

JÓZEF OBERC<sup>1</sup>

## GEOLOGIA I SUROWCE BLOKU KARKONOSKO-IZERSKIEGO<sup>1</sup>

(1 fig.)

### *Geology and raw materials of the Karkonosze Mts — Iżera Mts block*

(1 Fig.)

W skład polskiego odcinka bloku karkonosko-izerskiego wchodzi przedkambryjskie krystaliniki: Wschodnich Karkonoszy, izerski, mały fragment utworów staropaleozoicznych na zachód od Kamiennej Góry będący NE zakończeniem większej strefy tych utworów w południowych czzechosłowackich Karkonoszach, podobny fragment tych utworów w okolicy Przybkowic oraz waryscyjski granit stanowiący jądro struktury tektonicznej Sudetów Zachodnich. Z blokiem karkonosko-izerskim graniczą tektonicznie od północy serie staropaleozoiczne Gór Kaczawskich, od wschodu stratygraficznie dolny karbon synklinorium śródsudeckiego.

#### ROZWÓJ SERII I FAŁDOWANIA PRZEDKALEDONSKIE

Seria skalna proterozoiku wykształcona jest jako łupki łyszczykowe z wkładkami kwarcytów szarych niekiedy z fluorytem, łupków i kwarcytów grafitowych, wapieni i skał wapienno-krzemianowych oraz amfibolitów i łupków amfibolowych. Amfibolity obejmują niekiedy grube kompleksy we wschodnich Karkonoszach. Znaczna ich część doznała tu prekambryjskiej diaforezy. Również na obszarze izerskim spotyka się diaforytycznego pochodzenia łupki chlorytowe. Seriom łupkowym towarzyszą też łupki kwarcowo-skalieniowe, np. we wschodnich Karkonoszach oraz w paśmie łupkowym Starej Kamienicy, gdzie były opisywane jako łupki aplitowe. Są to produkty wulkanizmu kwaśnego (O b e r c, 1965 a). We wspomnianym paśmie spotyka się też łupki z porfiroblastycznym biotytem. We wschodniej jego części, a także w okolicach Szklarskiej Poręby i wzdłuż wschodniego kontaktu z granitem waryscyjskim w związku z intruzją tego granitu serie łupkowe uległy metamorfozie kontaktowej przechodząc zwłaszcza w skały hornfelsowe.

Cechą charakterystyczną łupków jest obecność w nich biotyту, muskowitu i chlorytu. Łupki łyszczykowe w paśmie Starej Kamienicy są

<sup>1</sup> Katedra Geologii Fizycznej Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław 2, ul. Cybulskiego 30.

<sup>2</sup> Referat wygłoszony na XL Zjeździe Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Zgorzelcu w dniu 24 VIII 1967 r.

przedmiotem eksploatacji w Krobicy, a ich odmiany granatowe koło Gierczyna zawierają zdatnym S. Jaskólskiego (1963) detrytyczny kasyteryt. Innym ważnym surowcem związanym z pierwotną serią jest magnetyt w Kowarach, gdzie był eksploatowany w kopalni Wolność oraz łupek pirytonośny w Wieściszowicach.

Kosztom skał serii łupkowych, głównie łupków łyszczykowych, przez parakinematyczną granityzację powstały gnejsy. W ich obrębie znajdują się często mezoskopowe i makroskopowe relikty tych skał. Skład mineralny gnejsów jest typowy: kwarc w kilku generacjach, kwaśny plagioklaz, albit i średniozasadowy oligoklaz, łyszczyk jasny i ciemny, chloryt,

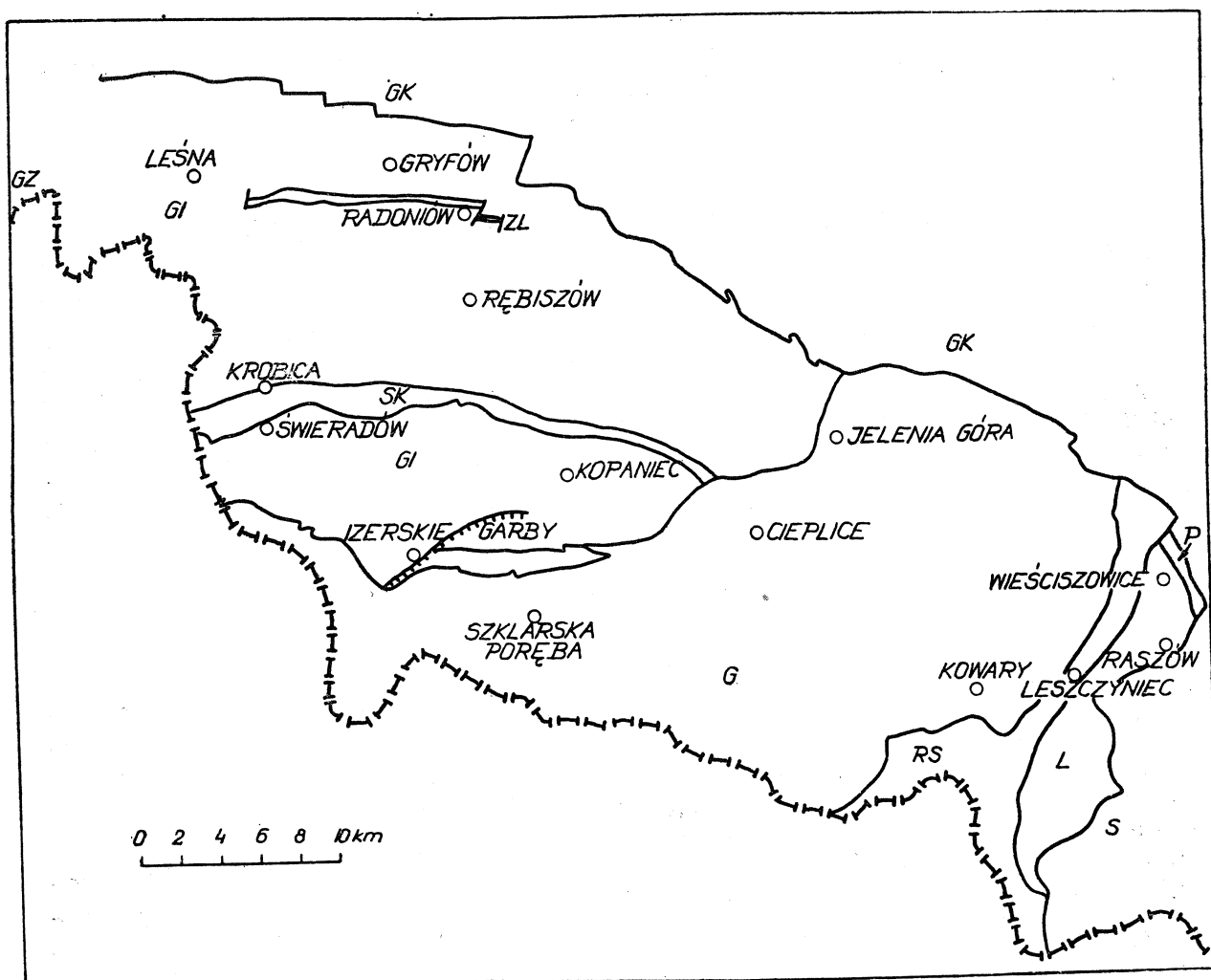


Fig. 1. Jednostki geologiczne bloku karkonosko-izerskiego. G — granit waryscyjski Karkonoszy; GI — gnejsy izerskie, granit rumburski, leukogranit izerski; GK — struktura tektoniczna Gór Kaczawskich; GZ — granodioryt zawidowski; L — jednostka Leszczyńca; P — jednostka Przybkowice; RI — nasunięcie Rozdroża Izerskiego; RS — jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki; S — synklinorium śródsudeckie; SK — pasmo łupkowe Starej Kamienicy; SP — pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby; ZL — pasmo łupkowe Złotniki Lubańskich

Fig. 1. Geological units of the Karkonosze Mts — Izera Mts block. G — Variscan Karkonosze granite; GI — Izera Mts gneiss, Rumburg granite, Izera Mts leucogranite; GK — tectonic structure of Kaczawa Mts; GZ — Zawidów granodiorite; L — Leszczyńiec unit; P — Przybkowice unit; RI — Rozdroże Izerskie overthrust; RS — Rudawy Janowickie — Mt Śnieżka unit; S — Intrasudetic synclinorium; SK — Stara Kamienica schist belt; SP — Szklarska Poręba schist belt; ZL — Złotniki Lubańskie schist belt

wreszcie skał potasowy. Akcesorycznie występują rutyl, ilmenit, apatyt, cyrkon, tlenki żelaza, epidot, granat i allanit.

Liczne są odmiany teksturalne gnejsów: gnejsy laminowane, płasko- i grubosoczewkowe, warstewkowo-soczewkowe, wreszcie granitognejsy (eksploatowane w kamieniołomie Wieża). Skał potasowy tworzy w nich niekiedy starsze parakrystaliczne oczka linijnie wydłużone. Wydłużenie wykazują też agregaty kwarcowo-skaleniowe. Natomiast owalne oczka tego typu jak w granicie rumburskim są postdeformacyjne. Wydziela się szereg odmian gnejsów noszących nazwy lokalne lub regionalne: gnejsy izerskie reprezentujące wszystkie wymienione odmiany, gnejsy kowarskie zbliżone do izerskich, gnejsy doliny Małej Upy we wschodnich Karkonoszach małym tylko fragmentem wchodzące z południowych Karkonoszy na teren Polski (często mają tekstury pręcikowe), gnejsy z Paczyna (amfibolowe). Niektóre odmiany w okolicy Leśnej uzyskują ciemną barwę dzięki zawartości biotytu oraz ciemnoszarego skalenia.

Tektonika skał przedgranitowych obszaru karkonosko-izerskiego, tzn. starszych od granitów rumburskich, zawidowskich i leukogranitu względnie wstępnie tylko przekrystalizowanych w czasie tworzenia się tych granitów zostanie omówiona oddzielnie dla wschodnich Karkonoszy, oddzielnie dla Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego.

We wschodnich Karkonoszach zaznaczają się dwie strefy o różnych cechach tektonicznych. Wewnętrzna składa się z łupków łyszczykowych lokalnie fylonitycznych z charakterystycznymi dla nich wkładkami, o których była już mowa, oraz gnejsów kowarskich i gnejsów doliny Upy. Tę jednostkę określił autor (J. O b e r c, 1960 a) jako jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki. Wschodnią i północną jej część M. i J. S z a ł a m a c h o w i e (1966 b) łączą z paleozoikiem południowych Karkonoszy, który, jak wspomniałem, wchodzi w formie niewielkiego fragmentu od południa na teren Polski, i wydzielają ją jako jednostkę tektoniczną Niedamirowa. Cechy charakterystyczne jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki to południkowy a na odcinku południowym SW—NE przebieg powierzchni foliacji zapadającej ku E i SE pod stromymi kątami. Niezależnie od tego rodzaju ustawienia tych powierzchni, lineacja ziarna i osie drobnych fałdów wyznaczające oś tektoniczną struktury zapadają ku ESE, rzadko ku E pod stromymi kątami. Jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki ma więc cechy dużego fałdu leżącego, powstałego zdaniem autora w czasie ruchów staroassyntyjskich, który w okresie ruchów waryscyjskich uległ poprzecznemu fleksuralnemu wygięciu, zresztą łącznie z wyżejległą jednostką Leszczyńca.

Jednostka Leszczyńca zalegająca na jednostce opisanej zbudowana głównie z amfibolitów wtórnie w dużym stopniu schlorytyzowanych i gnejsów amfibolowych ma w przybliżeniu południkowy przebieg foliacji zapadającej ku E i NNE zapad lineacji reprezentowanej przez linijne ułożenie lub wydłużenie ziarna, zmarszczkowanie oraz budinaż, w którym biorą udział granity przedwaryscyjskie. Zachowany jest też aczkolwiek bardzo słabo kierunek lineacji typowy dla jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. NNE—SSW przebieg lineacji, która układa się prostopadle do kierunku nacisków, wskazuje, że jednostka Leszczyńca znalazła się w dzisiejszej pozycji dzięki ruchom skierowanym ku WNW. Powierzchnia nasunięcia ścina koło Miedzianki serię amfibolitową, dzięki czemu część tych skał znacznie słabiej wtórnie zmienionych znalazła się w stropowych partiach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki.

Ruchy w obrębie jednostki Leszczyńca zdają się być młodsze od ru-

chów młodoassyntyjskich na obszarze izerskim (patrz poniżej), na co wskazuje fakt, że w ruch w omawianej jednostce zostały wciągnięte granity — odpowiedniki granitu rumburskiego. Że nasunięcie jednostki Leszczyńca jest starsze od serii staropaleozoicznych Gór Kaczawskich, dowodzi fakt, że na jej przedłużeniu w obrębie tych gór nie zaznaczają się zmiany facji, które musiałyby dojść do głosu, gdyby nasunięcie to miało miejsce w czasie paleozoiku.

Budowa obszaru izerskiego wykazuje daleko większe komplikacje tektoniczne i rozwojowe. Przeważają skały endogeniczne, tj. gnejsy i przedwaryscyjskie granity, co dowodzi, że obszar jest silniej elewowany niż wschodnie Karkonosze. Seria łupkowa zachowała się w formie 5 równoleżnikowo przebiegających pasm: Szklarskiej Poręby, Starej Kamienicy i Złotnik Lubańskich. Czwarty pas fragmentarycznie zachowany jest koło Mirska i Pobiednej.

Cechą charakterystyczną tektoniki obszaru izerskiego jest:

a) równoleżnikowy w przybliżeniu przebieg pasm łupkowych i foliacji w pasmach łupkowych,

b) WNW—ESE przebieg foliacji w ogólności z zapadami skierowanymi ku N, S, NNE i SSW, najczęściej ku NNE,

c) dwa zasadnicze systemy kierunków B-lineacji nie różniące się wiekiem, pochodzącej z pierwszego głównego zdaniem autora fałdowania staroassyntyjskiego. Pierwszy system przebiega SE—NW z zapadami skierowanymi najczęściej ku NW i SE. Drugi tak samo wykształcony system przebiega SW—NE z zapadami w jednym i drugim kierunku. Poszczególne systemy kierunków układają się na przemian licznymi pasmami równoleżnikowymi, równoległymi do głównych pasm łupkowych.

Tego rodzaju budowa tektoniczna jest interpretowana przez autora jako dwa systemy różnowiekowych fałdów, z których młodszy stanowi system fałdów nałożonych (ang. *superimposed folds*).

W budowie fałdu nałożonego wyróżniamy lepiej lub gorzej zachowany fałd lub system fałdów pierwotnych powstałych w pierwszej fazie fałdowania (a więc równocześnie z lineacją ziarna i osiami fałdów mezoskopowych), których osie oznaczamy symbolem B1, oraz fałd (fałdy) nałożony, którego oś B2 ustawiona jest skośnie, a nawet prostopadle do osi B1. Osie B1 są zdeformowane przez B2. Fałdy nałożone powstają w jednej z następnych faz tektonicznych ruchów fałdowych w określonym terenie, piąty wzdłuż północnego brzegu gnejsów.

Po tej uwadze ogólnej wracamy do dwufazowej budowy fałdowej obszaru izerskiego. Pierwotna struktura staroassyntyjska wyznaczona jest przez B-lineację o kierunku ogólnie NW—SE, obecnie częściowo tylko w ten sposób zorientowaną. Przed przebudową młodoassyntyjską, w czasie której powstały fałdy nałożone, struktura tektoniczna miała charakter dużego fałdu leżącego lub być może dwóch tego rodzaju fałdów o kierunku NW—SE wyznaczonym przez B-lineację, i wergencję SW powstałą przez nacisk od NE (J. O b e r c, 1961). Skręty czołowe tych fałdów (lub fałdu) nie zostały dotychczas odkryte. Prawdopodobnie leżą one poza badanym obszarem. Podczas kompresji młodoassyntyjskiej kierunek nacisku zmienił się na południkowy przy wergencji południowej, dzięki czemu została przeorientowana lineacja staroassyntyjska.

Schemat najprostszych fałdów tego typu przedstawiają dwa rysunki, które stanowią rzuty na płaszczyznę poziomą (J. O b e r c, 1967 a, fig. 3 AB). Uwzględniono na nich nie cały fałd staroassyntyjski, lecz z przedstawionych wyżej względów jego wycinek równoległy do B-lineacji, która

jest równoległa do osi fałdów. Pierwszy cytowany rysunek obrazuje przebudowę fałdu o osi (lineacji) NNW—SSE, drugi o osi WNW—ESE. Na skrzydłach normalnych fałdów nałożonych B-lineacja utrzymała pierwotny kierunek staroassyntyjski, na skrzydle odwróconym przyjęła kierunek zapadu NE. Z rysunków widać, że kierunek nacisku odpowiada kierunkowi dwusiecznej między kierunkami lineacji na skrzydle normalnym i odwróconym.

Jednakże rzeczywiste zjawiska tektoniczne na obszarze izerskim są miejscami daleko bardziej skomplikowane w przypadkach, gdzie skrzydło odwrócone fałdu nałożonego jest wtórnie zafałdowane. Taką sytuację przedstawia kolejny rysunek (J. O b e r c, 1967 a, fig. 3 c). będący rzutem aksonometrycznym. Skrzydło odwrócone zafałdowane jest tu w formie fałdu normalnego, bądź obalonego o osiach prostopadłych do kierunku nacisku, czyli równoleżnikowych.

W wyniku analizy różnych typów fałdów nałożonych udało się ustalić reguły (J. O b e r c, 1967 a), które pozwalają interpretować poszczególne uzyskane w terenie pomiary orientacji B-lineacji i znajdować dla nich miejsce w budowie większych struktur. W schemacie tym kierunek zapadu B-lineacji NW odpowiada skrzydłom normalnym w fałdach obalonych i skrzydłom północnym w fałdach normalnych. Odpowiada on też skrzydłom odwróconym wtórnym fałdów w obrębie skrzydła odwróconego większej struktury.

Kierunek zapadu SE — występuje na południowych skrzydłach fałdów symetrycznych bądź asymetrycznych w obrębie skrzydła normalnego.

Kierunek zapadu NE — na skrzydłach odwróconych.

Kierunek zapadu SW — na południowych skrzydłach wtórnych fałdów normalnych w obrębie skrzydła odwróconego większych struktur tektonicznych.

Kierunek zapadu E — w strefach przegubów antyklinalnych i synklinalnych fałdów obalonych.

Kierunek zapadu W — w strefach przegubów antyklinalnych i synklinalnych wtórnych fałdów w obrębie skrzydła odwróconego większych struktur tektonicznych.

Na podstawie podanego schematu udało się wydzielić kilkanaście fałdów młodoassyntyjskich uwidoczniionych na mapie (J. O b e r c, 1967 a, fig. 5). Ich skrzydła normalne i odwrócone zaznaczone są różną szrafurą.

Fałdowanie młodoassyntyjskie jest drugim z kolei silnym fałdowaniem zamykającym w zasadzie rozwój prekambriu na obszarze karkonosko-izerskim. Późniejsze ruchy poprzedzające sedymentację serii staropaleozoicznej zaznaczyły się prawdopodobnie w rozwoju jednostki Leszczyńca. Fałdy młodoassyntyjskie mają przebieg równoleżnikowy ustawiony pod kątem do osi fałdów staroassyntyjskich. Następne fałdowanie przedgórnodołoweńskie na obszarze kacławskim, które objęło serię staropaleozoiczną przeobrażoną z facji zieleńcowej lub lokalnie nie przeobrażoną, wytworzyło fałdy o kierunku WNW—ESE skośne do fałdów młodoassyntyjskich, choć miejscami równoległe do fałdów staroassyntyjskich. Pogląd ten został ostatnio odrzucony przez prof. H. T e i s s e y r e'a (1967 b, s. 263). Prof. H. T e i s s e y r e nie przyjmuje istnienia fałdów równoleżnikowych, młodoassyntyjskich, o których już wcześniej donosiłem (J. O b e r c, 1961, 1965). Fałdowanie starokaledońskie na obszarze izerskim nie miało miejsca. Skały kambryjskie i sylurskie, a nawet de-

wońskie Gór Kaczawskich biorą udział w jednofazowym systemie fałdów przedgórnodowońskich Gór Kaczawskich.

Z ruchami młodoassyntyjskimi związane jest nasunięcie Rozdroża Izerskiego. W strefie tej ważnej dyslokacji zdaniem M. i J. Sz a ł a m a c h ó w (1966 a) gnejsy izerskie uległy mylonityzacji a mylonity późniejszej sylikacji, która doprowadziła do powstania cennego surowca kwarcowego eksploatowanego na Izerskich Garbach. W tym czasie lub bezpośrednio później powstały też niektóre inne wystąpienia skał kwarcowych na obszarze izerskim.

Ruchy młodoassyntyjskie, z którymi związana jest powszechna na obszarze izerskim diaforeza, poprzedziły powstanie granitów autochtonicznych: rumburskiego i leukogranitu izerskiego. Ruchy te są też starsze od granodiorytu zawidowskiego.

Granit rumburski, opisywany petrograficznie przez H. E b e r t a (1937), M. B o r k o w s k ą (1959), M. K o z ł o w s k ą - K o c h (1965), wykazuje duże zróżnicowanie strukturalne, teksturalne i składu mineralnego. Składa się z kwarcu, oligoklazu, albitu i mikroklinu. Najpospolitsza jest odmiana o bardzo grubym pegmatytowym ziarnie z dużymi porfiroblastami skaleni osiągającymi 18, a nawet więcej cm. Niekiedy skała nie posiada tych porfiroblastów. Są też odmiany średnioziarniste, a nawet drobnoziarniste porfirowate lub nie. Składniki barwne pozwalają wydzielić odmiany biotytowe, muskowitowe, biotytowo-chlorytowe, amfibolowe, amfibolowo-biotytowe itp. Struktury i skład mineralny zmieniają się od miejsca do miejsca. W obrębie granitu spotyka się enklawy wszystkich przedgranitowych typów skał często mylonitycznych i diaforytycznych. Ich orientacja tektoniczna (foliacja i B-lineacja) jest taka jak orientacja tych skał w obszarach, gdzie tworzą one większe wystąpienia, w obszarach struktur tektonicznych młodoassyntyjskich. W enklawach są więc reprezentowane wszystkie kierunki i zapady powierzchni foliacji i lineacji, jak podane wyżej przy omawianiu nałożonych fałdów młodoassyntyjskich. Nie ma reorientacji tych skał związanych z zajmowaniem przestrzeni przez granit. Zachowane są też w enklawach w obrębie granitu rumburskiego kompletne bądź łatwe do zrekonstruowania antykliny i synkliny o kierunkach nawiązujących zarówno do tektoniki staro- jak i młodoassyntyjskiej, i to w obrębie różnych odmian petrograficznych granitu. Omawiane enklawy możemy uznać za enklawy autochtoniczne, czyli tektoniczne struktury szkieletowe.

Granit rumburski rozwija się kosztem wszystkich innych skał starszych przez ich statyczną granityzację, rekrytalizację i pegmatytyzację. Rekrytalizacja jest dwuetapowa i posuwa się bardzo często frontem nierównym, tworząc wypustki o bardzo zróżnicowanym kształcie. W żadnym przypadku z granitu tego nie mogły powstać gnejsy izerskie, jak przypuszczano dawniej, gdyż skały te jako starsze tworzą właśnie enklawy w granicie.

Granit rumburski tworzący liczne zazwyczaj drobne ciała geologiczne występuje zarówno w Górach Izerskich, jak i na Pogórzu Izerskim, a także nad Nysą Łużycką, zachowując wszędzie swe charakterystyczne cechy. Nie ma żadnych powodów do nazywania tej skały różnie w obu wymienionych terenach w szczególności na obszarze łużyckim granitem rumburskim, w górach na obszarze izerskim granitem izerskim, jak w pracy M. K o z ł o w s k i e j - K o c h (1965). Poza tym granit rumburski występuje we wschodnich Karkonoszach, gdzie towarzyszy gnejsom

kowarskim, wreszcie w Mikołajowicach na bloku przedsudeckim w masywie Wądroża Wielkiego.

Leukogranit izerski jest skałą drobno-, średnio lub gruboziarnistą koloru białego lub kremowego. Odmiany te są ostro odgraniczone lub łączą się stopniowymi przejściami. Skała składa się z albitu i kwarcu, w małej ilości z łyszczyku jasnego. Albit występuje w dwóch generacjach, z których młodsza całkowicie niemal wyparła mikroklin. Zachowane zdaniem K. Smulikowskiego (vide H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc, 1957) są w nim resztki tła kataklastycznego, które jest wypierane. Turmalin tworzy w skale oddzielne igielki lub ich zespoły, wreszcie gniazda. W okolicach Mirska występują grejzowy i skały kwarcowo-topazowe.

Leukogranit izerski zawiera enklawy skał przedgranitowych utrzymujących orientację tektoniczną (foliacja i B-lineacja) taką jak w fałdach zarówno staro- jak i młodoassyntyjskich (J. Oberc, 1967 b). Rozwija się on kosztem tych skał, a niewątpliwie gnejsów izerskich przez ich rekrytalizację w warunkach statycznych przy odprowadzeniu składników barwnych. Rekrytalizacja w odmianach o najgrubszym ziarnie (leukopegmatyt), podobnie jak w granicie rumburskim, ma cechy pegmatytyzacji. Granitowi towarzyszą niekiedy leukognejsy występujące poza tym niezależnie od niego, powstałe kosztem gnejsów izerskich bez gruntownej rekrytalizacji, lecz przy odprowadzeniu składników barwnych.

Leukogranit jest uważany za główne źródło surowca skaleniowego w Polsce. Jego zasoby są bardzo duże.

Wreszcie trzecia odmiana przedwaryscyjskich granitoidów granodioryt zawidowski pojawiający się na zachód od Leśnej stanowi skałę różową, zazwyczaj średnioziarnistą, z dużą ilością składników ciemnych, jednorodną z porfiroblastami skalenia bądź gnejsowatą. Występowanie obfitej ilości materiału skataklazowanego i podeformacyjnej blastezy dowodzi, że skała ta powstała kosztem innych skał starszych, głównie kosztem ciemnych gnejsów i amfibolitów.

W okolicy Zgorzelca granodioryt powoduje metamorfozę kontaktową eokambryjskich warstw ze Zgorzelca (Görlitzer Schichten) (H. Brause, G. Hirschmann, 1964, koło Włosienia kontaktuje z nimi nie powodując ich przeobrażeń termicznych. Zdaniem większej części autorów granodioryt zawidowski jest przedkambryjski, według G. Möbusa (1964) waryscyjski.

Granit rumburski i leukogranit izerski a także zdaniem M. i J. Szalamachów (1966 b) kwarcyty turmalinowe serii izerskiej były erodowane już w czasie ordowiku, czego dowodzą otoczaki tych skał w seriach odnośnego wieku w południowych Karkonoszach odkryte przez J. Chalousky'ego (1963). Ponieważ skały te tworzyły się na głębokości kilkunastu kilometrów, dowodzi to, że w tym czasie górotwór assyntyjski był zerodowany do takiej właśnie głębokości, co wymagało znacznego czasu geologicznego.

#### GRANIT WARYSCYJSKI KARKONOSZY

Krystalinik izerski oddzielony jest od karkonoskiego waryscyjską intruzją granitu Karkonoszy. Jej oś na zachodzie przebiega równoleżnikowo i na wschodzie skręca ku NE. Biegnie ona zawsze blisko S, SE i E brzegu masywu. Ku południowi granit kończy się pod osłoną blisko jej



brzegu. Dalej zdaje się sięgać na wschodzie koło Kowar, Miedzianki i Czarnowa, gdzie jest źródłem pochodzenia metali w tamtejszych złożach hydrotermalnych. Natomiast daleko sięga granit pod krystalinik izerski w pobliżu uskoku śródsudeckiego (J. Oberc, 1961). Strop granitu ścina stromo ustawione powierzchnie foliacji krystaliniku izerskiego. Wysokie położenie tego stropu manifestuje się złożami hydrotermalnymi pierwiastków radioaktywnych w okolicach Kopańca, Radoniowa i Wojcieszyc, związanymi ze szczelinami tektonicznymi o kierunku WNW-ESE. Za tak ustawioną powierzchnią stropową przemawia też jej intersekcja. W okolicy Szklarskiej Poręby stwierdzono zazębienie się granitu z osłoną (A. Jeliński, J. Lis, S. Przeniosło, 1965).

Skały intruzji opracowała ostatnio petrograficznie M. Borkowska (1966). Autorka ta wydzieliła jako główne typy: granity obszaru centralnego, głównego grzbietu, granofirowe oraz skały tworzące w granicie żyły: aplity, pegmatyty, mikrogranitoidy i lamprofiry.

W obrębie granitu, który przy intruzyjnym charakterze zdaniem J. Oberca (1965 b) powstał ze skał tego typu, jakie występują w osłonie, a według M. Borkowskiej (1966) z magmy palingenetycznej występują enklawy ostatnio opisane przez tę autorkę (l. cit.). Enklawy te ze względu na intruzyjny charakter granitu należy uznać za alochtoniczne. W granicie pojawiają się poza tym smugi biotytowe i aplitowe, które są być może efektem niedostatecznej homogenizacji materiału wyjściowego. Bogata w aplitowe smugi jest kotlina jeleniogórska. Na Przedgórzu Karkonoskim zaznacza się przewaga smug biotytowych nad aplitami. Najlepiej zhomogenizowany jest granit głównego grzbietu i Rudaw Janowickich. Smugi biotytowe i aplitowe wyznaczają opisane przez H. Cloosa (1925) kopuły w okolicy Śnieżnych Kotłów i Strużnicy. M. Mierzejewski (1966, s. 158, 1959) stwierdził w nich trzy fałdy mezoskopowe o osiach NE-SW.

Związane z odciążeniem, lokalnie równoległe do powierzchni morfologicznej, poziome spękania granitu po jego zupełnej konsolidacji wyznaczają również kopuły jednak bardziej płaskie niż kopuły wyznaczone przez smugi aplitowe i biotytowe. Natomiast przebieg pozostałych dwóch systemów spękań nawiązuje jak najściślej nie do osi intruzji, która jest prostopadła do kierunku nacisków w czasie jej tworzenia, lecz do pierwotnego kierunku B-lineacji staroassyntyjskiej w osłonie (J. Oberc, 1965 b). System szczelin podłużnych w małym stopniu wykorzystanych przez skały żyłowe przebiega SE-NW i jest w przybliżeniu zgodny z pierwotnym przebiegiem B-lineacji w skałach osłony. Szczeliny poprzeczne mają przebieg SW-NE i są wykorzystane przez skały żyłowe. Są one ustawione stromo lub pionowo. W kopule Śnieżnych Kotłów tworzą one w przekroju SE-NW wachlarz. Drugi tego rodzaju wachlarz tworzą spękania na obszarze kotliny jeleniogórskiej i Rudaw Janowickich.

Granit karkonoski ma charakter płaskiej żyły grubości 4—5 km. (R. Schwinner, 1928).

#### STOSUNEK PALEOZOIKU KACZAWSKIEGO DO KRYSTALINIKA KARKONOSKO-IZERSKIEGO

Północną granicę bloku karkonosko-izerskiego stanowi strefa uskokuwa określana zwykle jako główny uskoku śródsudecki (G. Berg, 1912, E. Zimmermann, 1937). Jest ona zachodnim zakończeniem głównej dyslokacji Sudetów. W przełomie Bobru w Rudawach Janowickich od-



dziela ona dwie struktury tektoniczne różne pod względem wieku, facji, stylu budowy i rozwoju; stromo ku E zapadające serie Rudaw Janowickich wykształcone w facji amfibolitowej i WNW-ESE przebiegające fałdy Gór Kaczawskich zbudowane ze skał facji zieleńcowej.

Dalej ku zachodowi dyslokacja oddziela granit karkonoski od strefy kaczawskiej. Etrefa kontaktu termicznego jest tu zrzucana pod powierzchnię ziemi, a na innych odcinkach przynajmniej znacznie zredukowana.

Na odcinku izerskim strefa uskokowa śródsudecka składa się z szeregu uskokuw typu schodowego lub klawiszowego i nie zawsze równoległych do siebie. W strefie tej w gnejsach izerskich i leżących na nich łupkach proterozoicznych, z którymi gnejsy łączą się przejściami, przeważają zapady skierowane ku północy, w położonym zaś dalej w tym kierunku paleozoiku kaczawskim zapady skierowane są ku południowi.

Spoczywające na gnejsach łupki proterozoiczne w kilku przekrojach przełałdowane są z gnejsami. Zawierają one biotyt, granat i ziarna albitu bez zbliźniaczeń, a z wrostkami kwarcu o kształcie kropłowym. Albit pocięty jest tu żyłkami infiltracyjnymi skalenia potasowego. Późniejsza od tych zjawisk jest kataklaza tych skał. Skalenie w tych łupkach są inne niż w skałach izerskich i kaczawskich. Typowe łupki staropaleozoiczne Gór Kaczawskich mają albit zbliźniaczony polisyntetycznie, a brak w nich granatu i biotyту. Podane cechy obydwu serii łupkowych określiła T. O b e r c - D z i e d z i c (1966). W skałach strefy granicznej występują liczne często niezgodne z foliacją „wkładki” glin uskokuwowych.

Miedzy tak pojętymi skałami bloku karkonosko-izerskiego i kaczawskiego zaznaczają się przejścia, które zdaniem autora są zjawiskiem wtórnym (tzw. pseudoprzejścia — por. J. O b e r c, 1960 b) związanym z jednej strony z diaforezą skał prekambryjskich, z drugiej z silniejszą progresywną metamorfozą łupków paleozoicznych a w strefach kontaktów tektonicznych, zwłaszcza u podstawy nasunięć, z wtórnym izoklinalnym przełałdowaniem serii łupkowych obu jednostek, występowaniem porwaków jednych łupków w obrębie drugich itp. Grubość strefy przejściowej, tj. od typowych gnejsów do typowych fyllitów w profilu Pilchowic wynosi 400 metrów przy upadzie około 60°. W okolicach Lubomierza ma ona zaledwie 150 metrów przy upadzie dochodzącym do 90°. W profilu Pławnej od gnejsów do wapieni kambryjskich grubość ta wynosi 800 m przy upadzie 65—90°.

Ostatnio ukazały się prace J. G o r c z y c y - S k a ł y (1966, 1967), W. S m u l i k o w s k i e g o (1966 a, 1966 b) i H. T e i s s e y r e ' a (1967 a), których autorzy zgodnie interpretują przejścia między seriami izerskimi a kaczawskimi jako przejścia typu metasomatycznego lub feldspatyzacyjnego. Zdaniem J. G o r c z y c y - S k a ł y w tej strefie przejściowej ma być reprezentowany eokambr. Fałdowanie serii izerskiej i kaczawskiej ma być przy tym wspólne i jednofazowe.

Takie ujęcia przy przyjęciu jednego głównego fałdowania obu jednostek budzą zastrzeżenia z punktu widzenia zonografii serii metamorficznych oraz regionalnej budowy geologicznej Sudetów Zachodnich.

1) Według J. J u n g a, M. R o q u e s a (1952) między typowymi fyllitami (Y-2) a gnejsami biotytowymi (Z-1) występuje strefa łupków łyszczykowych (Y-1) grubości 3000 m i strefa górnych gnejsów (Z-2) grubości 4000 m. Te grubości idące w tysiące metrów, w okolicach Pilchowic i Lubomierza zredukowane są do podanych wyżej grubości, co musi znaleźć inne wytłumaczenie niż w pracach cytowanych autorów polskich.

2) Postawienie zagadnienia przejścia choćby tylko metasomatycznego, gdyby miało ono być związane z powstawaniem gnejsów izerskich między uznawanymi zgodnie za prekambry gnejsami izerskimi a paleozoicznymi fyllitami jednostki Bolkowa (wtórnych jej fałdów), w świetle aktualnej teorii budowy Gór Kaczawskich H. Teisseyre'a (1967 a) jest poważną niekonsekwencją naukową. Budowa ta powstała w czasie ruchów starowaryscyjskich. Gdyby istniało jakieś przejście rzeczywiste między gnejsami izerskimi a łupkami kaczawskimi, to jedynie między gnejsami a skałami najgłębszej jednostki struktury Gór Kaczawskich, tj. jednostki Świeżawy, nigdy zaś między seriami izerskimi a seriami jednostki Bolkowa nasuniętej na jednostkę Świeżawy. Konsekwencją bowiem przyjęcia przejścia między seriami izerskimi a seriami jednostki Bolkowa nasuniętej od północy, a zapadającej na tym odcinku ku południowi w stronę gnejsów izerskich byłoby nasunięcie gnejsów izerskich, które na dzisiejsze miejsce mogłyby się dostać jedynie na grzbiecie jednostki Bolkowa. Na takie rozwiązanie trudno będzie jednak znaleźć dowody.

Katedra Geologii Fizycznej  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
Wrocław lipiec 1967

#### WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Arhens W. (1925), Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges, *Mitt. Preuss. Geol. Landesanst.*, H. 2.
- Berg G. (1912), Blatt Kupferberg 1 : 25 000, Berlin.
- Berg G. (1935), Blatt Alt Kemnitz 1 : 25 000, Berlin.
- Borkowska M. (1959), Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetic Mts. and the Sudetic foreland. *Arch. miner.* 21, 2, Warszawa.
- Brause H., Hirschmann G. (1964), Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge. Geologische Übersicht. *Exkursionsführer für 11. Jahrestagung Dtsch. Geol. Ges. Leipzig*. Berlin.
- Chaloupsky J. (1963), Konglomeraty v karkonošském krystalniku. *Sborn. Ustr. Ust. Geol.*, sv. 27, Praha.
- Closs H. (1925), Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I Teil. *Das Riesengebirge in Schlesien*. Berlin.
- Ebert H. (1937), Das vortertiäre Grundgebirge des Kartenblattes Hirschfelde. *Erl. Geol. Karte v. Sachsen 1 : 25 000*, Bl. 89: Hirschfelde. Leipzig.
- Gorczyca-Skała J. (1966), Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and the Iżera region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. géol. géogr.* 14, 3.
- Gorczyca-Skała J. (1967), Eokambry i starszy paleozoik południowej części Gór Kaczawskich w okolicy Pilchowic-Zapory i Wlenia. *Przewodnik XL Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Wyd. Geol. Warszawa.
- Jaskólski S. (1963), Erwägungen über die Genese Zinnführen-Schiefer im Isergebirge (Niederschlesien). Z badań metamorfizmu dolnośląskiego. *Pr. geol. PAN oddz. Kraków*, 12.

- Jeliński A., Lis J., Przeniosło S. (1965), Uwagi o północnym kontakcie granitu karkonoskiego na zachód od Szklarskiej Poręby. *Biul. Inst. Geol.*, 170, Warszawa.
- Jung J., Reques M., (1952), Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. géol. carte France*, 50, 235, pp. 1—62.
- Kozłowska-Koch M. (1965), Granitognejsy Pogórza Izerskiego. *Arch. miner.* 25, 1—2.
- Mierzejewski M. (1966), On the Tectonic Evolution of the Karkonosze-Granite (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc.* 14, 3, Warszawa.
- Milch L. (1902), Beiträge zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirge. *Neues Jb. miner. Beil.* Bd. 12, 15.
- Möbus G. (1964), Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge-Lausitzer Grundgebirge-Westsudeten. *Abh. Dtsch. Akad. Wiss.*, 5.
- Oberc J. (1960 a), Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta geol. pol.*, 10, Warszawa.
- Oberc J. (1960 b), Pokus o interpretaci „přechodu” mezi formacemi různého stáří. *Přir. Čas. slezky*, 21.
- Oberc J. (1961), An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block. *Zesz. nauk. Uniw. Wrocław.* 8.
- Oberc J. (1964), Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. *Kwart. geol.*, 8, Warszawa.
- Oberc J. (1965 a), Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.* 7, Warszawa.
- Oberc J. (1965 b), Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. *Biul. Inst. Geol.*, 191, Warszawa.
- Oberc-Dziedzic T. (1966), Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza. *Z geol. Ziem Zach.* PWN.
- Oberc J. (1967 a), Rozrzut B-lineacji w krystaliniku izerskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, Kraków.
- Oberc J. (1967 b), Struktury szkieletowe w leukogranicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy. *Kwart. geol.* 11, 2, Warszawa.
- Schwiner R. (1928), Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 49, Berlin.
- Smulikowski W. (1966 a), Eastern part of the Izera-gneiss boundary against the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. géol. géogr.*, 14, 4.
- Smulikowski W. (1966 b), Some geological observations concerning the eastern part of the Izera gneiss complex. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. géol. géogr.*, 14, 4, Warszawa.
- Szałamacha J. (1966 a), Seria Niedamirowa i jej stanowisko tektoniczne w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu karkonoskiego. *Kwart. geol.*, 10, 4, Warszawa.
- Szałamacha J. (1966 b), O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich. *Kwart. geol.* 10, 3, Warszawa.
- Teisseyre H. (1967 a), Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. *Przewodnik XL Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Wyd. Geol.
- Teisseyre H. (1967 b), Główne problemy tektoniczne w Sudetach *Prz. geol.*, 6.
- Teisseyre H., Smulikowski W., Oberc J. (1957), Regionalna Geologia Polski, 3 Sudety, Kraków.
- Zimmermann E. (1937), *Erläut. z Geol. Karte v. Preussen*, Bl. Hirschberg, Berlin.