym pasmie do skał pozbawionych całkowicie lub częściowo biotyту należą: leukogranity, gnejsy leukokratyczne, niektóre leptynity, a w małym stopniu i pewne odmiany łupków łyszczykowych, w których biotyt bywa wypierany przez albit. Skały takie notujemy głównie przy południowej granicy pasma łupkowego, ale również przy jego północnej granicy, a niekiedy i w partiach centralnych. Wszystkie skały występujące w strefach przesunięć tektonicznych są zleukokratyzowane. Składników ciemnych zostały więc pozbawione różne rodzaje skał, występujące w różnych rejonach omawianego pasma. W świetle tych faktów nie do przyjęcia jest teoria G. Berga (1926a, b, c), iż leukogranity stanowią fację brzeżną granitognejsu izerskiego. Wiele istotnych zastrzeżeń dotyczących tej teorii opublikował K.

Smulikowski (1958), wysuwając hipotezę, iż na granicy łupków i gnejsów w czasie ruchów kaledońskich powstały głębokie odklucia, którymi przechodziły ku górze wglębne emanacje pneumatolityczno-hydrotermalne, pod wpływem których brzeżne partie gnejsów uległy przeobrażeniu w leukogranity.

Szczegółowe badania terenowe i laboratoryjne potwierdziły całkowicie hipotezę K. Smulikowskiego. Tylko przy jej pomocy można wyjaśnić leukokratyzację różnych rodzajów skał w całym pasmie Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Oczywiście działalność tych roztworów mogła się przejawiać najintensywniej w strefach uprzywilejowanych, a więc na granicach kontrastujących składem petrograficznym kompleksów i we wszystkich strefach zluźnień tektonicznych, a w mniej wyraźnej formie wewnątrz pasma łupków łyszczykowych, doprowadzając tam do powstania śródlupkowych leptynitów. Leukokratyzacja omawianych skał polegała na wypieraniu z nich ciemnych składników, głównie biotyту. Wydaje się, że w większości wypadków biotyt był zastępowany albitem. Zauważono to wielokrotnie w plamistych łupkach łyszczykowych. Trudno jest stwierdzić, czy w leukogranitach biotyt został zastąpiony tym samym składnikiem, ale autorowi to przypuszczenie wydaje się najbardziej prawdopodobne.

W leptynitach obserwowano inne objawy leukokratyzacji, a mianowicie biotyt z silnym pleochroizmem zostaje zastępowany „bladą” odmianą tego składnika z bardzo delikatnymi barwami pleochroicznymi. Trudno jest wytłumaczyć ten proces nie dysponując wieloma analizami chemicznymi biotyту. Jednak jest prawdopodobne, że biotyt ten ulega „fengityzacji”, to znaczy zostaje zubożony w Fe i Mg. W takim przypadku musiałyby być doprowadzone Al i Si. W omawianych skałach Si jest bardzo dużo, ponieważ obfitują one w kwarc, trudno jednak założyć nie mając pewnych dowodów doprowadzenie glinu.

Drugim procesem, który odegrał wielką rolę na omawianym terenie, była albityzacja. Zalbityzowane zostały w dużej mierze leukogranity, niektóre gnejsy śródlupkowe, część leptynitów i w niewysokim stopniu łupki łyszczykowe. Albityzacja polegała głównie na zastępowaniu albitem szachownicowym mikroklinu. Należy również sądzić, że w omawianym kompleksie uczestniczyły pierwotnie bardziej zasadowe plagioklasy, które w czasie albityzacji zostały zastąpione albitem. Obecnie z plagioklazów w omawianych skałach występuje prawie wyłącznie albit i to zwykle ubogi w cząsteczkę anortytową (0—5% an.). W niektórych przypadkach albityzacja polegała na zastępowaniu biotyту albitem. Jak już zauważył K. Smuli-

kowski, w najwyższym stopniu zostały zalbityzowane skały w zachodnich rejonach pasma łupkowego, a najmniej we wschodnich (fig. 21 i 22). Obserwacje autora potwierdzają to spostrzeżenie, lecz dostarczają również pewnych nowych danych. Leukogranity na zachodzie (rejony Czarniawy-Zdroju i Świeradowa-Zdroju) są ogólnie bogatsze w albit od leukogranitów rejonów wschodnich, jednak zarówno wśród leukogranitów „zachodnich” notowano niewielkie ilości odmian bogatych w mikroklin, jak wśród „wschodnich” stwierdzano leukogranity ze skałami zawierające wyłącznie albit (tab. 10 i 11).

Ciekawe spostrzeżenie wynika z diagramu kwarc — mikroklin — albit (fig. 21), na którym zestawiono wyniki analiz mikrometrycznych

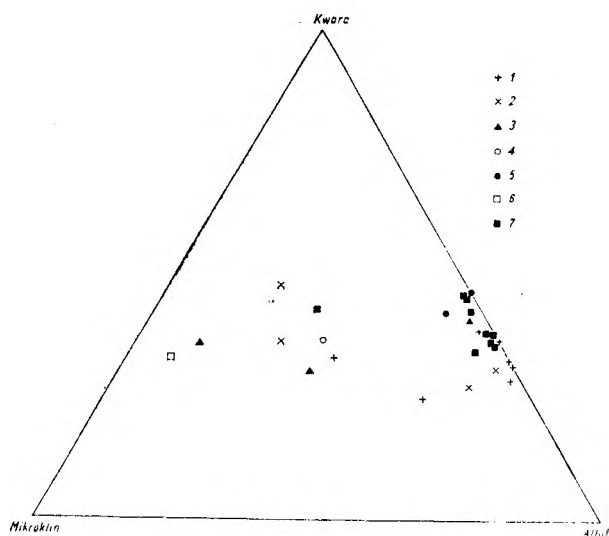


Fig. 21

Leucogranity w trójkącie: mikroklin — kwarc — albit  
1 — leukogranity Czarniawy-Zdroju, 2 — leukogranity Kwieciszowice, 3 — leukogranity Kopańca, 4 — leukogranity Nieproszowa, 5 — leukogranity Świeradowa-Zdroju, 6 — leukogranity Przeczniczy, 7 — leukogranity Kotliny

Leucogranites within triangle: microcline — quartz — albite

1 — leucogranites of Czarniawa-Zdrój, 2 — leucogranites of Kwieciszowice, 3 — leucogranites of Kopaniec, 4 — leucogranites of Nieproszów, 5 — leucogranites of Świeradów-Zdrój, 6 — leucogranites of Przecznicza, 7 — leucogranites of Kotlinia

leukogranitów. Okazuje się bowiem, że leukogranity są albo bogate w albit, albo zawierają dość liczny mikroklin. Na wspomnianym wykresie zaznacza się wyraźna luka między tymi dwoma rodzajami leukogranitów. Spostrzeżenie to potwierdza zestawienie analiz chemicznych (tab. 13), z którego widać wyraźnie, że leukogranity są albo bogate w  $\text{Na}_2\text{O}$ , albo  $\text{K}_2\text{O}$ , natomiast skał o pośredniej zawartości tych dwu składników jest niewiele. Wynika z tego wniosek, że proces zastępowania skalenia potasowych albitem odbywał się selektywnie, ale gdy już

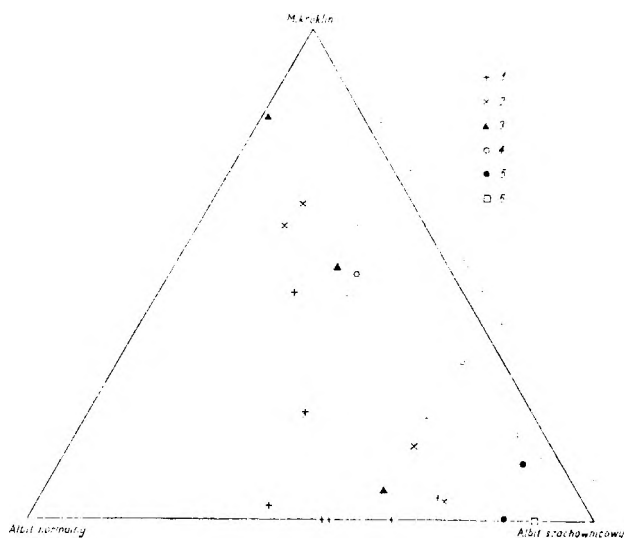


Fig. 22

Leucogranity w trójkącie: albit normalny — mikroklin — albit szachownicowy

1 — leukogranity Czarniawy-Zdroju, 2 — leukogranity Kwieciszowice, 3 — leukogranity Kopańca, 4 — leukogranity Nieproszowa, 5 — leukogranity Świeradowa-Zdroju, 6 — leukogranity Przeczniczy

Leucogranites within triangle: normal albite — microcline — chessboard albite

1 — leucogranites of Czarniawa-Zdrój, 2 — leucogranites of Kwieciszowice, 3 — leucogranites of Kopaniec, 4 — leucogranites of Proszowa, 5 — leucogranites of Świeradów-Zdrój, 6 — leucogranites of Przecznicza

się rozpoczął, doprowadzał do całkowitego zastąpienia mikroklinu albitem. Stąd dzisiejsze „enklawy” leukogranitów bogatych w skalenie potasowe wśród w większości całkowicie zalbityzowanych leukogranitów „zachodnich” i odwrotnie — obecność leukogranitów albitowych wśród stosunkowo słabo zalbityzowanych leukogranitów „wschodnich”.

Gnejsy leukokratyczne są uboższe w albit, a zwłaszcza w szachownicowy, od leukogranitów, natomiast wiele z nich zawiera dość obfity mikroklin. Gnejsy leukokratyczne zatem oporniej ulegały procesom albityzacji od leukogranitów. Podobnie przedstawia się sytuacja wśród gnejsów śródlupkowych, z których większa część jest bogata w skalenie potasowe. Leptynity zostały bardzo silnie zalbityzowane w rejonie Czarniawy-Zdroju i Świeradowa-Zdroju, mniej w rejonie Kotliny. Leptynity jasne — zleukokratyzowane — często nie zawierają mikroklinu, w leptynitach zaś z postdeformacyjnym biotytem składnik ten dość często występuje. W leptynitach więc zaznacza się wyraźny związek między leukokratyzacją a albityzacją. W mniejszym stopniu zostały zalbityzowane łupki łyszczykowe, które często nie zawierają albitu. Albityzacja niektórych z nich polegała głównie na zastępowaniu postdeformacyjnych płytek biotyty przez albit.

Duża część leukogranitów, gnejsów izerskich pasma południowego i leptynitów jest stosunkowo bogata w turmalin. W leukogranitach i gnejsach koncentruje się on w gniazdowych skupieniach, w leptynitach zaś czasem tworzy warstewki zgodne z laminacją skały albo wypełnia żyłki przecinające leptynity w różnych kierunkach. Obecność turmalinu w omawianych skałach jest wyraźnie związana z południową granicą kompleksu łupkowego, chociaż notowano turmalin także przy północnej granicy tego kompleksu, zwłaszcza gdy jest ona tektoniczna. Widać więc wyraźnie, że roztwory produkujące turmalin wykorzystwały podobne drogi penetracji jak roztwory leukokratyzujące. Skały najbogatsze w turmalin notuje się w rejonach zachodnich, gdzie działalność roztworów leukokratyzujących była największa (największe masy leukogranitów, gnejsów leukokratycznych i wybielonych leptynitów).

Skały wzbogacone we fluoryt to zwykle kwarcyty. Występowanie tych skał nie jest tak powszechne jak skał turmalinonośnych. Kwarcyty fluoronośne występują najczęściej w środkowych partiach kompleksu łupkowego. Kwarcyty te stwierdził autor w rejonie Kwieciszowic, najliczniej zaś występują one w rejonie Świeradowa-Zdroju. Skały fluoronośne rejonu Świeradowa-Zdroju dokładnie zostały opracowane przez J. Pawłowską (1966).

W niektórych strefach, zwłaszcza zluźnień tektonicznych, obserwowano wzbogacenie skał w młode generacje kwarcu i mikroklinu. Należy zaznaczyć, że zjawisko to ma zasięg tylko lokalny. Późny mikroklin charakteryzuje się dużą czystością ziarn, delikatną i wyraźną kratką bliźniaczą oraz brakiem przerostów pertytowych. Obrasta on niekiedy ziarna turmalinu. Należy go więc uważać za składnik równowiekowy lub młodszy od turmalinu. O lokalnym uruchamianiu roztworów potasonośnych w późnym etapie można sądzić na podstawie notowanego niekiedy zastępowania turmalinu przez muskowitz.

Dość trudno jest ustalić następstwo czasowe tych omówionych wyżej procesów. Zdaniem autora w pierwszym etapie nastąpiła leukokratyzacja obecnych leukogranitów i gnejsów leukokratycznych. W tym samym czasie nastąpiło wzbogacenie w składniki femiczne leptynitów i niektórych łupków łyszczykowych przez utworzenie się w nich płytkowego biotytytu. Składnik ten wypierany z leukokratyzowanych gnejsów był wychwytywany przez leptynity i łupki łyszczykowe. Pogląd ten można uzasadnić następująco: proces leukokratyzacji większości leukogranitów i gnejsów leukokratycznych można uważać za skończony. Są one w większości całkowicie pozbawione ciemnych składników, gdy tymczasem we wszystkich rejonach, co prawda w różnych ilościach, skały te stosunkowo są bogate w mikroklin. Skały te

nie uległy więc pełnej albityzacji. W niektórych wypadkach procesy albityzacji i leukokratyzacji zachodziły jednocześnie, wtedy gdy biotytyt był zastępowany albitem. Zdaniem autora albit tworzył się najpierw kosztem ciemnych składników, a dopiero później atakował skałenie potasowe. Dlatego też nie całkowicie zleukokratyzowany kompleks leukogranitowo-gnejsowy między Wojcieszycami a Starą Kamienicą jest w bardzo niskim stopniu zalbityzowany. Trwający nadal dopływ sodu powodował zastępowanie skałenia potasowego albitem w leukogranitach i jednoczesną leukokratyzację skał przyległych — głównie leptynitów, a niekiedy i łupków łyszczykowych. Część leptynitów, zwłaszcza w rejonach zachodnich, została nie tylko zleukokratyzowana, lecz i zalbityzowana. Wreszcie etap końcowy to uruchomienie roztworów produkujących turmalin i fluoryt, a lokalnie i młodszą generację mikroklinu.

#### MINERALNO-FACJALNA PRZYNALEŻNOŚĆ SKAŁ KOMPLEKSU

STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

Określając przynależność mineralno-facjalną skał kompleksu kamienickiego autor oparł się głównie na podręczniku H. G. F. Winklera (1967). Według tego autora metamorfizmowi regionalnemu skały ulegają głównie w trzech facjach: zeolitowej 200—400° (*burial metamorphism*), zielenicowej od 400 do 530—550° i amfibolitowej od 530—550° do anateksis. Metamorfizm skał w facji granulitowej następuje tylko w szczególnych warunkach. Fację zielenicową i amfibolitową H. G. F. Winkler dzieli na dwa typy w zależności od ciśnienia: wysokie ciśnienia typ „Barrovian” i niskie ciśnienia typ „Abukuma”. Nazwę facja zielenicowa stosuje on dla obu wyżej wymienionych typów, natomiast fację amfibolitową typu „Barrovian” określa mianem almandynowo-amfibolitowej, a typu „Abukuma” — kordierytowo-amfibolitowej.

Metamorfizm skał kompleksu kamienickiego nastąpił przy udziale wysokich ciśnień, szczególnie w warunkach wysokiego stresu, skały te uległy więc przeróbce metamorficznej typu „Barrovian”.

H. G. F. Winkler zgodnie z F. J. Turnerem i J. Verhoogenem (1960) dzieli fację zielenicową typu „Barrovian” na trzy subfacje oznaczające wzrost temperatury:

- 1) kwarcowo - albitowo-muskowitowo-chlorytową
- 2) kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytową
- 3) kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynową.

Subfacja trzecia odpowiada warunkom ciśnienia i temperatury facji epidotowo-amfibolitowej według P. Eskoli (1939).

Fację almandynowo-amfibolitową w zależności od wzrastającej temperatury H. G. F. Winkler dzieli na trzy subfacje:

- 1) staurolitowo-almandynową,
- 2) dystenowo-almandynowo-muskowitową,
- 3) syllimanitowo-almandynowo-ortoklazową.

Skały omawianego kompleksu uległy metamorfizmowi w warunkach subfacji kwarcowo-albitowo-almandynowej facji zieleńcowej, o czym świadczy powszechny granat — almandyn w łupkach łyszczykowych oraz hornblenda w łupkach amfibolowych i amfibolitach. Skały te zostały więc zmetamorfizowane w warunkach stosunkowo wysokich temperatur (około 500—550°). Kwestią otwartą pozostaje, czy nie uległy one metamorfizmowi w jeszcze wyższych temperaturach odpowiadających facji almandynowo-amfibolitowej. O przynależności do tej facji świadczy głównie według H. G. F. Winklera obecność plagioklazów zawierających co najmniej 7% an. i staurolitu. W skałach omawianego kompleksu nie stwierdzono takich plagioklazów z wyjątkiem aureoli kontaktowej granitu Karkonoszy. Jednak obecność bardziej zasadowego plagioklazu w tej aureoli może być wynikiem oddziaływania intrudującego granitu na skały otoczenia. Nie stwierdzono też staurolitu w łupkach łyszczykowych pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój.

Trudno jednak z drugiej strony pominąć fakt, że cały omawiany kompleks został w bardzo wysokim stopniu zalbityzowany, w czym można upatrywać przyczyny obecnego braku bardziej zasadowych plagioklazów. Skały te zostały zmetamorfizowane w wyższym stopniu niż łupki łyszczykowe Złotnik i inne łupki łyszczykowe tworzące wtrącenia wśród gnejsów izerskich na północ od pasma łupków Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój.

W późniejszym okresie omawiane skały uległy metamorfizmowi regresywnemu, o czym świadczy zastępowanie granatów agregatem łyszczykowo-chlorytowym, a także wypieranie biotyту przez chloryt.

#### EWOLUCJA METAMORFICZNA SKAŁ PASMA STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ

Łupki łyszczykowe pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój stanowią fragment starej serii suprakrystalnej, być może wieku algonckiego, która została w głównej swojej masie zgranityzowana i dostarczyła część dzisiejszych gnejsów izerskich. Jak wykazała M. Kozłowska-Koch (1961, 1965) gnejsy izerskie stanowią najprawdopodobniej zespół poligeniczny złożony zarówno ze zgranityzowanej serii suprakrystalnej, jak i granitoidowych intruzji magmowych. Autor skłonny jest zgodzić się z tezą M. Kozłowskiej-Koch, uważając ją za najbardziej prawdopodobną i najlepiej udokumentowaną. Do wyrażenia takiego poglądu upoważniają au-

tora obserwacje własne poczynione na obszarze występowania gnejsów izerskich, na południe od pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, z których część to najprawdopodobniej pierwotne granity, a część zgranityzowana seria suprakrystalna.

Kluczowym zagadnieniem jest ustalenie wieku uformowania się owego poligenicznego zespołu skał w gnejsy izerskie. Duża część geologów skłania się do wniosku, że zgnejsowanie tej serii nastąpiło w prekambrze, w czasie orogenezy asyntyjskiej. Poglądy takie były wyrażane przez Kodyma i Svobodę (1948), K. Smulikowskiego (1951), J. Oberca (1960a, b, 1961, 1965), J. i M. Szalamachów (1958), M. Kozłowską-Koch (1960, 1961, 1965), H. Teisseyre'a (1962). Należy tu jednak zaznaczyć, że istnienie tej orogenezy w bloku Karkonoszy nigdy nie zostało udowodnione.

Szczegółowe badania litologiczno-petrograficzne oraz analizy strukturalne przeprowadzone przez W. Smulikowskiego i J. Skalową (*vide* H. Teisseyre 1968) na pograniczu serii izerskiej i kaczańskiej, w rejonie Wlenia, dostarczyły nowych faktów. Na podstawie tych badań H. Teisseyre (1968) uważa, że zarówno w kompleksie izerskim, jak i kaczańskim zachodziły jednocześnie fałdowania, najprawdopodobniej wieku młodokaledońskiego. Dalsze szczegółowe badania W. Smulikowskiego (1972) prowadzone na pograniczu serii kaczańskiej i izerskiej dostarczyły nowych danych, różnych zasadniczo od uzyskanych w rejonie Wlenia. Te nowe dane tak skomplikowały obraz granicznej serii izersko-kaczańskiej, że zdaniem W. Smulikowskiego nie można ich obecnie jednoznacznie zinterpretować. Tym niemniej biorąc pod uwagę wiele faktów zebranych przez H. Teisseyre'a (1968) istnienie orogenezy młodokaledońskiej na obszarze bloku izerskiego należy uważać za całkiem prawdopodobne.

W tym miejscu należy również wspomnieć o odkryciu przez J. Chaloupsky'ego (1963, 1965) otoczków niektórych skał izerskich w zlepieńcach górnego ordowiku, w utworach metamorficznych występujących na południe od Karkonoszy. Wśród tych otoczków występują, według J. Chaloupsky'ego, granity albitowe, które autor ten jest skłonny paralelizować z leukogranitami pasma łupkowego Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, oraz keratofiry, hornfelsy kwarcowo-turmalinowe, kwarcyty, fyllitowe szarogłazy, łupki fyllitowe, wapienie krystaliczne i dolomity. Gdyby wśród tych otoczków były leukogranity pochodzące z erozji leukogranitów kompleksu Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój, wtedy ich leukokratyzacja musiałaby nastąpić wcześniej niż w kaledońskim cyklu orogenicznym. H. Teisseyre (1968) punkty niejasne dotyczące tych otoczków precyzuje w sposób następujący: 1) zlepieńce nie są datowane paleontologicznie, 2) brak wśród nich oto-



czaków gnejsów izerskich i 3) brak opracowań sedimentologicznych i określenia kierunku transportu. Autor dzięki uprzejmości J. Chaloupsky'ego zebrał dość okazałą kolekcję tych otoczków w celu porównania ich z odpowiednimi skałami pasma Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. Wśród zebranych okazów były liczne jasne granity, ewentualne odpowiedniki leukogranitów.

Zdaniem autora te jasne granity nie są odpowiednikami leukogranitów pasma kamienickiego. Różnice między obu powyższymi typami skał są następujące:

1. Wśród otoczków brak odmian zawierających skalenie potasowe.

2. Granity w otoczkach są co prawda ubogie w biotyt, ale większość z nich składnik ten zawiera. Biotyt z tych skał nie jest ługowany, ale przechodzi w chloryt.

3. Jak wynika z analiz chemicznych podanych przez J. Chaloupsky'ego, skały te w składniki ciemne są wyraźnie bogatsze od leukogranitów, na co zwróciła uwagę M. Kozłowska-Koch (1965).

4. Dość wyraźne są również różnice w składzie plagioklazów: w leukogranitach zawartość cząsteczki anortytowej wynosi przeważnie 0—5%, gdy w otoczkach jest wyższa (6—11%).

Wydaje się więc, że otoczki te przedstawiają jasne granity nie odpowiadające leukogranitom występującym w pasmie Kamienickim. Zdaniem autora sprawą nadzwyczaj ważną jest brak wśród otoczków gnejsów izerskich, co zostało już podkreślone przez H. Teisseyre'a, czyli brak skał najbardziej rozpowszechnionych w omawianym obszarze. Autora nie zdziwiłby brak leukogranitów wśród otoczków gnejsów izerskich, ale fakt odwrotny jest wart co najmniej poważnego zastanowienia. Najprościej można by wyjaśnić ten brak stwierdzeniem, że gnejsy izerskie w owym czasie nie zostały jeszcze uformowane. Obecność natomiast skał zawierających obfity albit, i to przeważnie szachownicowy, świadczy, że proces albityzacji zaczął się już w okresie przedkaledońskim, co nie wyklucza jego kontynuacji lub wznowienia w okresach późniejszych. Podobnie penetracja roztworów turmalinonośnych mogła być również wieloetapowa.

Autor biorąc pod uwagę ostatnie fakty dostarczone przez różnych badaczy, a zestawione przez H. Teisseyre'a (1968, 1970), skłonny jest do przyjęcia poglądu, iż gnejsy izerskie zostały uformowane w czasie orogenezy młodokaledońskiej. Przyjmując to podstawowe, a nie całkowicie jeszcze udowodnione założenie, rozwój omawianego kompleksu można przedstawić następująco:

Pierwotna seria osadowa, prawdopodobnie wieku algonckiego, uległa w okresie przedkaledońskim regionalnemu metamorfizmowi i selektywnej feldspatyzacji. Seria ta złożona z

przeważających materiałów ilastych, mułkowych, piaskowców arkozowych i szarogłazowych, wapieni, margli, ryolitów i ich tufów, uległa progresywnemu metamorfizmowi. Kompleks ten został silnie zmetamorfizowany, osiągając co najmniej warunki kwarcowo-epidotowo-almandynowej subfacji facji zielencowej (Winkler 1967). Większa część tej serii została sfeldspatyzowana i jest bardzo prawdopodobne, że intrudowały w nią magmy kwaśne. Nie jest wykluczone, że cały ten wielki kompleks już w okresie przedkaledońskim uległ selektywnej albityzacji (otoczki granitów albitowych w ordowiku, J. Chaloupsky 1963, 1965). Dzisiejsze pasmo łupków krystalicznych nie zostało sfeldspatyzowane w owym czasie i przedstawia obecnie relikt tej większej suprakrustalnej serii. Cała ta wielka seria została ukierunkowana w czasie orogenezy młodokaledońskiej. Większa jej część przekształciła się w obecne gnejsy izerskie, omawiane zaś pasmo w serię łupków krystalicznych, złożoną z łupków chlorytowo-łyszczykowych — pierwotne skały ilaste, gnejsów — pierwotne piaskowce arkozowe lub szarogłazowe, leptynitów — pierwotne ryolity, tufy ryolitowe lub mułowce arkozowe, oraz amfibolitów — pierwotne margle.

W czasie orogenezy młodokaledońskiej powstały liczne złóżnienia, przeważnie na granicach serii złożonych z różnych materiałów, jak również i w obrębie bardziej jednorodnych serii. Wykorzystując te uprzywilejowane drogi podchodziły nimi roztwory, które w pierwszym etapie powodowały leukokratyzację skał, czego konsekwencją było utworzenie się leukogranitów, gnejsów leukokratycznych i bezbiotytowych leptynitów. Roztwory te ługowały ciemne łyszczyki ze skał leukokratyzowanych wydzielając je w dalej położonych leptynitach i łupkach łyszczykowych, co prowadziło do wzbogacenia ich w owe charakterystyczne płytki dowolnie ułożonego biotyту. Płytki tego biotyту w większości wypadków są nie zdeformowane, ale niekiedy bywają jednak w pewnym stopniu uszkodzone. Biorąc to pod uwagę autor sądzi, że proces leukokratyzacji rozpoczął się u schyłku fałdowań kaledońskich, a główny jego etap nastąpił już po całkowitym wygaśnięciu ruchów tektonicznych. Proces ten, ograniczony tylko do pewnych uprzywilejowanych stref, był jakby wstępem do owej regionalnej albityzacji, która była procesem o dużym nasileniu i szerokim zasięgu. W następnym etapie nastąpiło uruchomienie roztworów borowofluoronośnych, produkujących turmalin i fluoryt. Lokalnie i tylko w pewnych uprzywilejowanych strefach doszło w tym końcowym etapie do uruchomienia roztworów produkujących mikroklin.

Kompleks łupków krystalicznych uległ następnie metamorfizmowi regresywnemu, którego objawem jest przechodzenie biotyту w chlo-

ryt i wypieranie granatu przez agregat łyszczykowo-chlorytowy.

Wydaje się możliwe, że w czasie erozji zostały odsłonięte głębsze partie pasma łupków krystalicznych Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój na zachodzie, a płytsze na wschodzie.

Instytut Geochemii,  
Mineralogii i Petrografii  
Uniwersytetu Warszawskiego

W ten sposób można by wytłumaczyć obecność większych mas leukogranitów na zachodzie i ich wyższy stopień albityzacji. Z drugiej jednak strony obfitość emanacji na zachodzie może wynikać z położenia emanującego ogniska lub intensywniejszych rozkłuc tektonicznych.

Warszawa, maj 1972

#### LITERATURA

- BEDERKE E., 1939: Die Kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 91.
- BEDERKE E., 1956: Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotektonisches Symposium zu Ehren von H. Stille. Stuttgart.
- BERG G., 1912: Interessante Konglomeratgerölle im Kulm östlichen Riesengebirges. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*
- BERG G., 1921—1922: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte. Berlin. 1925.
- BERG G., 1926a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Friedeberg a. Queiss. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1926b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte. Berlin.
- BERG G., 1926c: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Flinsberg-Strickenhäuser. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1935a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Altkemnitz. — Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1935b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Greiffenberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1941: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Schreiberhau u. Schnee grubenbaude. Berlin.
- BERG G., AHRENS W., 1921—1923: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Friedeberg am Queiss. Berlin 1925.
- BIRECKI T., 1959: Złoże cyny w Przeczniczy (Dolny Śląsk). The tin ore deposit at Przecznicza, Lower Silesia. *Zesz. nauk. Akad. Gór.-Hutn.*, t. 22, z. 3.
- BLUMRICH J., 1913: Minerale vom Kalkberge in Raspenau. *Mitt. aus d. Ver. d. Naturwiss. in Reichensberg Jahrg.* B. 41.
- BLUMRICH J., 1925: Die Minerale und Gesteine des Friedländer Bezirkes. *Heimatkunde des Bez. Friedland.*
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica*, vol. II.
- BRÜLL E., 1942: Zur Altersfrage des Isergebirgs gneiss und des Gneises von Gross Wandriss. — *Zbl. Miner. Geol. Paleont. Abt. B*, H. 1. Stuttgart.
- BUDKIEWICZ M., 1949: Skała kwarcowo-topazowa z Kamienia. A quartz topaz rock from Kamień, Lower Silesia (preliminary report). *Państw. Inst. Geol., Biul.* nr 58.
- BUDKIEWICZ M., 1952: Magmowa skała przeobrażona z Kotliny na Dolnym Śląsku. A magmatic metamorphic rock from Kotlina, Lower-Silesia. *Państw. Inst. Geol., Biul.* nr 80.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty v krkonošském krystalniku. Die Konglomerate im Kristallin von Krkonoše. *Sb. Ustř. Ust. Geol.* 28.
- CHALOUPSKÝ J., 1965. Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. *Krystalinikum* t. 3.
- CHALOUPSKÝ J., SVOBODA J., TASLER R., SOUKUP J., 1963: Geologická mapa CSRS 1:200 000 M-33-X Liberéc. Praha.
- CLARKE F. W., 1924: The data of Geochemistry. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 770.
- ECKEL E. C., 1904: On the chemical composition of American shales and roofing slates. *Journ. Geology* vol. 12.
- ESKOLA P., 1939 (Barth, Correns, Eskola): Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- GROUT F. F., 1932: Petrography and Petrology. New York, London.
- GROUT F. F., 1933: Contact metamorphism of the slates Minnesota by granite and by gabbro magmas. *Bull. Geol. Soc. America* vol. 44.
- HARAŃCZYK C., 1963: Kruszczošne łupki krystaliczne Gór Izerskich. Metal bearing crystalline schists in the Izer Mountains. *Rudy i Metale nieżel.* nr 4.
- HEFLIK W., 1960: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna skały skaleniowej z Kotliny w Górach Izerskich. *Spraw. PAN Oddz. w Krakowie.* VII—XII.
- HEFLIK W., 1964: Skała skaleniowa z Kotliny (Dolny Śląsk). The feldspathic rock from Kotlina (Lower Silesia). *Prace geol.* 23.
- HLADKA N., 1955: Mineralogicko-petrografické poměry na Vápenném Vrchu u Raspenavy a jeho širším okolí. *Diplomová práce.* Praha.
- JASKÓLSKI S., 1962: Erwägungen über die Genese zinnführender Schiefer in Isergebirge (Niederschlesien). *Prace geol.* 12.
- JASKÓLSKI S., 1967a: Polimetaliczna mineralizacja tlenkowo-siarczkowa w granitognejsach Gór Izerskich (Dolny Śląsk) i jej pochodzenie. Polimetallic oxide and sulphide mineralization in gneissose granites of the Isera Mountains (Lower Silesia) and its origin. *Prace geol.* 43.
- JASKÓLSKI S., 1967b: Złoże cyny w Gierczyniu. *Prz. geol.* nr 5.
- JASKÓLSKI S., MOCHNACKA K., 1958: Złoże cyny w Gierczyniu w Górach Izerskich na Dolnym Śląsku i próba wyjaśnienia jego genezy. Tin deposits at Gierczyn, in Iser Mountains, Lower Silesia, and attempt of elucidating their origin. *Arch. miner.* t. 22, z. 1.
- JOKELY J., 1859: Der nordwestliche Theil des Isergebirges und das Gebirge von Rumburg und Hainpach in Böhmen. *Ib. de K. K. geologischen Reichsanstalt*, nr 3. Wien.
- KARWOWSKI L., 1971: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna grejzenów z Kamienia k/Mirska w Sudetach (Dolny Śląsk). *Biul. geol. UW* t. 14.
- KODYM R., SVOBODA J., 1948: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoše a Jizerských hor. The Caledonian nappe structures of Krkonoše and Jizerské Hory. *Sb. Statn. Geol. Ust.* 15.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1957: Problem cynonošnych łupków kwarcowo-serycytowych z chlorytem w

- rejonie Gierczyna-Przecznicy. *Rudy i Metale nie-  
żel.* nr 3.
- KOZŁOWSKA M., 1956: Grejzeny z Kamienia k. Mir-  
ska w Sudetach. On the greisen rocks from Ka-  
mien near Mirsk (Western Sudeten, Poland). *Arch.  
miner.* t. 19, z. 1.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Some new petrologic  
observations concerning the Iser granite-gneisses  
of West Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc.  
géol. géogr.*, vol. VIII, nr 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1961: On the origin of the  
Iser gneisses of Leśna in the West Sudetes. *Bull.  
Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* vol. IX, nr 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1962: a) Iзера gneisses and  
granites in the gorge of the Bóbr river near Je-  
lenia Góra, b) Iзера granite-gneisses and their  
relations to the granitoids of Łużyce (Lausitz).  
Guide to the Excursion of the Polish part of the  
geological field conference, dealing with the pro-  
blem of the northern border of the Bohemian  
Massif. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965: Granitognejsy Pogó-  
rza Izerskiego. The granite-gneisses of the Iзера  
Highlands. *Arch. miner.* t. 25, z. 1 i 2.
- KOZŁOWSKI K., 1962: Mica schists of the Kamienica  
Range and their contact with the Iзера granite-  
gneisses. Guide to the Excursion of the Polish  
Part of the geological field conference, dealing  
with the problem of the Northern Border of the  
Bohemian Massif. Warszawa.
- KOZŁOWSKI K., 1966: Skąły turmalinonośne Czer-  
niawy Zdroju w Sudetach Zachodnich. Tourmaline  
bearing rocks at Czerniawa Zdrój (Western  
Sudetes). *Arch. miner.* t. 26, z. 1 i 2.
- KOZŁOWSKI S., PAWŁOWSKA J., 1967: Surowce  
skalne w górach Izerskich. Rocky mineral raw  
materials in the Iзера Mts. — *Kwart. geol.* t. 11,  
z. 2.
- MATTIAT B., 1960: Beitrag zur Petrographie der  
Oberharzer Kulmgrauwacke. *Beitr. z. Miner. u  
Petr.* B. 7, H. 4.
- MENZEL G., 1863: Die wichtigeren Mineralien und  
Gebirgsarten des Iser und Jeschkegebirges.
- MICKIEWICZ A., 1960: Hornfelsy okolicy Wojcieszyc  
kolo Jeleniej Góry i ich przynależność facjalna.  
Maszynopis (Zakład Petrografii Skął Krystalicz-  
nych UW Warszawa).
- NANZ R. H., 1953: Chemical composition of pre-Cam-  
brian slates with notes on the geochemical evolu-  
tion of Lutites. *Journ. Geol.* vol. 61.
- NIEMCZYNOW-ŚLIWOWA G., 1962: Skąły leukogra-  
nitowe okolic Świeradowa Zdroju. *Prz. geol.* nr 10.
- NOVAK F., 1954: Rudni a mineralogické poměry v se-  
verovýchodních Jizerských Horách. Diplomová  
práce. Praha.
- OBERC J., 1958: Izerska seria suprakrustalna. *Prz.  
geol.* nr 8/9.
- OBERC J., 1960a: Tektonika wschodnich Karkonoszy  
i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern  
Karkonosze tectonic and their position in the Su-  
deten structure. *Acta geol. pol.* vol. 10, z. 1.
- OBERC J., 1960b: Podział geologiczny Sudetów. Geo-  
logical subdivision of the Sudeten. *Inst. Geol.*  
nr 30.
- OBERC J., 1961: An outline of the geology of the Kar-  
konosze-Iзера Block. *Zesz. nauk. UW.* t. V, Ser.  
B, nr 8.
- OBERC J., 1965: Postępy geologii prekambriu na Dol-  
nym Śląsku. Progress in the Pre-cambrian geo-  
logy of the Lower Silesia. *Prz. geol.* nr 7.
- OBERC J., 1966: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym  
Śląsku. The Early-Assyntic orogene in Lower Si-  
lesia. Z Geologii Ziemi Zachodnich.
- OBERC J., 1967a: Struktury szkieletowe w leukogra-  
nicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy.  
Skeletal structures in the Iзера leucogranite in  
the vicinities of Kopanec and Mała Kamienica.  
*Kwart. geol.* t. 11, nr 2.
- OBERC J., 1967b: Tektonika łupków lyszczykowych  
w kamieniołomie w Krobicy. *Prz. geol.* nr 5.
- PAWŁOWSKA J., 1963: Występowanie skalenia cera-  
micznego w Kotlinie Mirskiej na Dolnym Śląsku.  
*Kwart. geol.* t. 7, nr 3.
- PAWŁOWSKA J., 1964a: Wstępne wyniki poszukiwań  
fluorytu w Górach Izerskich. *Kwart. geol.* t. 8,  
nr 4.
- PAWŁOWSKA J., 1964b: Krzywe rozkładu i wska-  
zówki zmienności dla złoża leukogranitu w Gó-  
rach Izerskich. Decomposition curves and change-  
ability indexes for leucogranite deposits in the  
Izerskie Mts. *Prz. geol.* nr 4.
- PAWŁOWSKA J., 1964c: Nowa baza surowca skale-  
niowego w Górach Izerskich. *Kwart. geol.* t. 8,  
nr 2.
- PAWŁOWSKA J., 1966: Koncentracja fluoru i przeja-  
wy grejzenizacji w metamorfikum Pogórza Izer-  
skiego. Fluorine concentration and syptoms of  
greisenization in the metamorphic of the Iзера  
Highland. *Inst. Geol., Biul.* nr 201.
- PAWŁOWSKA J., 1968: Leukogranity Pogórza Izer-  
skiego jako źródło surowca skaleniowego. The  
leucogranites of the Iзера Highland as a source  
of feldspar for industrial purposes. *Inst. Geol.,  
Biul.* nr 223.
- PETRASCHECK W. E., 1933: Die Erzlagerstätten des  
Schlesischen Gebirges. *Arch. Lagerst. Forsch.* B.  
59. Berlin.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary rocks, 2nd ed.  
New York.
- PETTIJOHN F. J., 1963: Chemical composition of  
sandstones — excluding carbonate — and volca-  
nic sands. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440 — S.
- PUTZER H., 1940: Die Zienführende Fahlerzlag-  
stätten von Giehren in Isergebirge. *Z. Dtsch. Geol.  
Ges.* 92.
- RAUMER K., 1813: Der Granit des Riesengebirges und  
die ihn umgebenden Gebirgs-Familien. Berlin.
- REED J. J., 1957: Petrology of Lower Mesozoic rocks  
of the Wellington. *Bul. Geol. Serv. New Zealand*  
57.
- RICHTER K., 1904: Der körnige Kalk des Kalkberges  
bei Raspenava in Böhmen. *ib. der K. K. geologi-  
schen Reichsanst.* B. 54, nr 2. Wien.
- RIMANN E., 1910: Der geologische Bau des Iserge-  
birges und seines nördlichen Vorlandes. *ib. Kö-  
niglich. Preuss. Geol. Landesanst.* 31, T. 1. Berlin.
- ROSE G., 1857: Ueber den Granit des Riesenge-  
birges im Nordwestern begrenzenden Gneiss.  
*Z. Dtsch. Geol. Ges.* 19. Berlin.
- SALAĆIŃSKI R., 1965: Problemy genetyczno-złożowe  
okruszcowania kasyterytowo-siarczkowego łupków  
izerskich w rejonie Czerniawy Zdroju. Depositio-  
nal and genetical problems of cassiterite-sulphide  
mineralization of the izerskie schists in the Cz-  
erniawa-Zdrój area. *Biul. Geol. UW*, t. 5.
- SMULIKOWSKI K., 1951: Uwagi o starokrystalicznych  
formacjach Sudetów. The old crystalline forma-  
tions of the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow.  
Geol.*, t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Łupki mikowe i granito-  
gnejsy na północnych zboczach Pasma Kamienic-  
kiego w Sudetach Zachodnich. Micaschists and  
granite-gneisses on the northern slopes of the Ka-  
mienica mountain-chain in Western Sudeten. *Inst.  
Geol. Biul.* nr 127.
- SMULIKOWSKI W., 1966: Some geological observa-  
tions concerning the eastern part of the Iзера  
gneiss complex (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol.  
Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* vol. XIV, nr 4.
- SMULIKOWSKI W., 1972: Petrograficzne i struktu-  
ralne problemy północnej okrywy granitu Karko-  
noszy. Petrogenetic and structural problems of the  
northern cover of the Karkonosze granite. *Geol.  
Sudetica* vol. VI.

- SUK M., 1964: Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in Central Bohemia. Krystalinikum.
- SZAŁAMACHA J., 1963: Gnejsy izerskie okolic Szklarskiej Poręby i Małej Kamienicy. *Kwart. geol.* t. 7, nr 4.
- SZAŁAMACHA J., 1965: Zagadnienie występowania skał wapienno-krzemianowych w Górach Izerskich. *Kwart. geol.* t. 9, nr 2.
- SZAŁAMACHA J., 1966: Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. The development of geologic structure of the Iżera block. Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945—1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej. Wrocław.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1958: Uwagi o metamorfizie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. *Prz. geol.* nr 8/9.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1964: Problem północnego kontaktu łupków łyszczkowych Pasma Kamienickiego z gnejsami izerskimi. *Prz. geol.* nr 7/8.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968a: The metamorphic series of the Karkonosze — Góry Izerskie Mountain Block. *Inst. Geol. Biul.* nr 222.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968b: Problem genezy granodiorytów zawidowskich oraz gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc i Leśnej. Origin of the Zawidów granodiorites and of granodiorite gneisses from the Grabiszyc and Leśna areas (West Sudetes). *Kwart. geol.* t. 12, nr 2.
- SZAŁAMACHA M., 1963: Budowa geologiczna okolic Jeleniej Góry, Starej Kamienicy, Cieplic i Stanisłowa. *Kwart. geol.* t. 7, nr 4.
- SZAŁAMACHA M., 1967: O mineralizacji cynowej we wschodniej części Pasma Kamienickiego w Górach Izerskich. On the tin mineralization in the eastern part of the Kamienickie belt in the Iżera Mountains. *Prz. geol.* nr 6.
- SCHWARZBACH M., 1943: Vulkanismus und Senkung in der Kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. *Geol. Rundschau* B. 34, H. 1.
- SVOBODA J., 1955: Vápence Krkonoš a Jizerských Hor. Die Kalksteine des Riesen- und Isergebirge. *Geotechnica* 21.
- TEISSEYRE H., 1962: Precambrian and Old-Paleozoic Series of the Iżera region and of the south-eastern part of the Kaczawa Mts. Guide to the excursion of the Polish part of the geological field conference, dealing with the problem of the northern border of the Bohemian Massif. Part I. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica* vol. IV.
- TEISSEYRE H., 1970: Ewolucja tektoniczna metamorfiku Sudeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 40, z. 1.
- TOURTELOT H. A., 1962: Preliminary investigation of geological setting and the chemical composition of the Pierre shale Great Plains Regions. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 390.
- TURNER J., VERHOOGEN J., 1960: Igneous and metamorphic Petrology. New York, Toronto, London.
- VALIM F., 1954: Petrografické poměry mezi N. Městem p. Smrkem, Hejnicemi a Raspenavou. Praca dyplomowa. Praha.
- VISSER D. L., 1956: The geology of Barberton area. *South Africa Geol. Surv. Spec. Pub.* nr 15.
- WENK E., 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneiss. *N. Jb. Miner. Mh.* H. 5. Stuttgart.
- WIESER T., 1956: Petrofabric analysis of topaz greisen from the Iser Mountains (Poland). Analiza mikrotektoniczna grejzenu topazowego z Gór Izerskich. *Arch. miner.* t. 19, z. 1.
- WIESER T., 1958: Badania 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 use of the „slick” method in the area of the Iżera Mts. *Inst. Geol., Biul.* nr 126.
- WINKLER H. G. F., 1967: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin, Heidelberg, New York.
- WATZNAUER A., 1953: Zur Frage eines Kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. *Geologie* Bd. 2, H. 5. Berlin.
- ZIMMERMANN E., 1915—1925: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000. Blatt Hirschberg. Berlin 1932.
- ZIMMERMANN E., 1928: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Ländern 1 : 25 000. Blatt Altkemnitz. Berlin 1932.
- ZIMMERMANN E., 1937: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Hirschberg. Berlin.

Kazimierz KOZŁOWSKI

## CRYSTALLINE SCHISTS AND LEUCOGRANITES OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ BELT (WESTERN SUDETES)

### SUMMARY

**ABSTRACT:** Geological and petrographical characteristic is presented of the mica schists, gneisses, leptinites, amphibolites, hornfelses, skarns and leucogranites of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt. Rocks of the following areas are characterized in general way: Raspenava (CSRS), Wyrwak hill near Mirsk, Złotniki, Jindřichovice (CSRS), Giebultów. Evidence of activity of leucocratizing solutions were observed. They led to the formation of leucogranites, leucocratic gneisses, leucocratic leptinites, and partly leucocratized mica schists. The crystalline series of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt primarily consisted of argillaceous rocks (mica schists), sandstones (intra-schist gneisses), marls (amphibolites and

amphibolitic schists), greywacke siltstones or rhyolitic tuffs (leptinites). It was subject to metamorphism at least in the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenstone facies in a temperature about 500—550°. This series was oriented during the Young Caledonian orogenic phase. At the decline of that phase the action of leucocratizing solutions started and it continued after the end of the tectonic movements. A regional albitization took place after leucocratization, which was followed by the action of boron — fluorine and potassium-bearing solutions. 19 new chemical analyses are cited of mica schists, leptinites, gneisses and leucogranites.

### Part I

The investigations concerned the crystalline schists and leucogranites occurring in the northern slopes of the Kamienica Ridge and the Izera Range in Western Sudetes.

The belt of crystalline schists starts in the east at a discordant contact with the Karonosze granite at Wojcieszycze, and continues westward through Stara Kamienica, Kwieciszowice, Gierczyn, Świeradów-Zdrój, Czerniawa-Zdrój, crosses the Polish-Czechoslovakian boundary, and ends near Lazne Libverda (CSRS). The width of the crystalline schists is about 500 m in the east and up to 2000 m near Gierczyn and Świeradów-Zdrój. The dips are steeper in the east — approximately 70°, in the west — 50 and 60°. Thickness is about 470 m in the east, and up to about 1600 m in the west. Various leucocratic gneisses and leucogranites accompany the schists in the south.

The main rock types each of which showing several varieties, that occur in the above mentioned ridge are: 1) mica schists, 2) leptinites, 3) inter-mica-schists gneisses, 4) leucogranites and leucocratic gneisses.

The belt of crystalline schists was mapped to scale 1 : 25 000 and shown on sheets: Jelenia Góra (Zimmermann 1915—1925), Stara Kamienica (Zimmermann 1928), Mirsk (Berg and Ahrens 1921—1923), Pobiedna (Berg 1921—1922). Explanations to those sheets were written by E. Zimmermann (1937) and G. Berg (1926a, 1926b, 1935).

In the opinion of G. Berg (1935) the mica schists are very old Precambrian deposits. The Izera gneisses (Berg 1941) are a synorogenic intrusion of Caledonian age, which intruded the schists and was then folded during the same orogenic phase. The mica schists would be the

top of that intrusion under which the pneumatolithic differentiation of magma would take place. Peripheral part of that intrusion was enriched in alkalis and volatile components during the differentiation. A part of magma rich in gaseous components persisted in liquid state up to the end of tectonic movements. Intruding posttectonically, it furnished leucocratic rocks, devoid of any sign of deformation, which were called by Berg „pegmatitic marginal facies” or „pegmatitic gneiss”. As those rocks were formed at the top of intrusion, they are observable at present near the southern contact of the crystalline schists of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt with the Izera gneisses. K. Smulikowski (1958) was of another opinion about the origin of these light rocks. According to the last author the Izera orthogneisses of the Kamienica Belt are granites of the Rumburg type more or less tectonized by orogenic movements. These deformations were of shallow and rigid character, thus took place in already crystallized rocks. Near the contact with the schist complex the orthogneisses are replaced by leucogranites which do not show gneissification, thus have formed after the end of tectonic movements, that caused deformations in the Izera gneisses. K. Smulikowski assumes that the leucogranites do not form a separate magmatic intrusion, but are a product of a metasomatic transformation of the Izera gneisses by deep boron and fluorine-bearing emanations, that gradually removed micas, first of all biotite, taking out iron and titanium and causing recrystallization of the rocks, thus effacing previous directional structure.

Inside the belt of mica schists, usually near its southern border, there are fine-grained rocks built of feldspars and quartz, in some cases with distinctly observable biotite lamellae of random orientation. These rocks were defined as leptinites by the author (1966). G. Berg (1926a) called them phyllites with biotite lamellae treating them as a contact rock, which was formed in result of thermal action of intruding granitic magma (Izera granite) into the surrounding rocks. Biotite hornfels would have originated around that intrusion, possibly with andalusite. The following metamorphism changed those rocks into sericite phyllites and their parts rich in quartz — into sericite quartzites. In the next period the crushed biotite flakes

underwent recrystallization into postdeformational lamellae of that mineral. Lack of these rocks near the northern contact of the mica schists with the Izera gneisses proves its tectonic character. In K. Smulikowski's (1958) opinion the origin of these rocks was different. They could have develop in connection with the leucocratization of leucogranites. Dark components were removed from leucogranites, and then were kept by mica schists in form of postdeformational biotite.

Gneissic parts are frequently noted among the mica schists in the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt. German geologist marked them predominantly in the central and western parts of the complex in question where it is the broadest. According to G. Berg (1926a) those are thin, granitic sills furnished by the intruding Izera gneiss. K. Smulikowski (1958) supposed that they might have develop in result of feldspatization of some portions of mica schists.

Some evidence of greisenization were noted in certain areas of the complex in question, what is best developed in the Wyrwak hill near Mirsk. Those greisens were subject of studies by M. Kozłowska (1956) and J. Pawłowska (1966). Quartzites rich in fluorite were noted among the mica schists. Those rocks occurring near Świeradów-Zdrój were detailly investigated by J. Pawłowska (1964a, 1966).

The leucogranites occurring near the southern boundary of the schistous zone mentioned by K. Smulikowski (1958) are of interest for the ceramic industry. Documentation of those deposits are carried out in the Geological Institute, Warszawa, for several years. The results were published in papers by J. Pawłowska (1963, 1964b, 1964c, 1968), G. Niemczynow-Sliwowa (1962), S. Kozłowski and J. Pawłowska (1967).

Inliers of mica schists particularly rich in garnets occur within the mica schists of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt. The neighboring chlorite schists are ore-bearing in some cases, mainly with cassiterite. The problems of that mineralization were studied by S. Jaskólski and K. Mochnacka (1958), S. Jaskólski (1962, 1967a, 1967b). In the opinion of the latter author (1967b) this deposit is of sedimentary type.

## Part II

### PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE ROCKS OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ BELT

#### MICA SCHISTS

The Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt is built mainly of phyllitic mica schists

containing intercalations of gneisses and less frequently — amphibolites or amphibole schists. The mica schists are characterized by rather monotonous strike close to W—E and dip 50—70°

N. In majority of cases they are gently laminated, but locally secondary folding and rippling may be observed. Because of various content of micas they were subdivided into: muscovite-biotite-, muscovite-chlorite-, muscovite-biotite-chlorite, and biotite-chlorite schists. Mica schists particularly rich in garnets occur within the mica schists mainly in the western part of the complex. Aside of schists revealing oriented micas, there are ones showing numerous lamellae of random situated biotite. The latter are observable with naked eye. In this paper such rocks are named spotty mica schists. The quantitative share of particular schist varieties is shown on diagram (Fig. 1). The most common are mica schists rich in muscovite, usually with some quantities of biotite and chlorite. Micrometric analyses are compiled in Tables 1 and 2, and chemical ones — in Table 4.

Almost all rocks aside of micas parallelly oriented, contain biotite and chlorite lamellae of random orientation. In some schists the biotite lamellae are megascopically observable, and in such cases the rock is called spotty. Substitution of biotite lamellae by albite is frequent (Fig. 3). This process begins with infiltration of thin albite veinlets into biotite blasts. Such veinlets thicken and grow at the expense of removed dark mica and eventually replace it completely. The growth of randomly oriented biotite lamellae could have taken place after ceasing of deformative tectonic movements and was probably connected with a leucocratization of the present day leucogranites, as dark components removed from the latter rocks migrated through the neighboring rock complex. As biotite lamellae are replaced by albite, it may be assumed that the schists have been partly albitized, but relatively late, after the leucocratization of leucogranites and after the cease of tectonic movements. Mica schists contain few feldspars. In majority of cases they do not contain those minerals at all, and only exceptionally the albite content is up to 20%. Schists particularly rich in garnets form discontinuous inliers in normal mica schists. The garnet is pure almandine developed in large grains containing numerous inclusions. The garnets have crystallized during the tectonic movements what is proved by inclusions arranged in some cases in shape of letter *S*. In other cases garnet grains contain inclusions of small grains of cassiterite. The  $2V$  angle variability is shown on Table 3. Chemical analyses of mica schists are compiled on Table 4. It appears from this table that the schists in question are relatively rich in  $Al_2O_3$  but poor in  $Na_2O$  (in majority of cases).

#### GNEISSES OF THE KAMIENICA SCHISTOUS BELT

The mica schists in the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt are accompanied by con-

formably interlayered gneisses. Leucocratic gneisses occur in the direct vicinity of schists. They are better known near the southern boundary than near the northern one which is concealed. Resemblances were observed between the gneisses forming intercalations in the schistous complex and those ones occurring near that complex. The gneisses may be subdivided in a descriptive way into the following groups:

grey gneisses (rich in biotite or chlorite)	}	albite gneisses	{	lamine gneisses
				augen gneisses
		two feldspar gneisses	{	lamine gneisses
				augen gneisses
leucocratic gneisses	}	porphyroblastic		
		even grained		
		cataclastic		

The subdivision into leucocratic and grey gneisses is based on the content of dark components — mainly of biotite. The leucocratic gneisses do not contain dark micas, in any case, less than 2% of the rock volume. They are very similar to leucogranites but differ from the latter in distinct directional structure. In the grey gneisses there occurs either albite alone, or albite together with a potassium feldspar, hence their subdivision into albite gneisses and two-feldspar ones. On the other hand the leucocratic gneisses contain, in majority of cases, both albite and potassium feldspar, thus such a subdivision in that case would be groundless. The grey gneisses are represented by two textural varieties namely the laminated and augengneisses. There is no distinct boundary between these two varieties as the feldspar eyes are more and more numerous. Most common are gneisses rich in small eyes of feldspars about 0.5 cm. in diameter. Less frequent are gneisses with larger eyes 1—2 cm. in diameter. The following textural varieties were distinguished among the leucocratic gneisses: porphyroblastic — among fine-grained quartz-feldspar mass there are large feldspar blasts, even grained — rocks built of grains of similar diameter, and cataclastic — majority of components being strongly deformed.

Another classification problem is connected with the division of the Kamienica complex into gneisses and mica schists. The mica schists of that area contain in some cases up to a dozen or so per cent of feldspars what makes them closer to gneisses. In such case a gradual transition should be observed from the mica schists to the gneisses poor in feldspars. Such a division in the area in question would be artificial. In consequence the present author, in accordance to E. Wenk (1963) decided to classify all the rocks of definitely phyllitic foliation, to schists despite of possible

presence of abundant feldspars observed under microscope. Rocks showing abundance of megascopic feldspar grains are classified among gneisses. The content of feldspars by volume in such rocks is over 40% what is connected with the disappearance of foliation. It is very characteristic in the area under consideration that a distinct gap exists between the rocks containing 20 and 40 per cent of feldspars (Fig. 2). The mineral composition of gneisses is presented on Tables 5 and 6, and their chemical composition — on Table 7.

#### LEPTINITES

Near the southern contact of the mica schists with the leucogranites or Izera gneisses there is a rock series which was described by German geologists (Berg 1926a; Zimmermann 1937) as phyllites with biotite lamellae. Those would have been primarily hornfels in which during the following metamorphic evolution stages andalusite and possibly cordierite were substituted by biotite occupying various positions. Those rocks do not form any uniform level but represent varieties in which the rocks without postdeformational biotite prevail over those rich in this component. The present author has proposed a name leptinites to these rocks (K. Kozłowski 1966). Three megascopically different rock varieties are to be distinguished here: 1) spotty leptinites with large biotite lamellae, 2) leucocratic leptinites built of fine grains of feldspars and quartz with a very small share of dark mica, 3) grey leptinites built of fine-grained feldspars and quartz, abounding in micas, particularly in biotite concentrated in parallel lamellae. Megascopically these rocks resemble fine-laminated gneisses. Some varieties of leptinites abound in tourmaline either randomly distributed or forming veins cutting the rock in various directions. Tourmaline quartzites form inliers in leptinites in some localities. Mineral composition of the leptinites is given on Table 8 and in triangular diagram (Fig. 4). It may be seen in the mentioned diagram that majority of leptinites are built chiefly of feldspars and quartz. In some leptinites, however, micas and chlorite play important role as well. Results of chemical analyses of those rocks are presented on Table 9.

#### LEUCOGRANITES

Leucogranites are light rocks — nearly white, almost completely devoid of dark mica, built of feldspars and quartz, in some cases with rosette concentrations of black tourmaline. Structure of these rocks is nonoriented. They occur most frequently near the southern border of the schistous complex forming large masses,

particularly in the western area. They contain either albite alone, or albite and potassium feldspar, hence their subdivision into albitic and albite-microcline varieties. The micrometric analyses of leucogranites are presented on Tables 9 and 10, and chemical ones — on Table 13. Potassium feldspars are represented mainly by perthitic microcline gradually substituted by chessboard albite. The latter mineral which has originated at the expense of microcline, is intergrown with abundant argillaceous minerals. The primary albite shows a normal system of albitic twinings. In many parts of the investigated area aside of albitites mentioned above, another type of that mineral was observed, namely that one showing partly chessboard, and partly normally twinned crystals (Fig. 5, Pl. I, Phot. 2; Pl. 2, Phot. 1 and 2). The quantitative relations among these two types of textures vary and in some cases grains of normal texture were noted whereas in others — the chessboard type prevailed to such an extent that the main mass of a given grain was chessboard albite and only its small fragments showed twinned texture. The chessboard albite is pure as a rule in all cases where it coexists with the normally twinned albite within the same grain, what is not characteristic in albitites developed in expense of potassium feldspars. In some rocks here described the presence of a young generation of microcline was noted in form of pure grains of distinct twin network overgrowing in some cases perthitic potassium feldspars. Some leucogranites are rich in tourmaline in form of well preserved grains, or sometimes replaced by biotite or muscovite.

Sporadically, particularly in the eastern part of the area, the leucogranites exhibit relic directional structures. Those rocks are rich in fine-grained feldspar-quartz matrix at the expense of which large grains of albite developed and in some cases — potassium feldspars. These rocks contain bands of muscovite or lense-like concentrations of fine-grained material. It seems probable that those rocks have developed in place of fine-grained gneisses or mica schists. Possibly a part of them derived from orthogneisses, and another part — of fine-laminated paragneisses what caused their actual differentiation. Microcline-albite leucogranites prevail in the eastern part of the Kamienica complex, whereas in the western part — the albitic ones play a major role. The quantitative relations  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{CaO}$  are presented on Table 6. It is worth of note that the leucogranites present usually two types, namely one rich in  $\text{Na}_2\text{O}$  and another one — abounding in  $\text{K}_2\text{O}$ . There are few intermediate members in between those two varieties. It means that the leucogranites were resistant to albitization in the initial phase, but when the process just started, it led to a complete removal of potassium feldspars.



## ERLANS

A lense of lime silicate rocks is marked on Zimmermann's map (1928) — Stara Kamienica sheet. Erlans form concordant layers differing in colouration. Grey rocks are most common, built chiefly of calcite. Fine-grained, green rocks are epidote erlans. Some rocks are dark, almost black — serpentinites. The epidote erlans are built chiefly of common epidote with small amounts of clinozoizite. Laminae built of components of larger dimensions were observed in those rocks in which garnets are concentrated, frequently in association with vesuvianite. The epidote erlans are cut in various directions by veins filled in with chlorite. G. Berg (1935a) regarded those rocks as developed in result of contact and then regional metamorphism.

## AMPHIBOLE ROCKS

These rocks are very common in the Kamienica complex. They form small inliers in schistous-gneiss material. Lense-like forms prevail and they do not continue over large distances.

Both amphibolites and amphibole schists occur there. The former rocks are built of common hornblende and plagioclases with some epidote grains. The amphibole schists contain more quartz and exhibit directional texture.

## ROCKS THERMALLY ALTERED

These rocks occur near the Karkonosze granite and are represented by compact hornfels and hornfels schists. Compact hornfels are grey in colour and of nonoriented structure. Their texture is porphyroblastic. Among small grains of quartz and plagioclase there are large blasts of strongly changed cordierite. Their mineral content is given on Table 14. The plagioclase is strongly turbid and contains about 25% an. Some hornfels contain amphiboles: antophyllite and cummingtonite. Their texture is usually aggregative: small rods radiate out of compact central mass. The amphiboles are sometimes replaced by antigorite and biotite. Garnets occur in some hornfels only.

The hornfels schists exhibit distinct directional structure. Their mineral composition is more diversified than that of hornfels (Tab. 15). Cordierite and andalusite were noted in majority of those rocks, particularly near the contact with granite. Farther of the contact they are less and less common and still farther only pseudomorphs after cordierite occur. Some of these rocks are rich in garnets. Aside of the mentioned minerals the hornfels schists are built of quartz, plagioclases and biotite.

## Part III

## PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF GNEISSES OF THE KAMIENICA BELT AND IZERA RANGE

Gneisses form a large complex in the Kamienica Belt and farther to the west in the Izera Range. They border the Karkonosze granite in the area of Wojcieszycze, and farther west are limited by two mica schist complexes, and in the western-most part they contact again the Karkonosze granite. In some areas they were petrographically characterized by K. Smulikowski (1958) and M. Kozłowska-Koch (1965). The latter authoress described gneisses of Chromiec, Jelenie Skały and Świeradów-Zdrój, and the first author — those of Kopaniec and Gierczyn. The gneisses of Jelenie Skały and Chromiec are represented by coarsegrained feebly oriented varieties. It is difficult to decide whether this orientation is a relict after schists, or a result of mechanic deformations, because of complete recrystallization. In the opinion of K. Smulikowski the granite gneisses of Gierczyn are deformed granites. The gneisses of Kopaniec are intermediate between leucogranites and gneisses but closer to the former ones. Near the peak of Jelenie Skały the present author has found quite light rocks similar to leucogranites but strongly deformed. The leucocratization was caused by solutions migrating

along a tectonic zone which runs in that area. The micrometric analyses of those rocks are presented in Table 16. The gneisses building the Kamienica Mount and the Izera Range are of two types: fine-grained and porphyritic ones. The latter display an extreme variety with very large porphyroblasts and almost completely obliterated oriented structure. The gneisses are poor in dark components light rocks, built of albite and usually abundant potassium feldspars. The latter components show frequent perthite texture but they do not reveal a stage of substitution of complete microcline grains by chessboard albite. The gneisses of Izerski Stóg and Kamienica Mt are of magmatic origin and primarily they showed mainly porphyritic varieties with large share of fine- and evengrained varieties. This complex was subject to gneissification, and subsequently to recrystallization the last phase of which was connected with the intrusion of the Karkonosze granite. In the opinion of the present author those rocks were leucocratized in marginal parts, thus furnishing leucogranites to the areas of Świeradów-Zdrój and Czerniawa-Zdrój.

## Part IV

## GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE PARTICULAR AREAS OF THE SCHISTS BELT STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW ZDRÓJ

The area of Wojcieszycze is shown on a sketch-map (Fig. 7) which is based on the geological map by E. Zimmermann (1928). Hornfelses, and farther hornfels schists, and even farther schists with pseudomorphs after cordierite, occur near the boundary of the schistous belt with the Karkonosze granite. The temperature of the intruding magma could not have been too high what is proved by the presence of amphiboles in some hornfelses. A zone of leucogranites is marked on E. Zimmermann's map near the southeastern contact of the mica schists with the Izera gneisses. In result of field works it became clear that the leucogranites do not form any uniform bed. Numerous parts of Izera gneisses occur among them. Leptinites were found there as well. Most probably this zone consists of alternating layers of various gneisses which were locally leucocratized completely, and their oriented structures obliterated to such an extent that the rocks attained the stage of leucogranites.

Stara Kamienica area (Fig. 8). The rocks crop out there in the river bed and banks of the Kamieniec creek. Several artificial exposures were done — chiefly in the contact zones of the Izera gneisses and the schistous belt. It was stated that east of Stara Kamienica this boundary is of tectonic character (Fig. 9). Distinct cataclasis and mylonitization characters were observed in the gneiss complex north of the fault. These processes were much stronger there than in the schistous complex. The same can be said about the hydrothermal processes which resulted in strong albitization, crystallization of tourmaline, postkinematic muscovite and quartz. This activity was marked in that zone by leucocratization. On the other hand, to the west of Stara Kamienica (Fig. 8, p. 438—443) a normal sedimentary boundary was observed between the schists and the Izera gneisses. A general picture of the Stara Kamienica area is presented by the author on the attached geological map (Fig. 8), which is based on that by E. Zimmermann (1928) with numerous changes introduced by the author particularly in places where facts could have been controlled by pits. It was stated that the mica schists crop out along a broader belt than it was marked on Zimmermann's map (*op. cit.*). Documented were also numerous outcrops of gneisses among the mica schists and leptinites near the northern margin of the schistous complex. The leucocratization of rocks was marked on the map by special signature. As it may be seen on the map, a broad zone of leucocratization occurs near the southern boundary, of the schistous complex.

In the eastern part the coarsegrained Izera gneisses were leucocratized, whereas in the western part — the fine-laminated ones.

Sings of leucocratization were observed at the northern boundary of the complex in question, and in its central parts as well. All the cataclased zones were leucocratized.

The Kwieciszowice area. There are extremely few exposures in that area. Large blocks are also lacking, thus the characterization of the Kwieciszowice area was based on the material collected along a profile exposed in pits (Fig. 12). From south to north there occur leucogranites, albite gneisses and mica schists which distinctly differ one from another. The leucogranites shown uniform grains with few tourmaline rosettes, and are built mainly of albite, microcline and quartz. They pass gradually into similar rocks with distinctly oriented structure. The next rock variety, the albite gneisses, is poor in feldspars. These rocks border in the north on the differentiated series of mica schists with inliers of spotty schists. Thin inliers of leptinite were noted in this series near the contact with leucogranite, and farther — a layer of tourmaline quartzites. The leucogranites do not occur only south and southwest of Proszowa.

The Przecznicza area. According to German authors (Berg and Ahrens 1921—1923) the rock sequence from south is as follows: Izera gneisses with small lenses of leucogranites, spotty leptinites, mica schists with inliers of gneisses and schists particularly rich in garnets. The present author has stated that the leucogranites crop out over a considerably larger area here than it is shown on the German map. Leptinites do not form a uniform series but their spotty and leucocratic varieties alternate with each other.

The latter variety does not show the presence of dark mica. A prevalence of leucocratic leptinites was noted in the zone directly adhering to the leucogranites. The gneisses forming inliers in mica schists are represented by light-coloured varieties of augen-gneiss texture.

The Gierczyn area. In the south there occurs a 300—350 m. thick zone of leucogranites. Then comes spotty leptinite series and farther north — mica schists with inliers of gneisses. The leucogranites crop out in a quarry at Kotlina — many of them were chemically analysed (Tab. 13). The leucogranites represent a type rich in microcline, partly replaced by chessboard albite. A leptinite quarry exists in the same locality. Leptinites and quartz-muscovite schists dominate in it forming a system of

concordant layers. There are also thin layers of biotite-albite gneisses, in some cases of lense-like character. The northern part of that area was a subject of investigations by S. Jaskólski and K. Mochmacka (1958). These papers deal mainly with the tin-ore problems, and present several petrographic descriptions of the rocks cropping out in the Gierczyn mine. The tin-ore is connected with the vicinity of a bed of mica schists particularly rich in garnets. According to the above mentioned authors, the schists form several bands which join one another in some places, or interfinger with the schists without garnets. In Jaskólski's opinion (1967b) that tin-ore does not belong to the Saxony tin province. A thin ore-bearing inlier originated probably from a concentration of cassiterite in the primary loose material. The cassiterite particles do not resemble fluvial pebbles, hence according to Jaskólski, the primary cassiterite was occluded by silicates, and then separated in result of subsequent postmetamorphic reactions.

The Świeradów-Zdrój area. The investigations concerned mainly the Kwis profile and the quarry at Krobica. The leucogranites in the Kwis profile are built of albite and quartz. Leptinites, similarly to other areas, comprise a mixed series of leucocratic and spotty leptinites. Numerous intercalations of gneisses were noted among the mica schists. Quartzites rich in fluorite (Fig. 14) occur in that area. They were examined in detail by J. Pawłowska (1966) who dealt with fluorium concentration in the Izera Mts. The fluorite content in those quartzites varies greatly, and maximally attains 12.1% by weight. According to J. Pawłowska 70% of quartzite samples contain but minimal quantities of fluorium.

The Czerniawa-Zdrój area. The profile of Czerniawka crosses a series of mica schists with concordant layers of gneisses and a bed of schists particularly rich in garnets. The geology of that area is presented on the map (Fig. 15). The leucogranites crop out over large area there. They are built mainly of albite and quartz and are rich in tourmaline. The leptinites contacting the leucogranites which were found in pits, represent a leucocratic type without postdeformational biotite. Varieties ri-

cher in biotite were stated in places distant about 300 meters from the contact. Tourmaline leptinites and tourmaline quartzites form inliers among the leucocratic leptinites. In the profile of the upper course of the Czerniawka creek a series of leucocratic gneisses was observed, which are almost devoid of dark components, but as a rule with well preserved directional structures.

Czechoslovakian part of the schistous complex. The geology of that part of the schistous complex is very similar to that of Czerniawa-Zdrój but lacks the leucocratic gneisses. The leucogranites are represented chiefly by albite-quartz types and those rich in tourmaline rosettes. The leptinites form a layer about 200 meters thick. Those are leucocratic and grey leptinites with biotite laminae. The spotty variety in its typical development is lacking. The mica schists are developed as the same ones on the Polish side but they contain numerous gneiss intercalations.

The southwestern contact of the main schistous belt with the Karkonosze granite. Three kinds of hornfels occur in the direct vicinity of the Karkonosze granite. These are: 1) andalusite hornfels, 2) plagioclase hornfels, with pseudomorphs after cordierite, 3) mica-andalusite ones with pseudomorphs after kordierite.

General characteristics of the schistous Belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. The whole area of the schistous belt Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój is presented on the attached geological sketch map (Fig. 18). Gneissic intercalations are noted almost everywhere along the schistous belt. The leucocratization zone was observed from Stara Kamienica up to Kwieciszowice. There occur leucocratic gneisses and not the leucogranites. Similar zone of leucocratic gneisses was noted in the Czerniawa-Zdrój area. The area of leucogranites near Czerniawa-Zdrój is larger than that supposed by G. Berg (1921—1922). Leptinites occur only in the western part of the belt but along its whole length. In the eastern part they form thin insets in mica schists, and in the western part they form thick independent layers. In some areas only leucocratic leptinites contact the leucogranites.

## Part V

### PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE INTERCALATIONS OF CRYSTALLINE SCHISTS WITHIN THE IZERA GNEISSES NORTH OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ SCHISTOUS BELT

The Raspenava schistous belt (CSRS). About 1.2 km west of contact of the main belt of schists with the Karkonosze granite near Raspenava there is a small rock complex consisting of fine-laminated gneisses and

mica schists. A lense of limestones with a skarn bed occurs near the contact with granite. In the author's opinion the rocks of that complex are genetically connected with the main schistous complex, although the mica schists of Raspena-

va are more fine-laminated as a rule and the albitization process is less distinctly marked there. Majority of the potassium feldspars was never attacked by albite.

**Rocks of the Wyrwak hill.** In Mirsk depression, 2 km south of the town of Mirsk, on the Wyrwak hill leucogranites occur together with mica schists, amphibole schists and greisens. Those rocks were studied by M. Kozłowska (1956) and J. Pawłowska (1966). According to M. Kozłowska the leucogranites of that area are less leucocratized than those of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt. In her opinion the amphibole schists represent the most primary rocks, which pass into amphibolites in result of contact feldspatization, or are subject to biotitization thus producing biotite-amphibole schists. J. Pawłowska (*op. cit.*) regards the greisens of the Wyrwak hill as isochronous to the metasomatic fluorite of the Krobica quartzites and Świeradów-Zdrój. In her opinion W. Heflik's supposition (1964) about a connection of emanations acting at the Wyrwak hill with the intrusion of the Karkonosze granite is unjustified, as the latter intrusion was not boron-bearing. In opinion of W. Smulikowski (1972) the belt in question may stretch up to Skiba and Pobiedna settlements where outcrops of schists and gneisses were observed.

**Złotniki schistous belt.** The rocks are well exposed near the Złotniki Dammed Lake. These are mica schists and gneisses. There are leucocratic rocks as well, namely leucogranites and leucocratic leptinites. The leucogranites differ from those of the Kamienica belt in smaller degree of leucocratization and stronger interrelation of invariably xenomorphic grains. The leucogranites developed in

result of leucocratization of various gneissic rocks, and did not form an intrusive body. Relict structures of sedimentary rocks were observed in leptinites of that area. It may be supposed that those were previously arkose siltstones. A distinct porphyritic structure found in other leptinites together with automorphism of phenocrystals seems to suggest that those were eruptive rocks probably rhyolites.

**The mica schists of the vicinity of Jindřichovice (CSRS).** Near Jindřichovice (Fig. 17, p. 28) a thin portion of mica schists crops out. Those are grey, compact rocks of distinctly oriented structures, fine-laminate and coarse-laminate, chlorite-muscovite and quartz-muscovite schists. These rocks differ from their counterparts of the Kamienica—Świeradów-Zdrój belt in: 1) smaller degree of recrystallization of micas, 2) more advanced process of chloritization of biotite, and 3) sporadically occurring albite.

**Profile near Giebułtów.** Near Giebułtów several drillings were done about 100 meters deep. Down to 62 m coarsegrained, light coloured gneisses were stated. Farther down the gneisses are fine-laminated with numerous intercalations of dark biotitic schists. It is highly probable that those schists have originated from biotitized amphibolites. Possibly the biotitic schists of Giebułtów constitute a continuation of the schistous belt of the vicinity of Jindřichovice. The petrographic composition of these two occurrences differs, nevertheless, it seems probable that a zone of Iżera gneisses runs through the mentioned sites. The rocks are interbedded with thin layers of mica schists and biotitized amphibole schists.

## Part VI

### PETROGENETIC CONCLUSIONS

#### THE PRIMARY MATERIAL OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW ZDRÓJ BELT

**Mica schists.** The primary material for the present day mica schists were probably shales. The chemical composition of the mica schists of that belt (Tab. 4, points 2—5) is very similar to that of argillaceous rocks and phyllites (Tab. 18). The  $\text{SiO}_2$ , FeO and sum of alkalies is similar. The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content in the mica schists is slightly lower from that in argillaceous rocks. A paucity of sodium is a peculiar feature of the mica schists of the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój Belt, particularly in the light of an intensive penetration of that element in the surrounding area. Large rock complexes around the belt, and even the gneis-

ses within it were highly albitized. In general, such deviations from the chemical composition of argillaceous rocks are small and should be explained by the peculiarity of a definite rock complex.

**Intra-schist gneisses.** Those gneisses form concordant intercalations in overwhelming mica schists. K. Smulikowski (1958) supposed that they might have develop in result of feldspatization of some mica schist layers. As it appears from the attached triangle (Fig. 2), the interschistous gneisses are definitely richer in feldspars than the mica schists. It may be observed that there is no gradual transition from the gneisses to the mica schists. The gneisses contain as a rule over 40% of feldspars, and the schists — less than 20% of that com-

ponent. It is clear from the above, that the gneisses did not originate in result of feldspathization of mica schists because in the latter case transitional links should be preserved between the gneisses and the mica schists. In the present author's opinion those were primarily sandstones, probably arkose or greywacke ones.

**Leptinites.** The origin of these fine-grained rocks, in some cases with rare bands of dark mica, is difficult to decipher. There are no relics which could throw some light on the problem. The mode of occurrence of the leptinites, and their distinct adherence to a sedimentary complex, which is actually developed as mica schists seem to suggest that primarily they could have been sedimentary rocks as well. They might belong to that complex but differed in texture and mineral content. Possibly those were fine-grained quartz-feldspar rocks similar to arkosic or greywacke siltstone. It is not out of question that those were primary tuffs or rhyolitic lavas. In similar rocks of the Złotniki area some relic textures are preserved both of sedimentary and eruptive rocks.

**Amphibolites.** These rocks are little known as they were found only as loose blocks. Marly intercalations in the primary sedimentary complex were probably the source material for the amphibolites.

**Leucogranites and leucocratic gneisses.** Those rocks crop out chiefly near the southern boundary of the schistous complex of Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój. They developed at the expense of the Izera gneisses. The complex of the Izera gneisses is petrographically and genetically diversified. At least a part of these rocks may be of magmatic origin, and another part represents a feldspathized supracrustal series. The gneisses contacting from the south are highly diversified as well. In majority of cases those are metamorphosed magmatic rocks. Such orthogneisses occur from Wojcieszycze up to Stara Kamienica and farther from Kwieciszowice to the end of the belt, with some exceptions. In result of leucocratization they furnished typical leucogranites. Along short sectors a supracrustal series contacted the schistous belt. It is composed of paragneisses with inliers of mica schists. Those rocks show distinctly oriented structures accentuated by thick portions of micas, frequently muscovite, and were subject to leucocratization in result of which the leucocratic gneisses have developed. The latter show oriented structures even now which could not have been so easily destroyed as in the case of leucogranites.

#### LEUCOCRATIZATION, ALBITIZATION, ENRICHMENT IN FLUORITE AND TOURMALINE OF THE ROCKS OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ BELT

Leucogranites, leucocratic gneisses, leucocratic leptinites, and to smaller extent mica schists in which albite substituted partly biotite, are the rocks devoid of dark components in the Stara Kamienica — Świeradów-Zdrój belt.

Leucocratized rocks occur on both southern and northern boundaries of the schistous complex as well as inside it. In the light of that fact a theory by G. Berg (1926a, b) stating that the leucogranites constitute a marginal facies of the Izera gneiss is unacceptable. The author's research works have confirmed Smulikowski's hypothesis claiming the existence of deep fractures at the schist — gneiss boundary during the Caledonian orogeny. These fractures served as paths for pneumatolithic-hydrothermal emanations under influence of which the marginal parts of the gneisses were metamorphosed into leucogranites. Only this theory may explain the leucocratization of various rocks in different areas of the belt in question.

Albitization was another process which played a major role in the investigated area. Leucogranites, some intraschist gneisses, a part of leptinites, and some mica schists were albitized on a large scale. The albitization process consisted mainly in substitution of potassium feldspar by chessboard albite and biotite by albite. The rocks in the western part of the area were most albitized, the less — those in the eastern part (Fig. 21, 22).

Large part of the leucogranites, Izera gneisses and leptinites of the southern belt is rich in tourmaline, the presence of which in those rocks is connected with the southern boundary of the schistous belt, although that mineral was also noted along the northern boundary, particularly in those places where it bears tectonic character. It is evident, that the solutions producing tourmaline used the same paths as the leucocratizing ones. The rocks enriched in fluorite are the fluor-bearing quartzites, which occur most frequently in central part of the schistous complex. Enrichment in younger generations of microcline and quartz were observed in some parts of the complex. This phenomenon, however, is of local character.

#### MINERAL-FACIES AFFILIATION OF THE ROCKS OF THE STARA KAMIENICA — ŚWIERADÓW-ZDRÓJ BELT

The rocks of the complex in question were subject to metamorphism under conditions of the quartz — albite — almandine subfacies of the greenstone facies in temperatures about

500—550° (Winkler 1967). It is proved by the widespread almandine garnet in mica schists, and hornblende in amphibole schists and amphibolites. A metamorphism of those rocks in even higher temperatures of the amphibole-almandine facies is an open question. The existence of plagioclase containing at least 7 per cent of anorthite and staurolite proves, according to Winkler, the affiliation to this facies. Such plagioclases were not found in the rocks of that complex, but we must remember it was highly albitized.

METAMORPHIC EVOLUTION OF THE ROCKS  
OF THE STARA KAMIENICA —  
SWIERADÓW-ZDRÓJ BELT

The primary sedimentary series, of probable Algonkian age, was subject to a regional metamorphism in Pre-Caledonian time and to a selective feldspathisation. This series consisting of clayey, silty, arenaceous, carbonate, marly and rhyolitic tuffaceous materials was subject to a progressive metamorphism. An overwhelming part of this series was feldspathised and

most probably was invaded by acid magmas. It is highly probable that already in Pre-Caledonian time the whole complex was subject to a selective albitization.

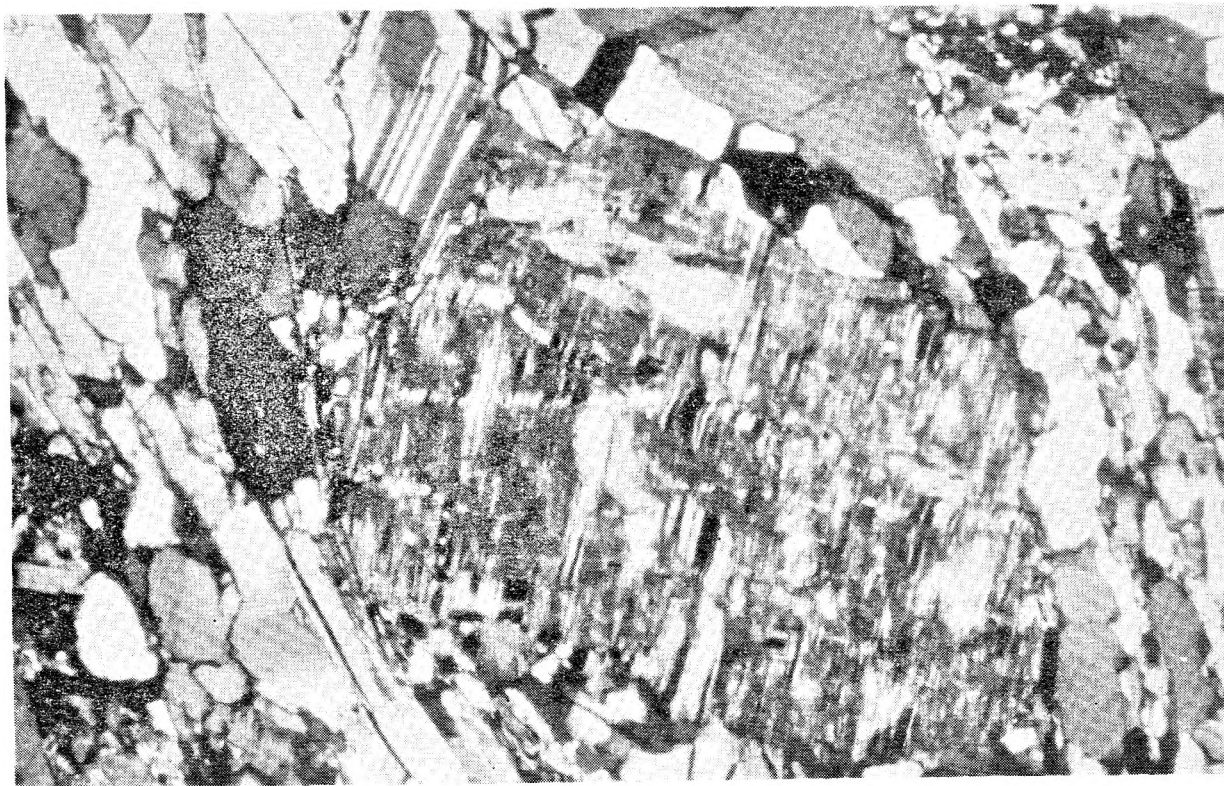
The present day belt of crystalline schists was not feldspathized during that time and is a relict of a larger supracrustal series. The whole great series was oriented during the Young Caledonian orogeny. Majority of it was transformed into the Iżera gneisses, and the belt in question — into a schistous series consisting of mica-chlorite schists (primary argillaceous rocks), gneisses (sandstones), leptinites (arkosic siltstones and rhyolitic tuffs), and amphibolites (marls).

Repeated tensions occurred during the Caledonian orogeny usually at the boundaries of series consisting of various materials, as well as within the more uniform series. Such paths were used by solutions which, in first order, caused the leucocratization of the rocks and subsequently their albitization. The activation of the boron- and fluorine-bearing solutions took place in later time.

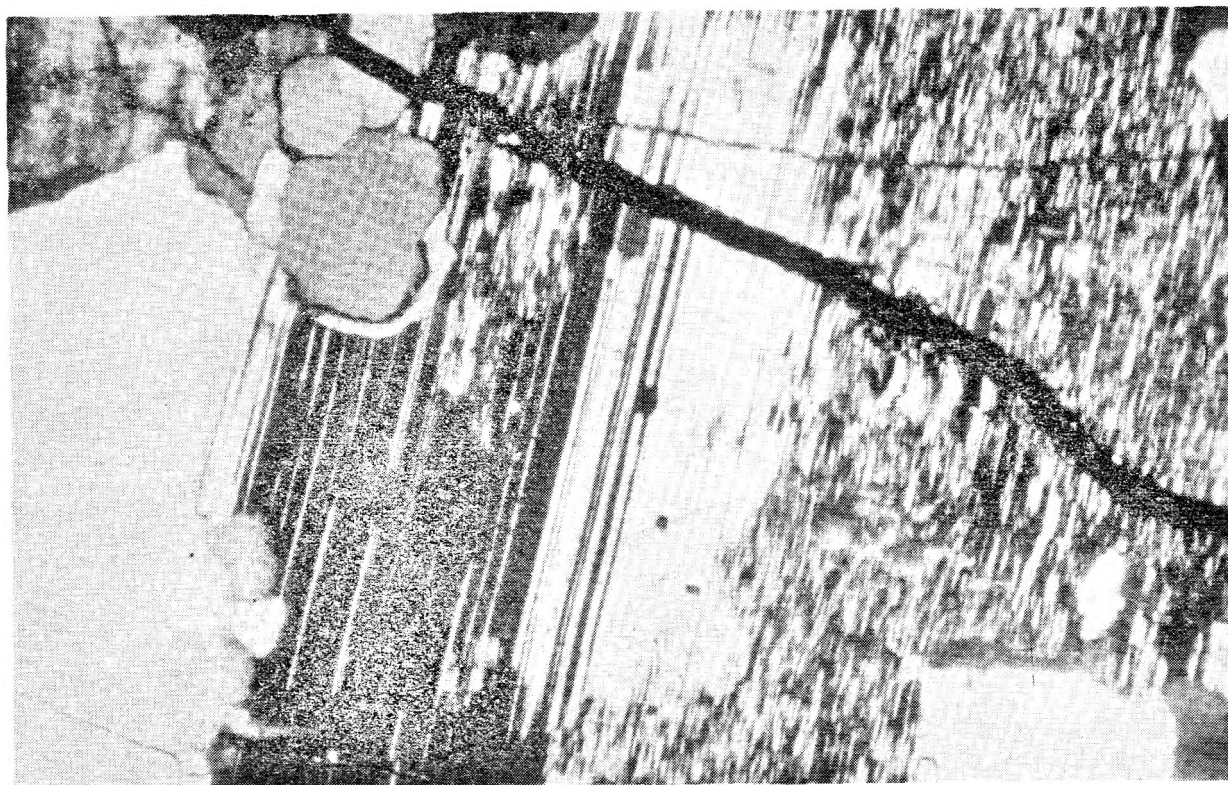
Department of Geochemistry,  
Mineralogy and Petrography  
of the Warsaw University  
Warszawa, May 1972

PLANSZA I  
PLATE I

- Fot. 1. Pomikroklinowy, zmętniały albit szachownicowy. Gnejs śródlupkowy ze Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane, pow. 50×  
Post-microcline, cloudy chessboard albite. Intra-schists gneiss from Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 50×
- Fot. 2. Rozwój struktury szachownicowej w albicie o normalnym systemie zbliżniczeń albitowych. Leukogranit z Kwieciszowice. Nikole skrzyżowane, pow. 150×  
Development of chessboard structure in albite of normal system of albite twinning. Leucogranite from Kwieciszowice. Crossed nicols, magn. 150×



Fot. 1

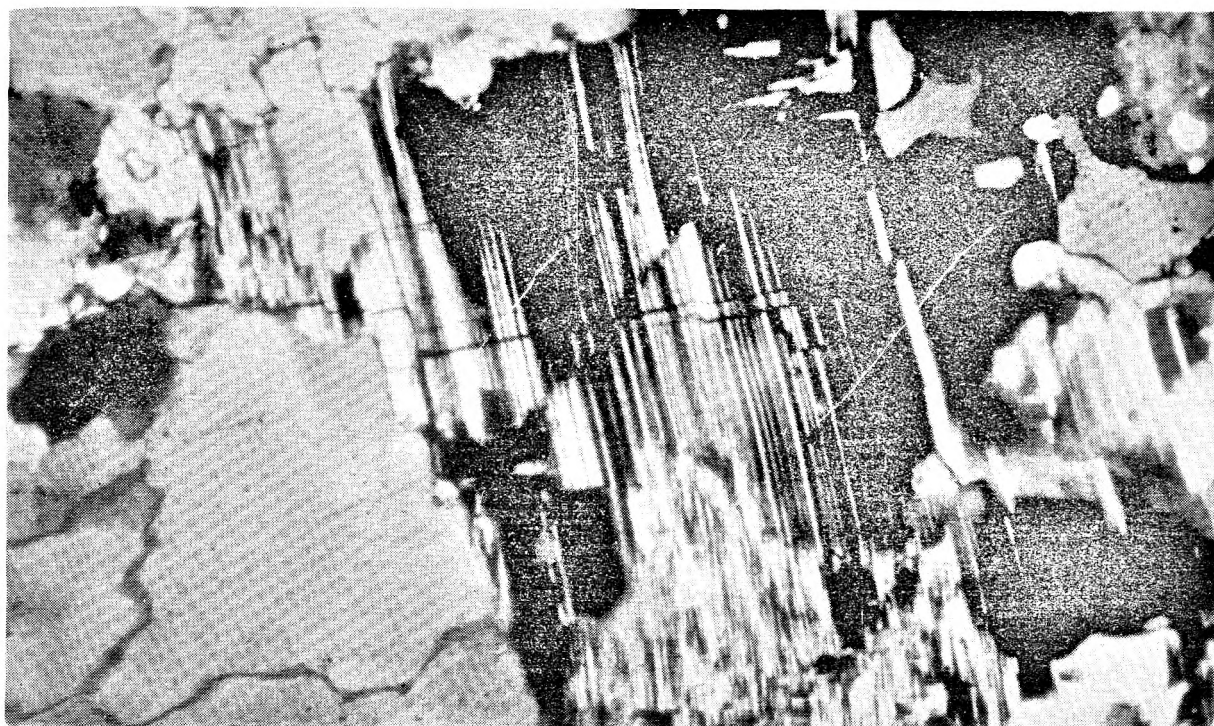


Fot. 2



PLANSZA II  
PLATE II

- Fot. 1. Ziarno albitu w większej części normalnie albitowo zbliźnionzone. W jego dolnej części wyraźnie widoczny rozwój struktury szachownicowej. Leukogranit z Kotliny. Nikole skrzyżowane. pow. 65×  
Albite grain in major part normally twinned. Development of chessboard structure well visible in its lower part. Leucogranite from Kotlina. Crossed nicols. magn. 65×
- Fot. 2. Ziarno albitu o strukturze szachownicowej z fragmentami normalnie albitowo zbliźnionzonymi. Leukogranit z Czerniawy-Zdroju. Nikole skrzyżowane. pow. 40×  
Albite grain of chessboard structure with fragments of normally twinned albite. Leucogranite from Czerniawa-Zdrój. Crossed nicols. magn. 40×



Fot. 1



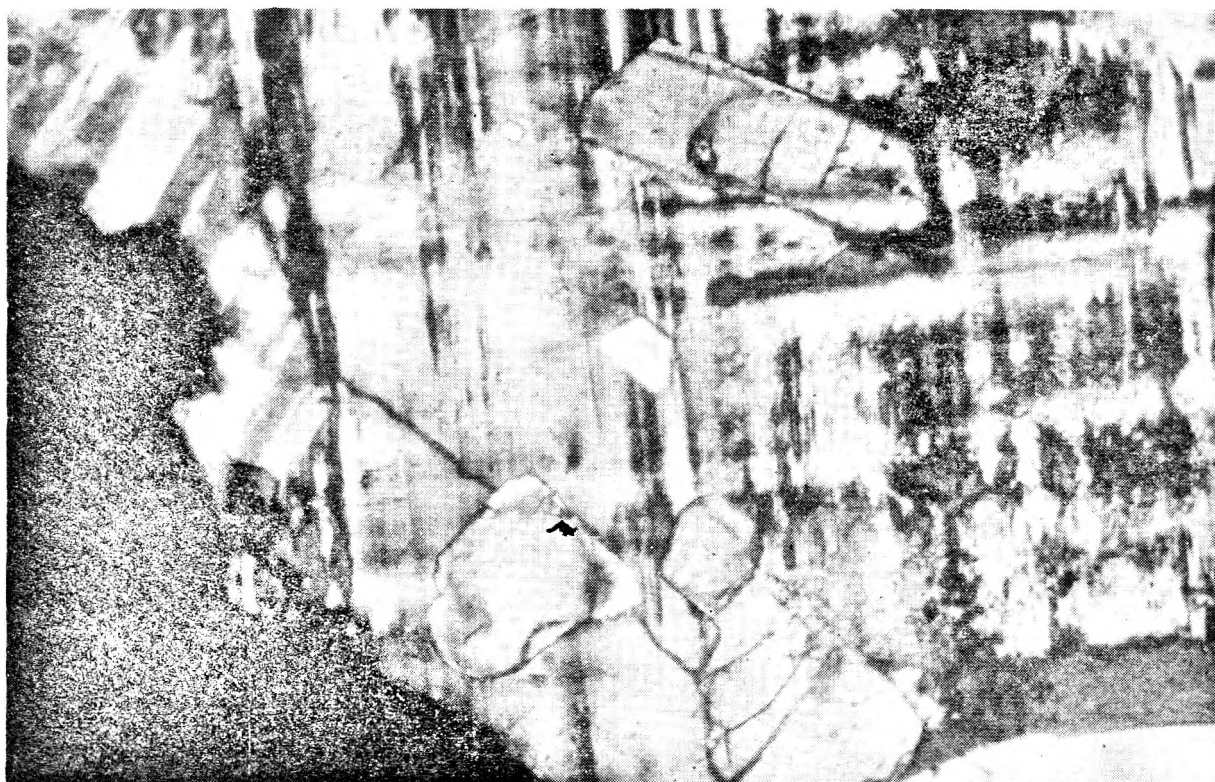
Fot. 2

PLANSZA III  
PLATE III

- Fot. 1. Żyłka czystego mikroklinu młodszego przecinająca duży, silnie skaolinizowany blast skażenia potasowego. Gnejs leukokratyczny rejonu Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane, pow. 60×
- Veinlet of younger pure microcline cutting a large, strongly kaolinized blast of potassium feldspar. Leucocratic gneiss from the vicinity of Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 60×
- Fot. 2. Turmaliny w dużym i czystym ziarnie mikroklinu. Gnejs leukokratyczny ze Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane, pow. 50×
- Tourmalines in a large and pure microcline grain. Leucocratic gneiss from Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 50×



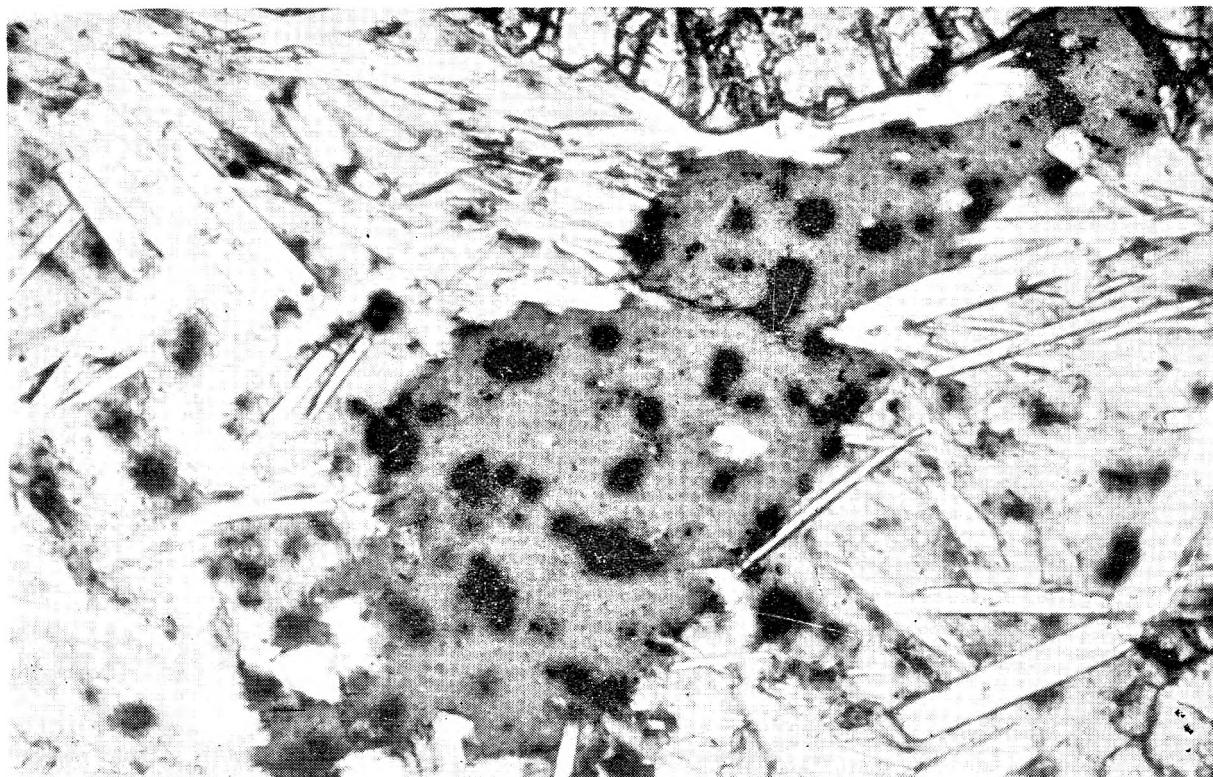
Fot. 1



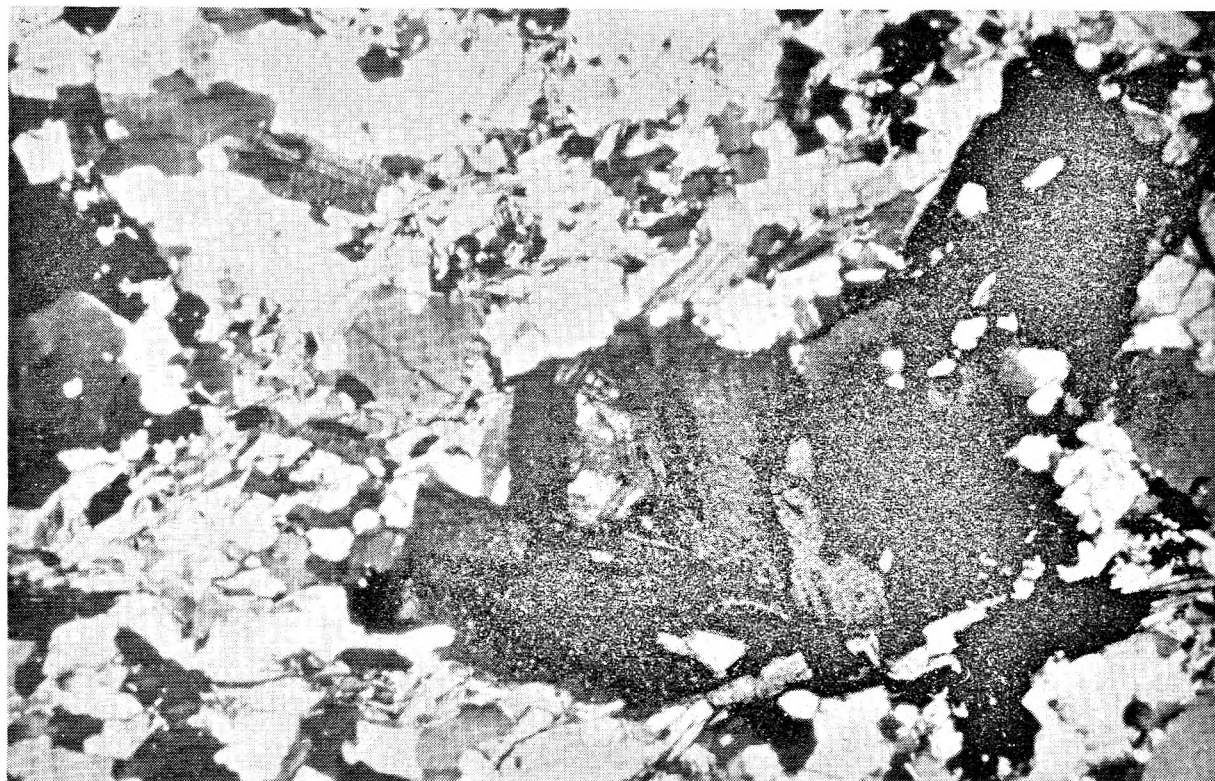
Fot. 2

PLANSZA IV  
PLATE IV

- Fot. 1. Postdeformacyjna płytka chlorytu z licznymi polami pleochroicznymi. Lupek lyszczykowy bogaty w granaty z kamieniołomu w Krobicy. Światło zwykłe, pow. 50×
- Postkinematic chlorite plate with numerous pleochroitic haloes. Mica schist rich in garnets from the Krobica quarry. Normal light, magn. 50×
- Fot. 2. Skupienie płytek postdeformacyjnego biotyту w lupku lyszczykowym. Wtrącenie lupków lyszczykowych wśród leptynitów w kamieniołomie w Kotlinie Nikole skrzyżowane, pow. 40×
- Aggregate of postkinematic biotite plates in a mica schist. Intercalation of mica schists in leptinites in the Kollina quarry. Crossed nicols, magn. 40×



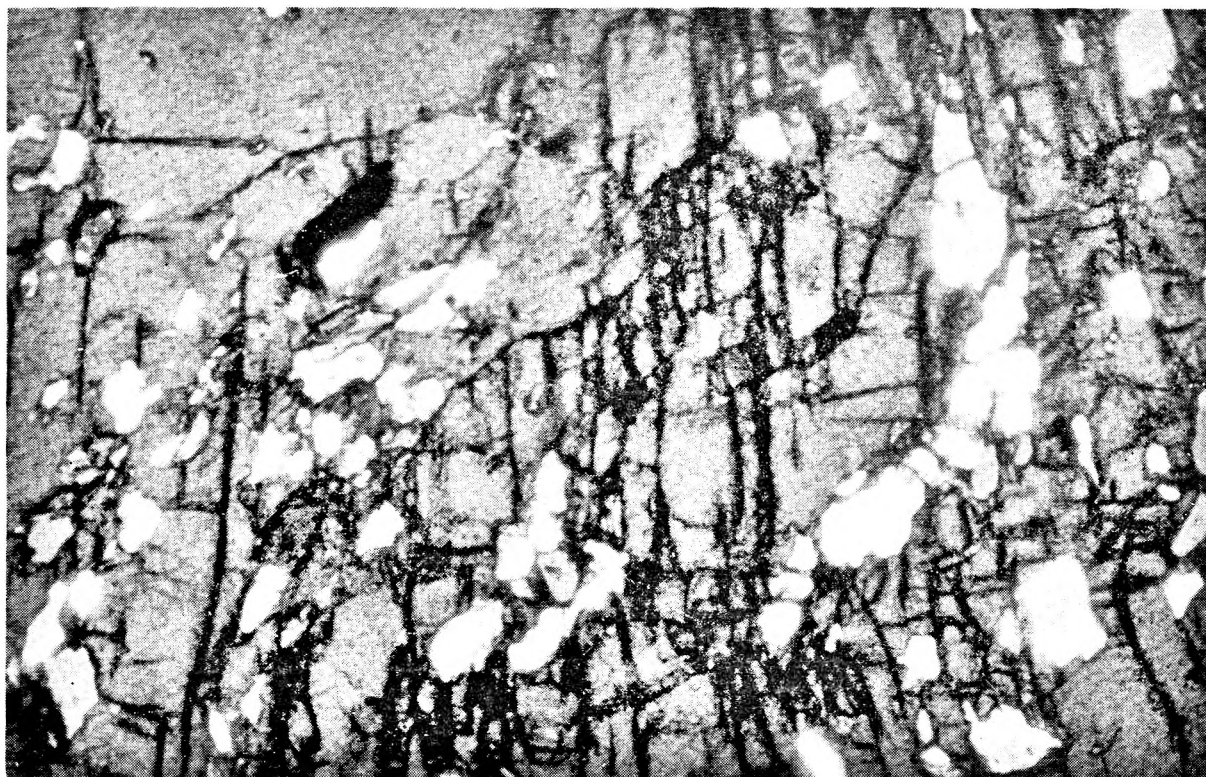
Fot. 1



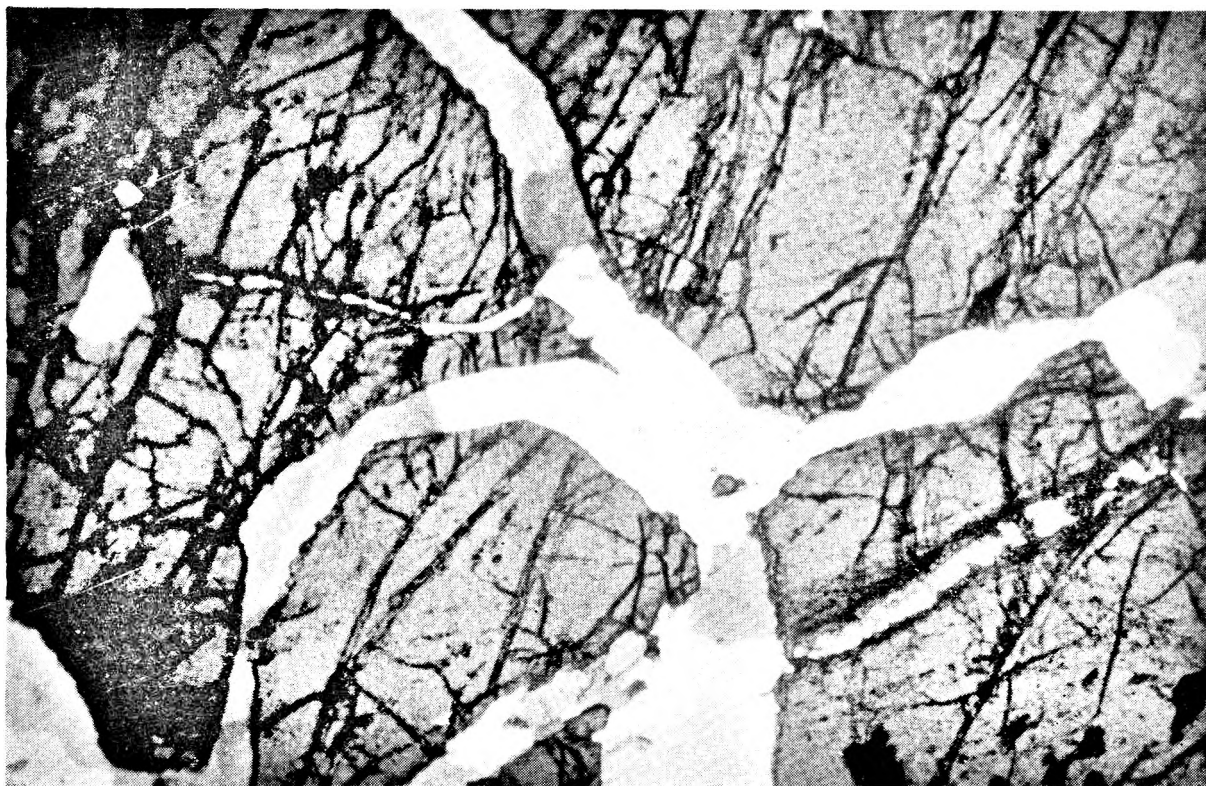
Fot. 2

PLANSZA V  
PLATE V

- Fot. 1. Wrostki kwarcu w granacie. Lupek lyszczkowy szczególnie bogaty w granaty z kamieniołomu w Krobicy. Nikole skośne, pow. 60×  
Quartz inclusions in garnet. Mica schist particularly rich in garnets from the Krobica quarry. Oblique nicols, magn. 60×
- Fot. 2. Młodsze żyłki kwarcu w granacie. Lupek lyszczkowy szczególnie bogaty w granaty z kamieniołomu w Krobicy. Nikole skośne, pow. 65×  
Younger quartz veins in garnet. Mica schist particularly rich in garnet from the Krobica quarry. Oblique nicols, magn. 65×



Fot. 1

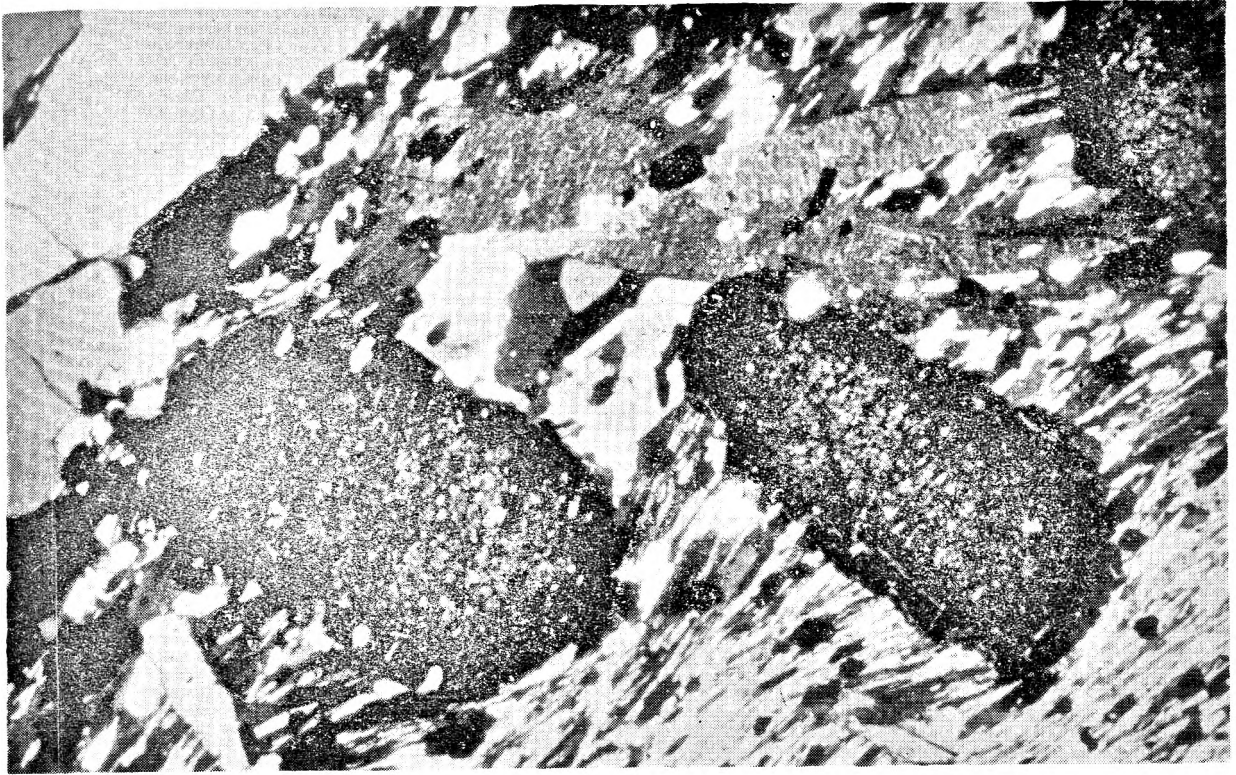


Fot. 2

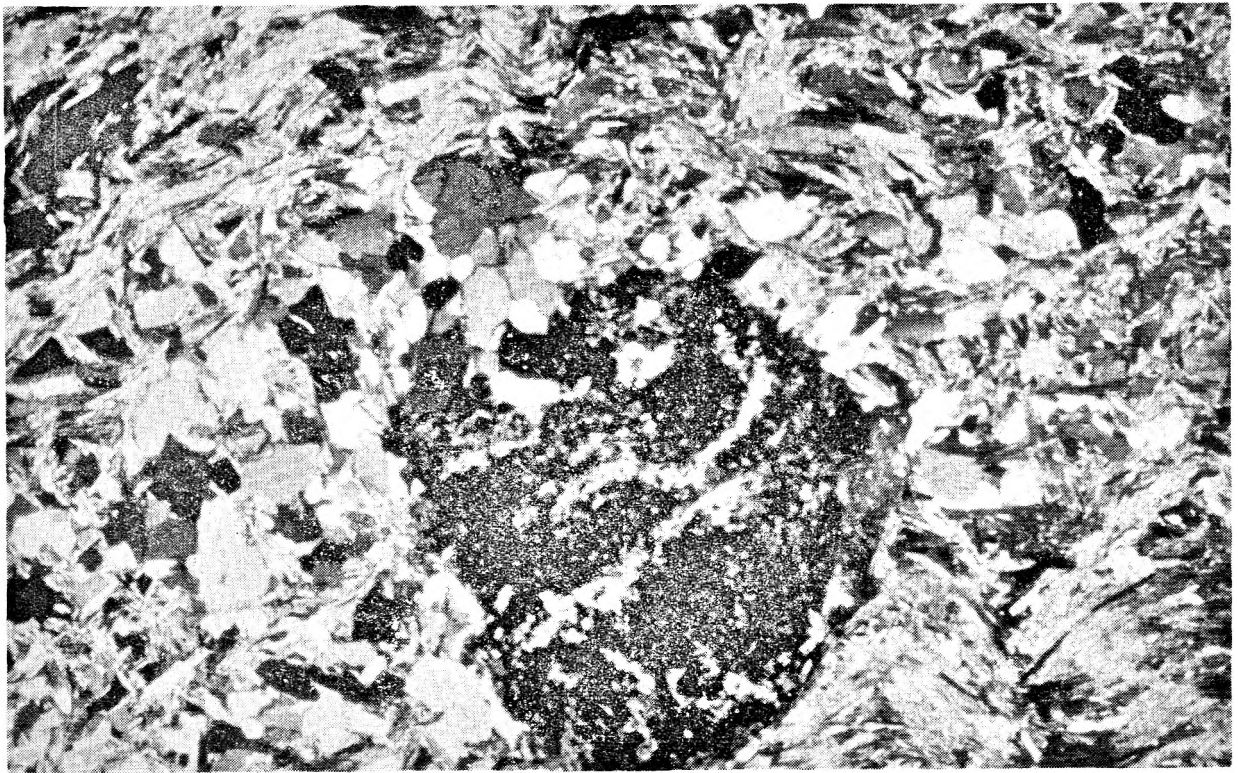


PLANSZA VI  
PLATE VI

- Fot. 1. Ziarna granatów przetkane wrostkami w częściach centralnych z czystymi strefami zewnętrznymi. Lupek łyszczykowy bogaty w granaty z kamieniołomu w Krobicy. Nikole skrzyżowane, pow. 50×  
Garnet grains overcrowded with inclusions in central parts with pure external rims. Mica schist rich in garnet from the Krobica quarry. Crossed nicols, magn. 50×
- Fot. 2. Pseudomorfoza łyszczykowo-chlorytowa po granacie. Lupek łyszczykowy ze Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane, pow. 50×  
Mica-chlorite pseudomorph after garnet. Mica schists from Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 50×



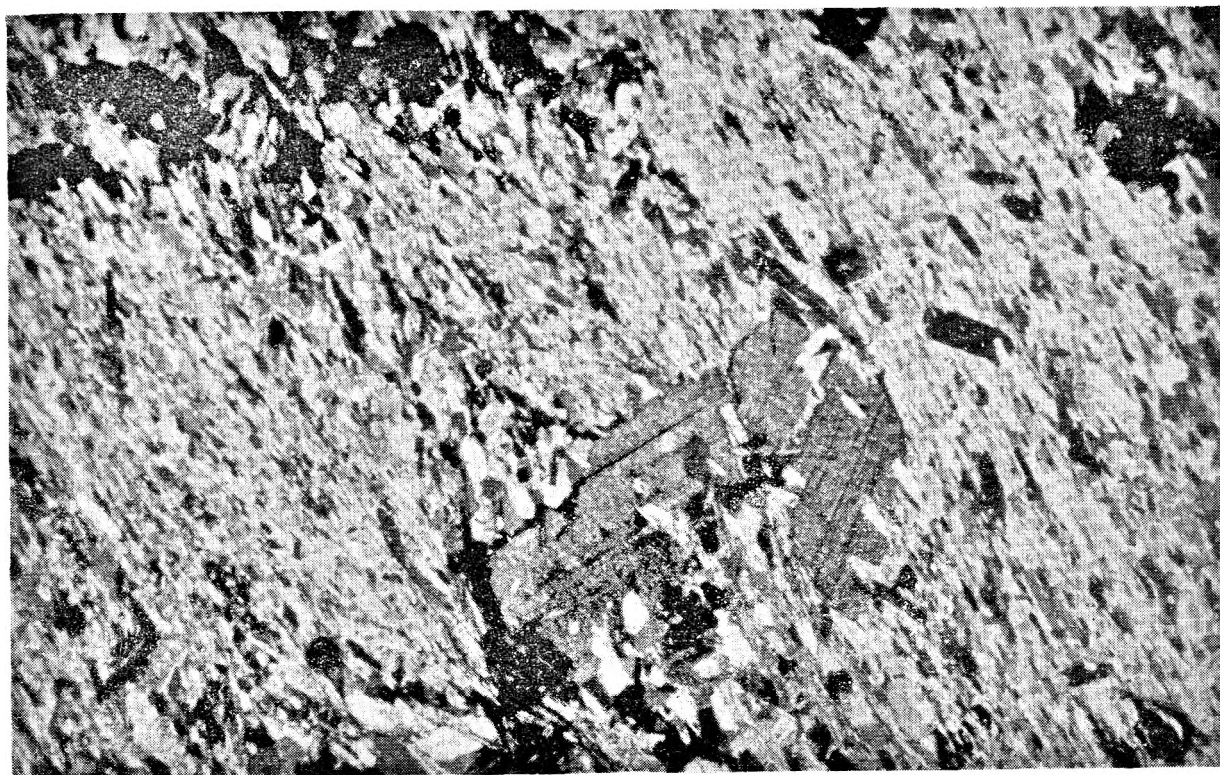
Fot. 1



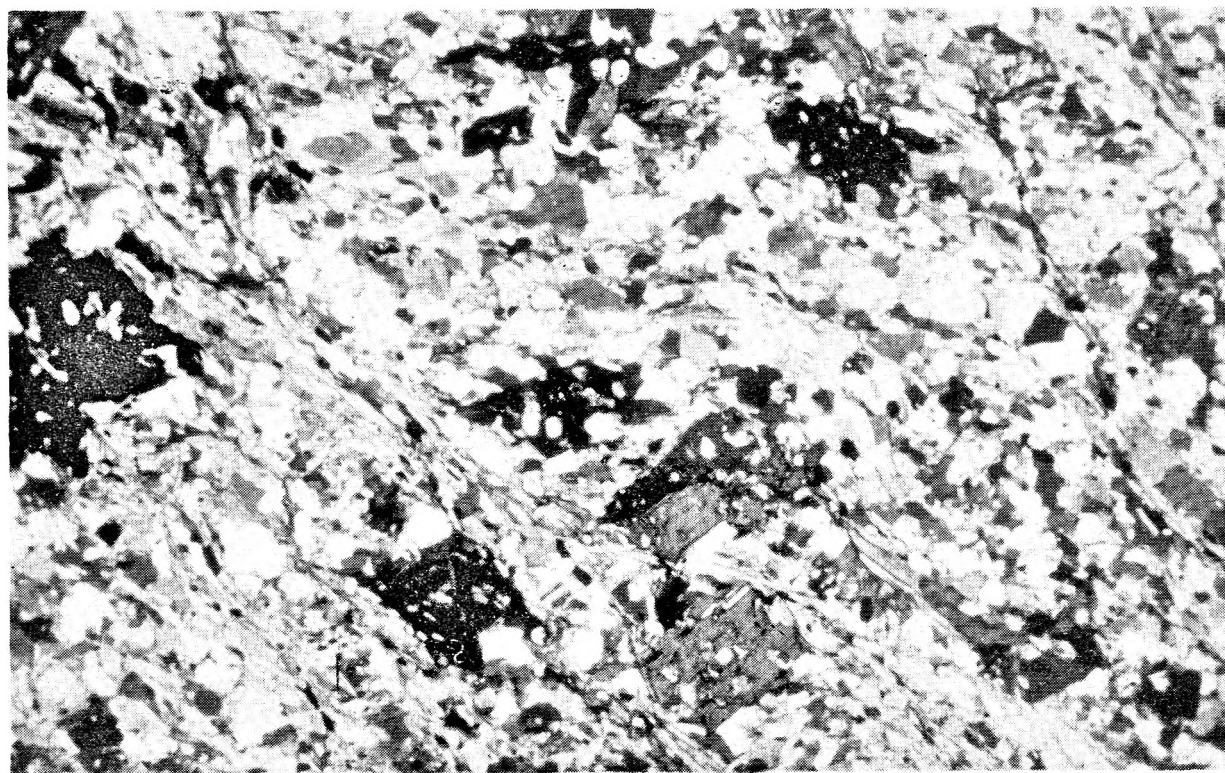
Fot. 2

PLANSZA VII  
PLATE VII

- Fot. 1. Biotyt postdeformacyjny w łupku łyszczykowym ze Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane. pow. 40X  
Postkinematic biotite in the mica schist from Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 40X
- Fot. 2. Leptynit z cienkimi smugami ukierunkowanych łyszczyków oraz bezładnie rozszanymi płytkami postdeformacyjnego biotyту. Nikole skrzyżowane. pow. 75X  
Leptynite with thin stripes of oriented micas and randomly dispersed plates of postkinematic biotite. Crossed nicols, magn. 75X



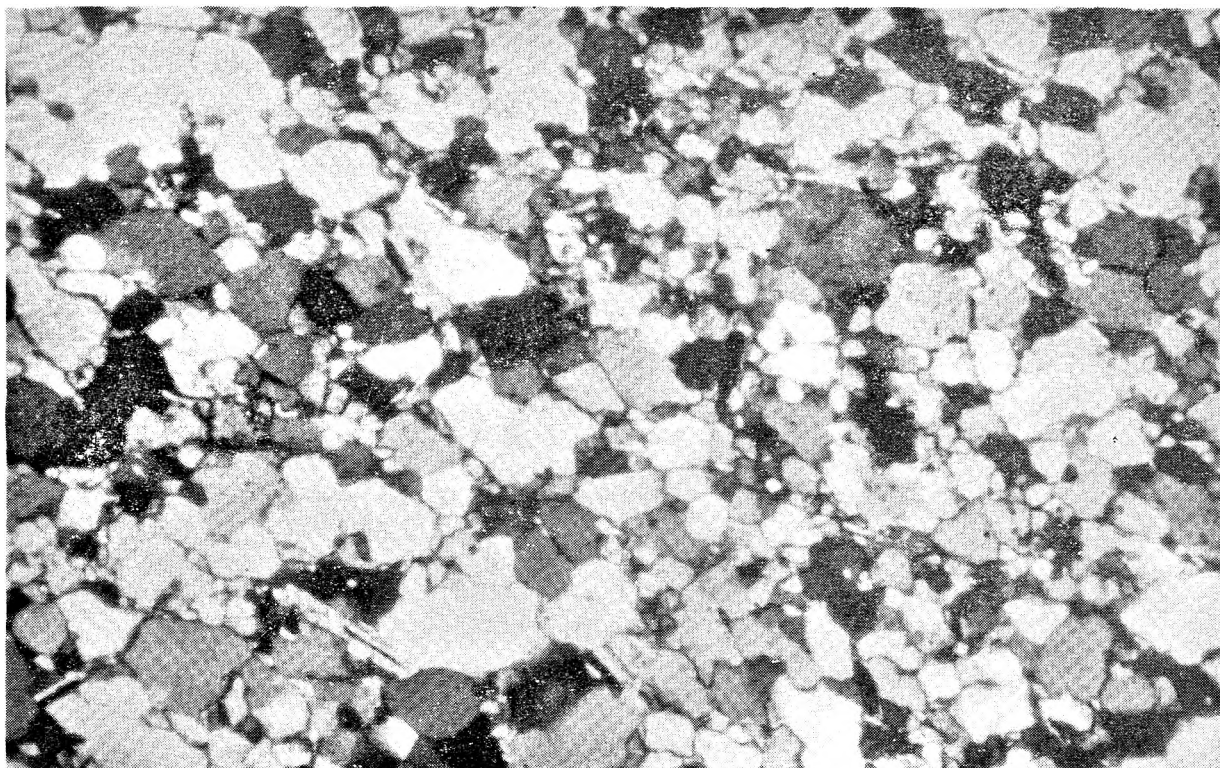
Fot. 1



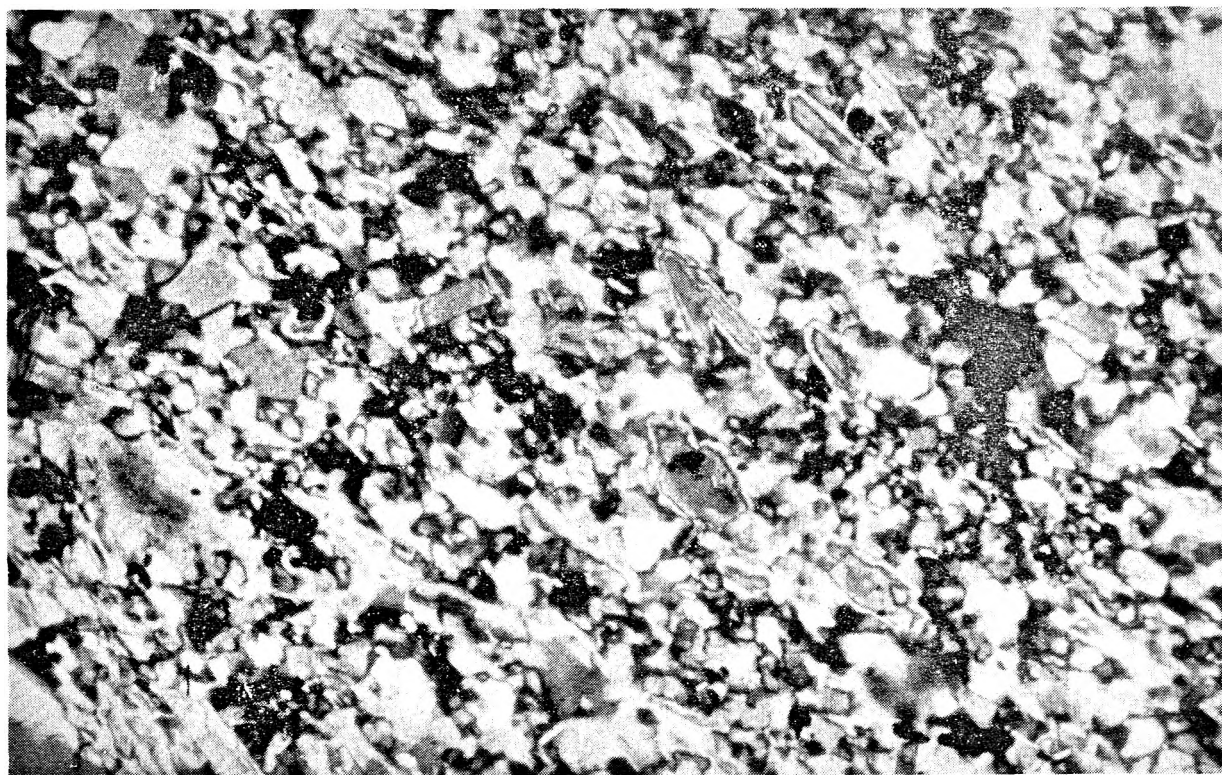
Fot. 2

PLANSZA VIII  
PLATE VIII

- Fot. 1. Leptynit kwarcowo-albitowy, ubogi w lyszczki z Czerniawy-Zdroju. Nikole skrzyżowane, pow. 80×  
Quartz-albite leptinite, poor in micas from Czerniawa-Zdrój. Crossed nicols, magn. 80×
- Fot. 2. Leptynit bogaty w ukierunkowane blaszki muskowitu. Kamieniołom leptynitów w Kctlinie. Nikole skrzyżowane, pow. 60×  
Leptinite rich in oriented muscovite flakes. Leptinite quarry at Kottlina. Crossed nicols, magn. 60×



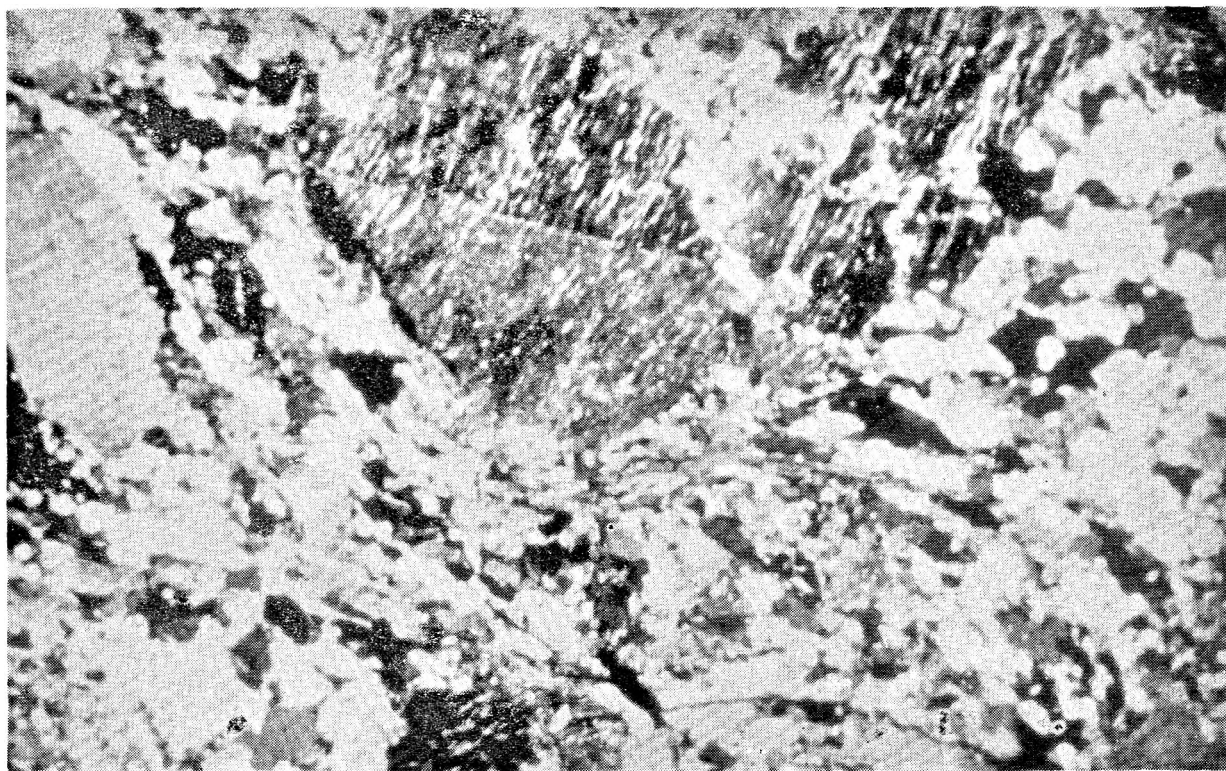
Fot. 1



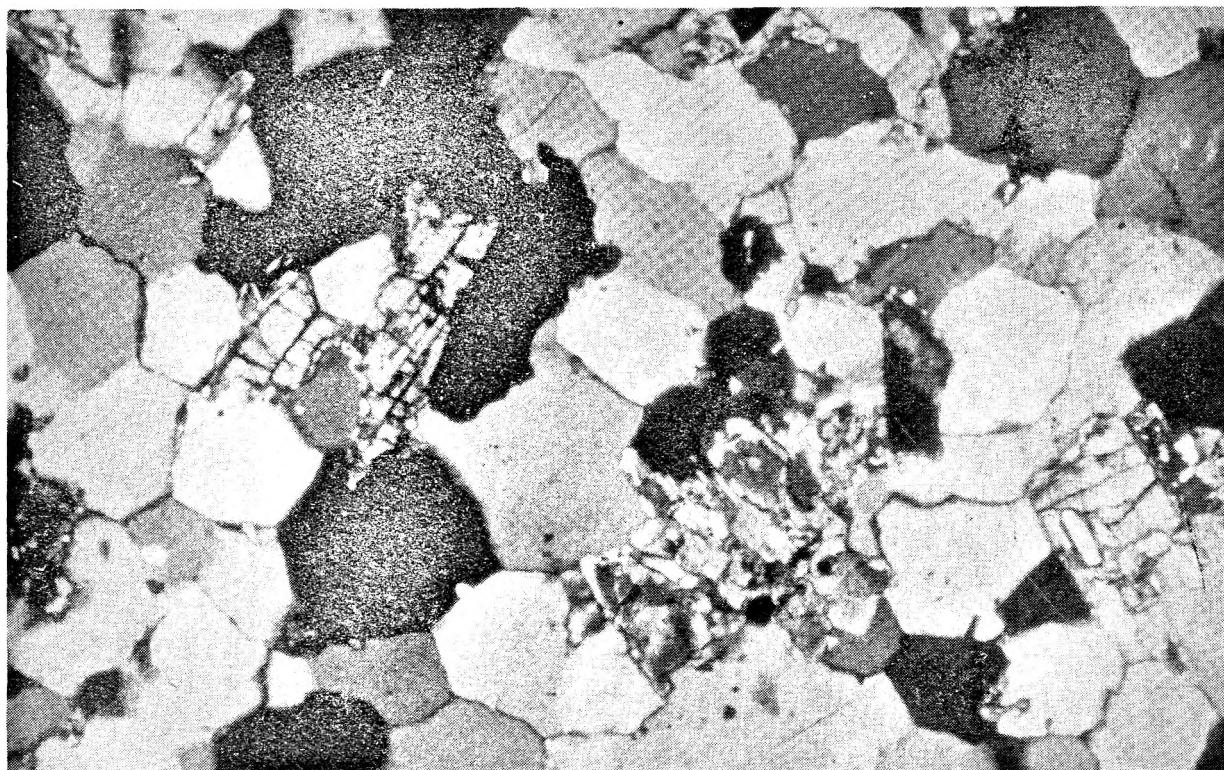
Fot. 2

PLANSZA IX  
PLATE IX

- Fot. 1. Zbliżniaczone karlsbadsko skalenie potasowe w gnejsie leukokratycznym z Czerniawy-Zdroju. Nikole skrzyżowane, pow. 50×.  
Carlsbad twinned potassium feldspars in leucocratic gneiss from Czerniawa-Zdrój. Crossed nicols. magn. 50×
- Fot. 2. Ziarna turmalinu w kwarcycie z Czerniawy-Zdroju. Nikole skrzyżowane, pow. 70×  
Tourmaline grains in quartzite from Czerniawa-Zdrój. Crossed nicols, magn. 70×



Fot. 1



Fot. 2



PLANSZA X  
PLATE X

- Fot. 1. Pakiety łyszczyków, głównie muskowitu w gnejsie leukokratycznym z Czerniawy-Zdroju. Nikole skrzyżowane, pow. 60×  
Mica sets — mainly of muscovite — in leucocratic gneiss from Czerniawa-Zdrój. Crossed nicols, magn. 60×
- Fot. 2. Relikty tekstury kierunkowej w leukogranicie rejonu Starej Kamienicy. Nikole skrzyżowane, pow. 60×  
Relics of oriented texture in leucogranite from the vicinity of Stara Kamienica. Crossed nicols, magn. 60 ×



Fot. 1



Fot. 2