

JÓZEF OBERC

## Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów

**STRESZCZENIE:** We wschodnich Karkonoszach wydziela autor dwie strefy o różnym składzie litologicznym. Zachodnia zbudowana jest z łupków łyszczykowych, gnejsów i granitognejsów powstałych ich kosztem, wschodnia z amfibolitów i gnejsów, będących produktem granityzacji amfibolitów. Po granityzacji zaznacza się tu lokalna diaforeza przedkambryjskiego wieku. Struktury mikrotektoniczne pozwalają na wydzielenie kilku stref, w których zmieniają się stosunki między przebiegiem warstw na wykorzystanych tu mapach G. Berga a foliacją, lineacją i fałdami ciągnionymi (osi B). W bloku Karkonoszy — Gór Izerskich wydziela autor następujące jednostki tektoniczne wyższego rzędu: blok izerski przedkambryjskiego wieku, jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki, które mają kierunki równoleżnikowe, jednostkę Leszczyńca nasuniętą ku zachodowi, kaledonidy południowych Karkonoszy, granit waryscyjski. Oddzielną jednostkę stanowi strefa staropaleozoicznych utworów odgałęziająca się od tego typu utworów w Górach Kaczawskich. Dalej ku wschodowi rozprzestrzenione są osady dolnego karbonu niecki śródsudeckiej. Wymienione jednostki z wyjątkiem granitu waryscyjskiego i jednostki izerskiej zostały wygięte w formie skłonu fleksuralnego (skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy) w czasie ruchów podolnokarbońskich. W zakończeniu pracy podana jest kolejność zjawisk i procesów tektonicznych. Serie wschodnich Karkonoszy łącznie z granityzacją i diaforezą są wieku przedkambryjskiego. Fałdowania kaledońskie przebudowały jednostki przedkambryjskie wzdłuż południowego brzegu jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Uskok śródsudecki formował się w dwóch stadiach przed osadzeniem kulmu i po intruzji granitu. Fleksura wschodnich Karkonoszy tworzyła się głównie w czasie ruchów waryscyjskich. Ruchy pokredowe lub zachodzące tuż po osadzeniu kredy północnych Czech doprowadziły do powstania nasunięcia łużyckiego.

### WSTĘP

Pod nazwą wschodnich Karkonoszy rozumie autor obszar położony między wychodniami utworów młodopaleozoicznych niecki śródsudeckiej a granitem jeleniogórskim (waryscyjski granit Karkonoszy). Od północy

jest on ograniczony tzw. głównym uskokiem śródsudeckim biegnącym wzdłuż przełomowego odcinka Bobra. Uzupełniając położenie terenu pojęciami geograficznymi określamy go jako obszar Rudaw Janowickich i Łasockiego Grzbietu. Po stronie czeskiej należy tutaj masyw Gór Rychorskich. Obiektem rozważań w niniejszej pracy jest obszar polskiej części wschodnich Karkonoszy.

Celem pracy jest przedstawienie przewodnich rysów tektoniki wyżej określonego obszaru. Materiałem, na podstawie którego opracowano zagadnienie, jest:

- 1) mapa geologiczna G. Berga 1 : 25 000, arkusze Miedzianka, Kowary, Karpacz,
- 2) mapa zawarta w pracy S. Dyjora pt. „Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części arkusza Miedzianka”<sup>1</sup>,
- 3) własne obserwacje przeprowadzone w terenie w latach 1957-1958 w ramach programu Pracowni Sudeckiej PAN. Na ich podstawie został przepracowany materiał zawarty w wymienionych pracach G. Berga.

W ten sposób zebrany materiał pozwala jedynie na ogólne ujęcie zagadnienia. Brak własnego zdjęcia obszaru wschodnich Karkonoszy oraz brak szczegółowych badań petrograficznych nie pozwala na szczegółowe potraktowanie geologii terenu. Zebrany materiał daje jednak, już w obecnym stanie badań autora, podstawę do wyciągnięcia nowych wniosków niezupełnie zgodnych z dotychczasowymi poglądami zawartymi w literaturze geologicznej. W nadziei, że przedstawione wyniki wzbudzą zainteresowanie geologów sudeckich i przyspieszą na tym terenie dalsze osiągnięcia polskiej geologii, pozwalam sobie na opublikowanie wyników swoich obserwacji i wniosków z nich płynących.

### *Serie skalne wschodnich Karkonoszy*

Materiału do poznania charakteru petrograficznego serii skalnych wschodnich Karkonoszy w granicach naszego kraju dostarczyły dotychczas przede wszystkim badania G. Berga, rozpoczęte już w pierwszej dekadzie lat bieżącego stulecia i prowadzone dalej do roku 1941<sup>2</sup>.

Przyczynkowych prac dostarczyli O. Juskowiak (1957), S. Jaskólski (1957), M. i J. Szałamachowie (1958). Opracowaniem formacji kruszconos-

<sup>1</sup> Mgr Stanisław Dyjor wykonał to zdjęcie w ramach pracy magisterskiej z inicjatywy i pod kierownictwem autora w latach 1957-1958 w Katedrze Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego. Ponadto brał on udział w pracach terenowych autora w bloku Izerskim i innych częściach wschodnich Karkonoszy. Za pomoc w pracach terenowych i zgodę na wykorzystanie wymienionego zdjęcia autor składa mu na tym miejscu wyrazy podziękowania.

<sup>2</sup> Traktując rozdział o serjach skalnych jako mniej istotną część pracy nie podajemy historycznego rozwoju poglądów na to zagadnienie. Przy powoływaniu się na poglądy G. Berga cytujemy jego najnowsze prace z 1938 i 1941 r. Pamiętać należy jednak, że większość poglądów tego autora pochodzi z pierwszego wydania objaśnień do arkuszy Miedzianka i Kowary (1912).

nej zajmowała się E. Zimnoch (1958). Poza tym pisał o petrografii tych utworów K. Smulikowski (1952, 1957).

Ogromna ilość materiałów tyjących się zagadnień złożowych i petrografii znajduje się w Instytucie Geologicznym, pracowniach geologicznych różnych komórek przemysłu metali nieżelaznych i w archiwach zakładów górniczych działających w Kowarach. Niemało też materiałów dotychczas nie opublikowanych dostarczyły prace dyplomowe absolwentów uniwersytetów oraz Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Materiały te nie zostały wykorzystane w niniejszej pracy.

Niniejsze krótkie a ogólne ujęcie przewodnich cech serii skalnych wschodnich Karkonoszy oprzemy na materiałach publikowanych pod kątem widzenia własnych obserwacji, głównie terenowych.

Spoglądając na mapy geologiczne wschodnich Karkonoszy opracowane przez G. Berga, możemy wyróżnić oprócz zieleńców i fyllitów staropaleozoicznych dwie strefy — wewnętrzną, której ton nadają łupki łyszczykowe i związane z nimi odmiany gnejsów, oraz zewnętrzną (wschodnią), gdzie przeważają amfibolity i odmiany gnejsów z nimi związane. Druga strefa leży tektonicznie nad pierwszą.

Tego rodzaju rozdział serii skalnych nie jest w szczegółach konsekwentny, gdyż są obszary, w których w obrębie przeważających mas łupków łyszczykowych i związanych z nimi gnejsów spotyka się amfibolity np. między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem; i na odwrót — w obrębie wyższej amfibolitowej strefy wewnętrznej pojawiają się łupki łyszczykowe. Granica między wydzielonymi strefami biorąc z grubsza przebiega na wschód od tzw. łupków kwarcytowych G. Berga, a tam gdzie one znikają w okolicach Czarnowa — wzdłuż granicy łupków łyszczykowych i amfibolitów. Tak pojęta granica ma kształt odwróconej litery S<sup>3</sup>.

Wymienione dwie strefy będziemy w dalszym ciągu pracy określać krótko jako:

- A. strefę łupkowo-gnejsową,
- B. amfibolitowo-gnejsową<sup>4</sup>.

A. Zasadniczą skałą są tu łupki łyszczykowe, jak wszędzie gdzie występują w Sudetach — z turmalinem, granatem i zmienną ilością skałeni. Zawierają wkładki marmurów, częściowo dolomitycznych, skał wapienno-krzemianowych, amfibolitów, łupków grafitowych i kwarcytów. W sąsiedztwie waryscyjskiego granitu przeszły one w hornfelsy, a wkładki

---

<sup>3</sup> Granica między tymi strefami nie jest ostra. W obrębie strefy łupkowo-gnejsowej przebiega od Miedzianki w kierunku Czarnowa gruba ławica amfibolitów, znaczonych przez G. Berga jako amfibolity dlopsydonośne. Tak samo oznaczone skały mają szerokie rozprzestrzenienie w strefie amfibolitowo-gnejsowej.

<sup>4</sup> Strefa amfibolitowo-gnejsowa być może odpowiada wydzielonej przez M. i J. Szalamachów (1958, s. 353) serii migmatycznej Leszczyńca (gnejsy hornblendowe w osłonie amfibolitowej). Z takiego sformułowania nie wynika jasno, czy osłona amfibolitowa należy do serii migmatycznej Leszczyńca.

zawartych w nich odmiennych skał doznały również przeobrażeń termicznych zależnych od materiału wyjściowego. W strefie wewnętrznej stowarzyszone są z łupkami łyszczykowymi następujące odmiany gnejsów:

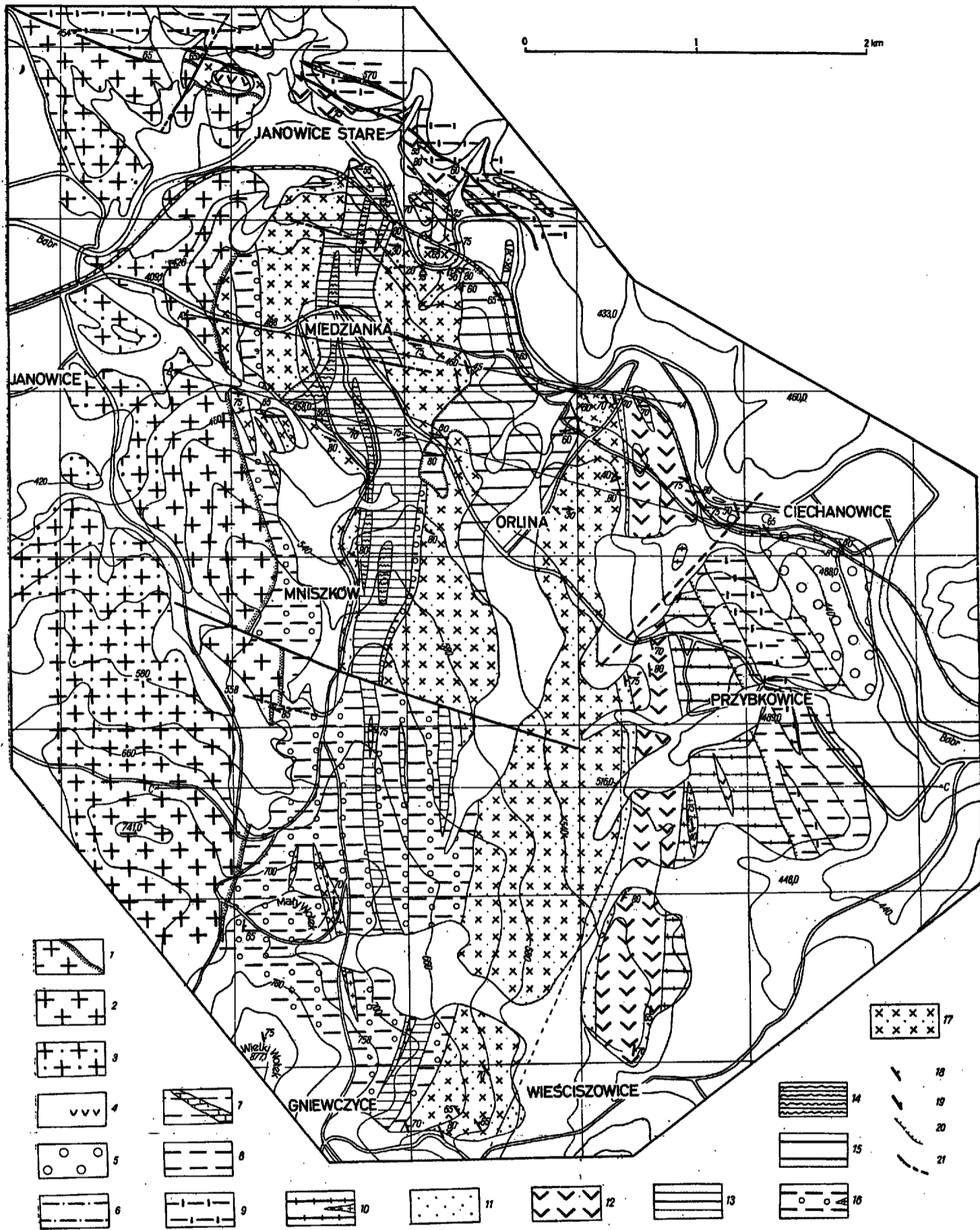
a) *Grupa gnejsów kowarskich* (Berg 1912, 1941). Skały te były rozpatrywane przez wymienionego autora jako zdeformowane w różnym stopniu granity. M. i J. Szałamachowie (1958, s. 354) podzielili tutejsze gnejsy z punktu widzenia genezy na orto-, meta- i para.

Gnejsy kowarskie jest to seria skalna towarzysząca brzegowi granitów warszawskich od okolic Czarnowa w kierunku południowym. Stąd biegnie ona w stronę Karpacza, gdzie w wysokich Karkonoszach przechodzi na terytorium Czech. Jej związek z kompleksem łupków łyszczykowych jest niezwykle wyraźny. Na mapach G. Berga (arkusze Kowary, Karpacz) widzimy częste zazębianie się wzajemne tych skał. W odkrywkach obserwujemy częste przeławianie się różnych odmian gnejsów kowarskich z łupkami łyszczykowymi, a podrzędnie i z amfibolitami. Gnejsy kowarskie są silnie zróżnicowane. Występują tu odmiany warstewkowe, mające wiele cech łupków łyszczykowych, soczewkowe, odmiany oczkowe a nawet granitognejsy. Między wymienionymi typami skał istnieją wszelkie możliwe odmiany przejściowe, co przekonuje nas o związku genetycznym tych skał. Na mapie G. Berga (arkusz Kowary) wydzielona jest nawet odmiana gnejsów łupkowych (schiefriger Lagengneis) towarzysząca granicy między główną masą łupków łyszczykowych i gnejsów. G. Berg (1941, s. 39) uważa je za krańcowe produkty wywalcowania granitu. W wymienionych odmianach gnejsów występują charakterystyczne dla tych skał minerały, wśród których najpóźniejszy jest skaień potasowy. Składnik ten w odmianach płytowych z wyraźnym liniowym wyciągnięciem ziarna wykazuje niekiedy ślady deformacji.

Granitognejsy, dla których charakterystyczny jest niebieski kwarc, nie różnią się megaskopowo od granitu rumburskiego i łączą się przejściami z gnejsami oczkowymi i warstewkowymi. Często w obrębie granitu rumburskiego spotyka się wkładki i soczewki tych ostatnich. Nierzadko też obserwujemy w nich drobne relikty łupków łyszczykowych, a nawet większe wkładki amfibolitów jak np. na północ od przystanku kolejowego Kowary Górne. Nie obserwuje się na tych skałach objawów kontaktu termicznego. Ułożenie tych reliktowych wkładek jest zgodne z przebiegiem całej formacji łupkowej. Tak jak łupki przebiegają też większe masy granitu rumburskiego. W wyrobiskach górniczych we wschodnich Karkonoszach, gdzie przebijano go chodnikami i wierceniami, można ocenić grubość ławicy granitu na około 150 m.

Według G. Berga (1941, s. 38) seria gnejsów kowarskich powstała przez deformację starszych intruzji kwaśnych. Jej niezdeformowane fragmenty stanowiąc mają granitognejsy (ortognejsy) określane w niniejszej

Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części arkusza Miedzianka  
*Stanisław Dyjor 1958*  
 Geologic map of the north-eastern portion of the Miedzianka sheet  
*by Stanisław Dyjor 1958*



Granit Karkonoszy: 1 granit pegmatytowy w brzeźnej strefie granitu aplitowego, 2 granit aplitowy, 3 granit z porfiroblastami skaleni, 4 skała uralitowo-serpentinowa, 5 kulm niecki śródsudeckiej. Seria zieleńcowa (kambr wyższy): 6 fyllity, 7 wapienie, 8 łupki zieleńcowe, 9 zieleńce masywne (diabazy?). Algonk: Strefa Przybkowice — 10 łupki chlorytowo-serycytowe z soczewkami wapieni, 11 łupki amfibolowe i kwarcowo-chlorytowe. Strefa zachodnia — 12 amfibolity masywne, 13 seria zgranityzowana (strefa zewnętrzna), 14 seria zgranityzowana (strefa wewnętrzna), 15 łupki łuszczkowe Orliny, 16 seria łupkowa z soczewkami wapieni i skarnów, 17 amfibolity smużyste. Oznaczenia tektoniczne: 18 foliacja, 19 osie fałdów ciągnionych, 20 nasunięcia, 21 uskoki

Karkonosze granite: 1 pegmatitic granite in the marginal zone of aplitic granite, 2 aplitic granite, 3 granite with feldspar porphyroblasts, 4 uralite-serpentine rock, 5 the Culm of the Inner-Sudeten syncline. Greenstone series (Middle and Upper Cambrian): 6 phyllites, 7 limestones, 8 greenstone schists, 9 massive greenstones (diabases?). The Algonkian: Przybkowice zone — 10 chlorite-sericite schists with limestone intercalations, 11 amphibolite and quartz-chlorite schists. Western belt — 12 massive amphibolites, 13 series affected by granitisation (outer zone), 14 series affected by granitisation (inner zone), 15 mica schists of Orlina, 16 schist series with inclusions of limestones and skarns, 17 banded amphibolites. Tectonic signs: 18 foliations, 19 axes of drag folds, 20 overthrusts, 21 faults

pracy jako granit rumburski<sup>5</sup>, dzięki ich podobieństwu do tych skał, klasycznie wykształconych w bloku izerskim.

Obserwacje autora przeprowadzone w odkrywkach naturalnych i wyrobiskach górniczych nie potwierdzają poglądów G. Berga na genezę gnejsów kowarskich. Przejścia różnych odmian między sobą i łupkami łyszczykowymi, wkładki amfibolitu i ich drobne relikty w obrębie granitów rumburskich nie wykazujące objawów kontaktu termicznego (czego należałoby oczekiwać przy przyjęciu magmowego pochodzenia tych skał) zgodność z serią łupkową przemawiają za granityzacyjnym pochodzeniem gnejsów kowarskich.

Najważniejszy jednak jest fakt, że skałen potasowy nie wykazuje objawów pokrystalicznej deformacji, której należałoby oczekiwać przy przyjęciu teorii G. Berga, i jest niewątpliwie składnikiem ostatnim.

Proces granityzacji zdaje się być tutaj długotrwały. Wskazują na to odmiany gnejsów powstałych przy trwających naciskach górotwórczych. Porfiroblasty skalenia są w tych odmianach linijnie wyciągnięte.

Produktem niewątpliwie podeformacyjnej granityzacji są granity rumburskie. Powstały one w wyniku homogenizacji zgranityzowanego wcześniej materiału. Wskazują na to zawarte w nim relikty gnejsów soczewkowych i oczkowych a nawet łupków łyszczykowych. Być może, że granityzacja i uplastycznienie doprowadziły do lokalnej mobilizacji intruzji.

Nowe badania M. i J. Szałamachów doprowadziły tych autorów do podziału gnejsów kowarskich na trzy grupy (1958, s. 354): ortognejsy (granitognejsy), metagnejsy (gnejsy mieszane, do których zaliczają odmiany migmatyczne i oczkowe), wreszcie paragnejsy łączące się przejściami z łupkami łyszczykowymi. W cennej swej pracy wymienieni autorzy nie podają jednak kolejności tworzenia się minerałów w poszczególnych wydzielonych odmianach, podkreślają natomiast obecność minerałów reliktowych.

b) *Grupa gnejsów doliny Małej Upy* (Berg 1912) przechodzi na nasz teren jedynie w formie małego fragmentu na zboczach Łysociny. G. Berg opisuje je (1941, s. 47) jako pręcikowe ortognejsy muskowitzowe (powstałe przez deformację granitów muskowitzowych) tkwiące w fyllitach, czyli słabiej niż łupki łyszczykowe zmienionych skałach. Nie wspomina tu jednak o słabiej zdeformowanych odmianach granitowych. Prawdopodobnie gnejsy te są również produktem granityzacji formacji łupkowej, trwające przy równoczesnych ruchach dyferencjalnych skorupy ziemskiej, co

<sup>5</sup> Genezę magmową granitu rumburskiego w Górach Izerskich przyjmują też inni autorzy: M. Schwarzbach (1943, s. 26), K. Smulikowski (1952, s. 93-94; 1957, s. 247; 1958, s. 20) i E. Bederke (1956, s. 353). We wschodnich Karkonoszach nie stosowano do granitognejsów nazwy granit rumburski. Jedynie M. i J. Szałamachom (1958, s. 354) granitognejsy te przypominają granit rumburski. Przypisują mu oni naturę orto-

doprowadziło do powstania struktur pręcikowych. Rzekomo słabszą metamorfozę w formacjach łupków łyszczykowych i w ich sąsiedztwie należy rozumieć jako późniejszą pogranityzacyjną fyllonityzację łupków, w strefie silnych dyferencjalnych ruchów spowodowanych znacznymi różnicami plastyczności fałdującego się kompleksu (gnejsy i łupki łyszczykowe). Na daleko posuniętą diaforezę wskazywałaby podkreślana przez G. Berga powszechność występowania muskowitu. O. Kodym i J. Svoboda (1948, s. 6) oraz M. Maška (1954, s. 119) gnejsy doliny Małej Upy traktują jako intruzje syntektoniczne, przy czym ostatni z wymienionych autorów przypisuje im wiek młodokaledoński.

c) *Tak zwane łupki kwarcytowe* mają główne rozprzestrzenienie na arkuszu Miedzianka, gdzie przebiegają jednym regularnym pasem szerokości 200-300 m od strony Miedzianki w kierunku Czarnowa. Tutaj giną w formie klina w obrębie łupków łyszczykowych. Nie notowane przez G. Berga wystąpienia tych skał znane są autorowi z okolic między Kowarami a Karpaczem, gdzie towarzyszą granitognejsom.

G. Berg podtrzymuje ich kwarcytowy charakter od wielu lat (1912-1938). Podając analizę chemiczną tych skał wykazującą między innymi 8,24%  $K_2O$  zauważa, że skały te wykazują pokrewieństwo z leptykami metamorfiku skandynawskiego.

Obserwacje terenowe pozwalają w skałach opisywanych przez G. Berga jako łupki kwarcytowe stwierdzić częste wkładki, soczewki i smugi łupków łyszczykowych, nie różniących się niczym od tychże łupków w sąsiedztwie. Między Kowarami a Karpaczem obserwować w nich można kilkumetrowe nawet ławice łupków łyszczykowych i amfibolitów. S. Dyjor znalazł w tych skałach w okolicy Mniszkowa fragmenty amfibolitów megaskopowej wielkości, przechodzące wzdłuż foliacji stopniowo w „łupki kwarcytowe”. Sposób wietrzenia tych skał jest inny jak kwarcytu i raczej przypomina wietrzenie gnejsów.

Opisane fakty jak również obecność w tych skałach granatu, tak charakterystycznego dla łupków łyszczykowych, pozwalają skały te uznać za produkt granityzacji kompleksu łupków łyszczykowych. Granityzacja pochłaniała też wkładki i soczewki odmiennych skał w obrębie tego kompleksu, więc typowe kwarcyty, które się jej opierały, i jako takie lokalnie zachowały, a także amfibolity, których większe relikty zostały stwierdzone. Cytowany przez G. Berga (1938, s. 34) w łupkach kwarcytowych zoizyt zdaje się stanowić relikty przeobrażonych skał amfibolito-wych.

Powyższe fakty i ich interpretacja skłaniają przeto autora do określenia skał, uważanych dotychczas za łupki kwarcytowe, jako gnejsy. Ponieważ są to skały charakterystyczne dla okolic Miedzianki we wschodnich Karkonoszach, proponuję dla nich nazwę gnejsów z Miedzianki.

B. *Strefa amfibolitowo-gnejsowa* stanowi zespół skał o rzadko spotykanej zmienności mineralogicznej spowodowanej wielorakimi czynnikami. Z grubsza biorąc można tu wydzielić trzy grupy skał różniących się składem mineralnym, genezą i okresem powstania. Najprawdopodobniej jednak rozwój całej tej serii jest efektem procesów przedkambryjskich.

Z punktu widzenia genezy skał w strefie zewnętrznej wschodnich Karkonoszy należy wydzielić:

- a) amfibolity właściwe,
- b) produkty granityzacji amfibolitów,
- c) produkty kataklazy i diaforezy amfibolitów właściwych i powstałych z nich gnejsów.

Kataklaza i diaforeza, a także granityzacja są związane z procesami młodszymi od powstania amfibolitów. Na dalszych stronach pracy podane są dowody, że diaforeza jest procesem młodszym od granityzacji.

Ciekawe jest przestrzenne rozmieszczenie wymienionych grup skalnych. Najniżej tektonicznie (wzdłuż granicy z łupkami łuszczkowymi i towarzyszącymi im gnejsami) leżą amfibolity właściwe, wyżej tj. dalej ku wschodowi produkty ich przeróbki mechanicznej, a wreszcie produkty granityzacji. Ponieważ środkowa grupa skał zdaje się w swej głównej masie wykazywać tendencje do zanikania w okolicy linii kolejowej, przecinającej wschodnie Karkonosze, strefa pierwsza i trzecia zbiegają się na południe od niej. Pamiętać jednak należy, że drobne wkładki diaforytów w amfibolitach spotyka się w obrębie tych ostatnich dalej ku południowi. Należy zaznaczyć, że takie rozmieszczenie jest zjawiskiem ogólnym. W szczególności spotykamy się z zazębaniem wymienionych typów skalnych.

a) *Amfibolity (właściwe)* przeważnie uwarstwione i smużyste, to ciemne skały, bardzo często afanitowe. W ich składzie uderza obecność hornblendy, często diopsydu i plagioklazu (ok. 35% An) i spora niekiedy domieszka tytanitu (4%). Prócz plagioklazu zawierającego większe ilości cząsteczki anortytowej spotyka się zazwyczaj albit.

Dotychczas nie nagromadzono takiej ilości analiz chemicznych i mikroskopowych, aby można było określić charakter materiału wyjściowego. Geneza tych skał zdaje się być przeto zagadnieniem otwartym. Przypuszczać należy, że jest to formacja pierwotnie eruptywna, składająca się z law i tufów (wulkanizm inicjalny). W formacji amfibolitowej spotyka się podrzędne wkładki łupków biotytowych oraz porfiroidów (Berg 1941, s. 33). Na granicy z gnejsami obserwował ten autor (s. 29) szczególnie gruboziarniste odmiany amfibolitów, co należy uznać za objaw rekrystalizacji. Amfibolitom diopsydowym towarzyszy w Janowicach Wielkich skała uralitytowo-serpentynowa, opisana przez G. Berga w 1938 r. (s. 18).

b) *Produkty granityzacji amfibolitów* rozwinięte są w różny sposób w dwóch strefach oddzielonych od siebie na powierzchni głęboko ku zacho-



dowi sięgającą zatoką kulmą koło Pisarzowic. Według G. Berga (1938, s. 41) gnejsy towarzyszące amfibolitom są prawdziwymi ortognejsami.

Na odcinku północnym między Marciszowem a Raszowem obserwuje się zjawisko przelawiania się amfibolitów a miejscami łupków chlorytowych z gnejsami hornblendowymi. O ile miarodajne są obserwacje w występujących tu odkrywkach i w zwietrzelinie, amfibolity przeważają znacznie nad gnejsami. Ławice gnejsu mają różne grubości — od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Miejscami są to izolowane różnej wielkości gniazda gnejsów w obrębie amfibolitów. W gnejsach słabo zaznacza się tekstura kierunkowa. W skałach tych już megaskopowo widoczne jest wypieranie przez składniki jasne materiału amfibolitów. Przy dostatecznie daleko posuniętym procesie pozostają drobne relikty amfibolitu. Równocześnie postępuje biotytyzacja amfibolu.

Między Leszczyńcem a Niedamirowem przebiega do 3 km szeroka strefa gnejsów. G. Berg wydziela je jako (orto-) gnejsy z Paczyna (Petzelsdorfer Gneise). Gnejsy hornblendowe tej strefy uważa K. Smulikowski (1952, s. 93) „za iniekcyjne kontakty intruzji granitognejsów w kompleks łupkowy”. Stosunek ilościowy gnejsów do amfibolitów jest odwrotny jak w obszarze między Raszowem a Marciszowem. Amfibolity ustępują wyraźnie gnejsom, tworząc w nich relikty różnej wielkości aż do takich, które można ująć kartograficznie. Za tego rodzaju relikty należy uznać wielką masę amfibolitów kwarcowych między Szarocinem a Jarkowicami. G. Berg wydziela tu:

*gnejsy hornblendowe*, przy których zwraca uwagę na zjawiska asymilacji (1941, s. 41) amfibolitów. Przemawia to na korzyść przyjętej tu wtórnej genezy gnejsów hornblendowych. Zmienność petrograficzna tych skał jest znaczna — występują tu gnejsy, sjenity i dioryty. Oprócz zmienności składu mineralnego zmieniają się struktury i tekstury tych skał. Plagioklaz zawiera niekiedy 69% An. Obok plagioklazu zasadowego stwierdza tu G. Berg obecność albitu i zoizytu, co wskazuje na procesy saussurytyzacji.

Gnejsy hornblendowe wykazują zmienną kierunkowość od odmian granitowych, bezkierunkowych, do typowych gnejsów zdeformowanych po procesach granityzacji. Pojawia się wtedy epidot i chloryt, częste są nawet zjawiska kataklazy. Odmiana zwana przez Berga *gnejsem słojuwym*, cechuje się większą zawartością oligoklazu i niewielką ilością składników barwnych. Byłaby ona ogniwnem dalej jeszcze posuniętej granityzacji. Końcowym produktem tego procesu jest występująca tu odmiana z niebieskim kwarcem, który — jak wyżej wspomniano — jest składnikiem charakterystycznym granitu rumburskiego.

Dalszą odmianę tutejszych gnejsów stanowią *gnejsy muskowitzowe*, przebiegające wzdłuż granicy z kulmem. Brak odkrywek nie pozwala na

określenie geologicznego charakteru tej skały. Jest więcej niż prawdopodobne, że skały te nie tworzyły się kosztem amfibolitów. G. Berg (1941, s. 46) podkreśla kataklazę tych skał. Być może, należałoby je zaliczyć już do diaforytów.

Ostatnią wreszcie odmianę gnejsów z Paczyna stanowią *gnejsy iniekcyjne*, które zdają się odpowiadać wykształceniem strefie między Raszowem a Marciszowem.

c) *Kataklaazyty i diaforyty* powstałe kosztem formacji amfibolitowej, opisywane przez G. Berga (1912, 1938, 1941) jako amfibolity kwarcowe, masywne skały kwarcowo-chlorytowe oraz amfibolity zoizytowe, uważane przez niego za wynik kontaktu z ortognejsami. Skałom tym towarzyszą w okolicy Przybkwic podrzędnie wapienie. Wymienione typy skalne wykazują różne struktury i tekstury. Przebiegają zgodnie z całą serią wschodnich Karkonoszy. W ich składzie pojawiają się minerały, charakterystyczne dla facji zieleńcowej (hornblendy zastąpiona przez epidot i chloryt). Struktury kataklazyczne i przeławianie się tych skał z typowymi amfibolitami a także kierunek przeobrażeń mineralnych, nakazują uznać je za produkt wtórnej przeróbki amfibolitów w płytszej strefie metamorficznej. Cienkie wkładki tych skał spotyka się poza główną strefą ich występowania w obrębie amfibolitów (Berg 1941, s. 28).

K. Smulikowski (1952, s. 93) uważa występujące w obrębie amfibolitów łupki chlorytowe z albitem i epidotem za skały powstałe najprawdopodobniej na skutek późniejszej diaforezy.

W amfibolitach kwarcowych z Kopiny k. Niedamirowa znalazł O. Juszkowiak (1957, s. 129) zespół minerałów charakterystycznych dla facji glaukofanowej.

Niezwykłej wagi zjawiska ważne dla poznania historii rozwoju serii skalnych wschodnich Karkonoszy obserwujemy w strefie kruszonośnych łupków serycytowych, opisanych przez G. Berga (1938, s. 40-41) i S. Jaskólskiego (1957, s. 306-308). Skały te tworzą 200 m szerokie pasmo, niemal południkowo przebiegające na przestrzeni 4 km, wtrącone w łupki chlorytowe. Omawiane skały zawierają drobne wprysnięcia pirytu i były eksploatowane od wielu dziesiątków lat. Są też dobrze osłonięte w kilku powierzchniowych wyrobiskach górniczych.

Oto obserwacje terenowe autora, które w pewnej mierze uszły uwagi wymienionych wyżej autorów. Skały omawianej strefy kruszonośnej wykazują bardzo wyraźną foliację, często lineację, niekiedy wybitną (struktury pręcikowe). Ogólnie biorąc można je określić jako gnejsy serycytowe, chlorytowe i hornblendowe. W skałach tych występują też wkładki łupków chlorytowych. Obecność hornblendy w odmianach pręcikowych wskazuje na granityzację amfibolitów przy trwających przemieszczeniach tektonicz-

nych. Złupkowanie produktów granityzacji przy przejściu (niezupełnym) hornblendy w chloryt, a skalenia potasowego w pospolity tu serycyt, rzuca światło na sekwencję wiekową procesów granityzacji i diaftorezy we wschodnich Karkonoszach. Diaftoreza amfibolitów jest młodszą od procesu granityzacji tych skał, który najprawdopodobniej jest zjawiskiem regionalnym i zaznacza się równocześnie w obrębie łupków łyszczkowych (gnejsy kowarskie).

Przebieg stref diaftorytów zgodny z przebiegiem całej strefy amfibolitowej wschodnich Karkonoszy, a prostopadły do przebiegu fałdów kaledońskich Gór Kaczawskich (prostopadłe są struktury liniowe w obu regionach), wskazuje, że proces tworzenia się głównej masy diaftorytów zakończył się przed ruchami młodokaledońskimi.

#### *Serie staropaleozoiczne wschodnich Karkonoszy*

Pod nazwą tą rozpatrujemy zieleńce i fyllity w okolicy Niedamirowa. Utwory te prześladowane z opisanymi przedkambryjskimi seriami wschodnich Karkonoszy są przedłużeniem wielkiego obszaru staropaleozoicznego serii Gór Rychorskich i południowych Karkonoszy. O. Kodym i J. Svoboda (1948, s. 27) zaszeregowali fyllity do ordowiku, a zieleńce do gotlandu. Nie wchodząc w zagadnienie wieku tych utworów, którego na małym odcinku okolic Niedamirowa nie da się rozwiązać, zwrócimy uwagę, że jest to epimetamorficzna seria powstała przez metamorfozę progresywną.

Utwory te łącznie z amfibolitami wykazującymi znamiona diaftorezy wydzielili M. i J. Szałamachowie (1958, s. 355) jako serię Niedamirowa. W amfibolitach tych O. Juskowiak (1957, s. 128) widzi fację glaukofanową. Wymieniony autor obserwował na zboczach Kopiny „przeławicające się” dwa typy skał: a) skały o składzie epidot, chloryt, glaukofan (facja glaukofanowa). Mikrofotografia łupków epidotowo-chlorytowo-glaukofanowych z granatami załączona do pracy O. Juskowiaka wykazuje, że już tego typu skała ma cechy mylonitu-diaftorytu; b) skały typu zieleńców, reprezentowane przez fację albitowo-epidotowo-amfibolitową, należy uważać za produkt diaftorezy amfibolitu. W ten sposób stwierdzamy więc w okolicach Niedamirowa dwie serie rozwinięte w różnych warunkach metamorfozy:

a) młodszą — fyllity ordowiku i zieleńce (gotland ?), przeobrażone w warunkach metamorfozy progresywnej młodokaledońskiej;

b) amfibolity, miejscami skały facji glaukofanowej o starszej, przedkambryjskiej metamorfozie, które lokalnie przeszły proces diaftorezy. Ta, jak wiemy z poprzednich rozdziałów, winna być uznana za przed (młodo-) kaledońską. Zachodzi jednakże pytanie, czy część produktów diaftorezy amfibolitów w sąsiedztwie serii staropaleozoicznej nie jest wynikiem tych

ruchów, które spowodowały progresywną metamorfozę serii staropaleozoicznych południowych i wschodnich Karkonoszy <sup>5a</sup>.

Seria Niedamirowa w ujęciu M. i J. Szałamachów (1958) obejmuje utwory poligeniczne, z jednej strony produkty metamorfozy progresywnej starszego paleozoiku, z drugiej produkty diaforezy serii starszej. Zachodzi przeto, zdaniem autora, konieczność ograniczenia pojęcia serii Niedamirowa do jednej z wymienionych dwóch serii skalnych, jeśli nazwa ta ma być w ogóle utrzymana.

#### TEKTONIKA

Tektonika wschodnich Karkonoszy nie była dotychczas przedmiotem wyczerpującego opisu. Stąd też mamy w literaturze jedynie ogólne uwagi o niej. Niekiedy autorzy zwracają uwagę na pewne szczegóły tektoniki. Do nich będziemy nawiązywać w dalszych rozdziałach pracy. Na tym miejscu zwrócimy jedynie uwagę na ogólne poglądy odnoszące się do regionu Karkonoszy. Będziemy przy tym często nawiązywać do południowych czeskich Karkonoszy, gdzie znajduje się znakomita większość tych serii skalnych, które rozpatrujemy w niniejszej pracy w ramach naszych granic.

#### *Rozwój poglądów na tektonikę wschodnich Karkonoszy*

Najstarsze opisy tektoniki wschodnich Karkonoszy są bardzo prymitywne. W objaśnieniach do mapy geologicznej Dolnego Śląska w skali 1:100 000 wydanej w 1867 r. znajdujemy na stronach 79-84 szereg pomiarów położenia warstw między Łabą a Miedzianką. Uogólniając ten materiał podaje J. Roth (1867, s. 85), że warstwy zapadają na SE. Nie uszedł jednak jego uwagi fakt pomijany przez wszystkich późniejszych autorów, że między Zaclierzem a Niedamirowem przebiega wąska strefa upadów pn.-zachodnich.

W pierwszych wydaniach objaśnień do arkuszy Kowary i Miedzianka (1912) tektonika wschodnich Karkonoszy potraktowana jest przez G. Berga niezwykle skromnie. Autor ogranicza się do podania przebiegu warstw wynikającego z powyższych map oraz kierunków i wartości kątów upadów. Do pewnych szczegółów tektonicznych, zawartych w wymienionych pracach G. Berga, powrócimy w dalszych rozdziałach pracy.

R. Lepsius (1913, s. 14-15) zwraca uwagę na podobieństwo skał wschodnich Karkonoszy (dolina Upy) do skał izerskich (łupki łyszczykowe, granitognejsy, amfi-

<sup>5a</sup> Podobnie pewna część fyllitów we wschodnich (i południowych) Karkonoszach charakteryzujących w zasadzie ordowik lub częściowo nawet kambry pochodzą zapewne z diaforezy przedkambryjskich łupków łyszczykowych w strefie granicznej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki i kaledoniku południowo-karkonoskiego (seria subsudecka O. Kodyma i J. Svobody). Już G. Berg (1912, s. 21-22) zauważył istnienie przejść między łupkami łyszczykowymi a fyllitami. Przy przejściach tych podkreśla obecność muskowitu. Diaforezę tę należy łączyć z fałdowaniem młodokaledońskim, które spowodowało również metamorfozę progresywną (kambro-) syluru południowych Karkonoszy.

bolity i marmury). Granit Karkonoszy jest lakkolitem. Jest niezgodny w stosunku do osłony w przeciwieństwie do zgodnych granitognejsów z okolic Vrchlabi, Upy i pasma kamieńckiego. Podaje bardzo prymitywny profil między Janskimi Łazniami a okolicami Jeżowa w skali 1:200 000.

H. Cloos (1922, s. 21-23), traktując wschodnie i południowe Karkonosze jako część osłony granitu waryscyjskiego, podaje kilka danych odnoszących się do ułożenia warstw.

O wiele więcej materiału do interesującego nas zagadnienia znajduje się w następnej pracy H. Cloosa (1925). „Ramy krystaliczne Karkonoszy” (s. 10-12) są zbudowane symetrycznie, lecz są niesymetrycznie zestawione. Skały zapadają na wschód, południe i północ od granitu i tworzą sklepienie o osi ESE. Północna część osłony zbudowana jest ze starszych granitów. W części południowej i wschodniej przeważają łupki z wtrąceniami intruzyjnymi. Granit leży na fudze granicznej. Kopa Karkonoszy powstała w kulmie przed granitem. We wschodniej części osłony panuje strukturą blachy falistej, przy czym warstwy są stromo ustawione, i cała blacha zapada na wschód. Bieg osi fałdów blachy jest stały ESE i nie otula granitów. Tak samo przebiega linijsne wyciągnięcie ziarna. Wygięcie warstw ku wschodowi we wschodnich Karkonoszach nie może być wynikiem fałdowania poprzeczne-go, które według Cloosa jest zjawiskiem nienaturalnym. Zaburzenie poprzeczne (Querfa'tungen) jest równoczesne z głównymi ruchami i powstaje przez nierównomiernie zmieniające się od miejsca do miejsca silne wypiętrzenia przy ogólnym fałdowaniu (s. 129). „Przedgranitowa kopa Karkonoszy jest istotnie tak stara, jak pierwsza tektonika tych skał“, i dalej „o wiele później przedłużały się ruchy wypiętrzające, wreszcie wcisnął się młodszy granit“. Do kolejnych ważnych stwierdzeń Cloosa wrócimy w dalszym ciągu pracy, kiedy zajmiemy się szczegółami budowy wschodnich Karkonoszy.

S. Eubnoff (1930) przyjmuje budowę osłony i stanowisko granitu waryscyjskiego za Cloosem. Porusza jednak (czego Cloos nie uwzględnił) sprawę wieku metamorfozy wiążąc ją z intruzjami kaledońskimi. Metamorfizm słabnie ku południowi, gdzie pojawia się sylur.

W latach 1938-1941 pojawiają się drugie wydania objaśnień G. Berga do arkuszy Miedzianka i Kowary. W porównaniu z wydaniem pierwszym wnoszą one niewiele nowego do znajomości tektoniki wschodnich Karkonoszy. Autor zajmuje się szczegółowiej stosunkami tektonicznymi okolic Miedzianki, gdzie dzięki uskokom pojawiają się kilkakrotnie na powierzchni skały zmienione kontaktowo. Amfibolity diopsydowe są silnie przefałdowane, a granit leży tu dość płasko pod skałami osłony (1938, s. 6-7).

O. Kodym i J. Svoboda (1948) zajmują się szczegółowiej obszarami południowych Karkonoszy, gdzie występują jednostki tektoniczne wyższego rzędu przedłużające się na teren będący obiektem rozważań w niniejszej pracy. Autorzy wydzielają tam (s. 14-18) jednostkę subsudecką, zbudowaną z epimetamorficznych osadów ordowiku i syluru oraz jednostkę sudecką z mezozonalnych skał algonku. Obie jednostki mają charakter płaszczowin wieku kaledońskiego. Pierwsza z nich wchodzi na nasz obszar jedynie pn.-wschodnim zakończeniem. Należą do niej, oprócz serii południowych Karkonoszy, także fylity Nowego Miasta w Górach Orlickich oraz poleozoik Hlinska w Żelaznych Górach. Druga jednostka przedłuża się na obszar Rudaw Janowickich i obejmuje również cały blok izerski i metamorfik Sudetów Środkowych z Sowimi Górami włącznie. Oddzielną być może jednostkę stanowi starszy paleozoik Gór Kaczawskich. Nie jest wykluczone, że przedstawia on nadkład

jednostki sudeckiej. Waryscyjski granit Karkonoszy powstał w związku z tworzeniem się depresji śródsudeckiej. Wykorzystał on powierzchnię nasunięcia między płaszczowiną sudecką a subsudecką (s. 26).

Teorię płaszczowinową budowy Karkonoszy przyjęli za autorami czeskiimi K. Smulikowski (1952, s. 91-92). Badaacz ten rozwija w pewnej mierze poglądy czeskich autorów. Pogórze Izerskie traktuje jako korzeniowe części płaszczowiny sudeckiej, Pasma Kamieniogórskie (wschodnie Karkonosze) jako boczny płat tej płaszczowiny, a okolice między Kowarami a Snieżką jako jej czołowe części.

M. Maška (1954) w obszernej pracy poświęconej metodycy badań mikrotektonicznych i tektonice Karkonoszy rozważa szereg ogólnych zagadnień ważnych dla tych gór. Przytoczymy je pokrótce. Karkonosze tworzą horst saksoński, powstały między paleogenem a neogenem (s. 115). Dyslokacje ograniczające go, to uskoki śródsudecki i lużycki. Granit jest typowym kopułowym plutonem lakkolitywnym. Jego tektonika ma charakter pseudokaledoński<sup>6</sup> (s. 115). Zjawiska mikrotektoniczne są tego samego typu w granicie co w jego osłonie (s. 245). Krystaliczny „wieniec” plutonu jest zbudowany dość prawidłowo, ma jednak bardzo nierównomierne, a nawet niesymetryczne rozłożenie serii. Północna i pd.-zachodnia część kopuły jest w większości zbudowana z ortognejsów, część południowa i pd.-wschodnia ze skał para. Obie te nierównoważne połówki w tej sytuacji nie wykazywały nigdy prostej zależności. Młodszy granit zakrywa wielką rozpadlinę, która rozłamała kopułę. Wzdłuż tej dyslokacji doszło do przesunięć, dzięki którym pojawiły się w sąsiedztwie części pierwotnego krystalinku, różne pod względem składu i struktury (s. 115). Obie połowy są podobne pod względem metamorfozy, a każda jest w pewnej mierze samodzielnym metamorfikiem. Po stronie czeskiej jest to jedna metamorficzna seria karkonoska. W jej budowie brak pometamorficznych lub polimetamorficznych płaszczowinowych kier. Obie części krystalicznego wieńca plutonu można łączyć w sensie regionalnym pod nazwą „metamorficzny obszar karkonosko-izerski” (s. 116). Metamorficzna seria karkonoska jest jedna (s. 117). Brak w jej obrębie skoku metamorfozy. Można w jej obrębie wydzielić dwa podobszary — z ortognejsami i bez ortognejsów. Ortognejsy są synkinematyczne. Niska temperatura i być może facja mineralna spowodowała kinematyczny typ metamorfozy i możliwość powstania B-tektonitów. Hipotezy O. Kodyma o młodokaledońskich diaforytach nie da się potwierdzić. Lokalna kataklaza i mylonityzacja mają genezę niepłaszczowinową. Metamorfoza ortognejsów jest mezozonalna, synkinematyczna, bez przejścia przy stygnięciu magmy w typowy granit. Brak w nich zjawisk kataklastycznych (s. 119). Cały karkonoski obszar metamorficzny jest jednolity pod względem stratygrafii (kambr-ordowik-sylur). Brak dowodów na istnienie sedimentów prekambryjskich.

H. Teisseyre (Teisseyre & Smulikowski & Oberc 1957) przyjmuje koncepcję O. Kodyma i J. Svobody jako hipotezę roboczą (s. 252-255) dodając do niej, że w kierunku wschodnim płaszczowina sudecka zanurza się wzdłuż poprzecznej fleksury pod nieckę śródsudecką (s. 242-253). Fleksura ta jest wieku waryscyjskiego (s. 255). W rozważaniach zwraca uwagę na słabe strony hipotezy O. Kodyma i J. Svobody — należy do nich brak brekcji, ślizgów i rys powierzchni skalnych na granicy kompleksu podsudeckiego i sudeckiego, lokalne położenie płaszczowiny podsudeckiej na sudeckiej oraz brak ostrych różnic petrograficznych między obu seriami w strefie granicznej. Odnośnie do stanowiska tektonicznego granitu waryscyjskiego nie wypowiadam się.

<sup>6</sup> Terminu tego autor nie wyjaśnia.

J. Chaloupsky (1958), który szczegółowo opisał profil doliny Izery między Harrachowem a Dolną Rokytnicą, podaje szereg uwag mających znaczenie dla szerszych terenów południowych Karkonoszy. Fałdowania tych obszarów są dwufazowe. W pierwszej powstały skały facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej; druga, w której naciski były tak samo skierowane jak w pierwszej, obniżyła fację metamorficzną do zieleńcowej. Powstały przy tym fałdy poprzeczne o osiach biegnących południkowo, mikrostruktury, spękania, a roztwory hydrotermalne spowodowały albityzację. Obie fazy są młodokaledońskie (s. 46). Formy tektoniczne doliny Izery to fałdy monoklinalne o wergencji północnej. Wergencja ta nie jest panującą w południowych Karkonoszach, gdyż są też strefy o wergencji południowej. Obszar opisany przez J. Chaloupsky'ego należy do płaszczowiny sudeckiej, a zbudowany jest z utworów ordowiku i syluru (s. 40).

### *Przebieg warstw w intersekcji*

Z map geologicznych G. Berga (arkusz Miedzianka, 1938; arkusz Kowary i Szczepanów, 1940) wynika, że serie skalne metamorfiku wschodnich Karkonoszy przebiegają w przybliżeniu południkowo, przyjmując na zachód od Kowar w stronę Śnieżki kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Rozważając to zagadnienie bardziej szczegółowo zauważymy co następuje:

a) na północ od doliny Bobra warstwy przedkambryjskie biegną WNW-ESE;

b) między uskokiem śródsudeckim, przebiegającym doliną Bobra, a Wieściszowicami, intersekcja warstw jest południkowa;

c) między Wieściszowicami a doliną Żłotej granice warstw mają kierunek NNE-SSW zarówno w obrębie strefy amfibolitowej, jak w strefie łupków łyszczykowych i gnejsów;

d) między doliną Żłotej a Niedamirowem granice warstw skracają, biegnąc znowu południkowo i to zarówno w obrębie amfibolitów jak i łupków łyszczykowych. Również pojawiające się w okolicy Niedamirowa serie staropaleozoiczne przebiegają strefami południkowymi.

Z przytoczonych faktów wynika, że intersekcja serii krystalicznych wschodnich Karkonoszy ma przebieg eśowaty.

e) Między Kowarami a Śnieżką intersekcja granic warstw uzyskuje stopniowo kierunek zbliżony do równoleżnikowego.

Odcinek, gdzie w okolicach Kowar intersekcja wykazuje przejście z kierunków NNE do E-W, nazywany bywa przez geologów łukiem kowarskim. Termin ten nie został w znanej mi literaturze opublikowany, nie jest więc wiadomo, kto jest jego twórcą.

Na całym obszarze między uskokiem śródsudeckim a Śnieżką intersekcja wskazuje na upad serii skalnych na zewnątrz kopuły granitu warycyjskiego, tj. ku wschodowi, południowemu wschodowi i południowi. Dalej ku zachodowi i południowi aż po Jeszted, jak pozwala stwierdzić mapa O. Kodyma, J. Svobody i F. Prokopa, załączona do pracy dwóch pierwszych autorów (1948), dominują kierunki równoleżnikowe.

Przedstawiony przebieg granic warstw, uzyskany przez G. Berga metodą kartograficzną, bierzemy za punkt wyjścia do dalszych rozważań. Właściwy jednak obraz tektoniki uzyskamy dopiero po przedstawieniu drobnych struktur i ich stosunku do przebiegu kartograficznego warstw.

### *Obserwacje drobnych struktur*

W czasie badań terenowych zebrano obfity materiał pomiarów mikrotektonicznych struktur z okresu metamorfozy. Strukturami pometamorficznymi nie zajmowano się niemal zupełnie. Pominięto przy tym zupełnie spękania skalne. Materiał mikrostruktur metamorficznych pozwala jednak pośrednio odcyfrować zasadnicze cechy późniejszych procesów tektonicznych.

Pomiarów różnych form mikrotektonicznych dokonywano w bezpośrednim sąsiedztwie w miarę możliwości na tej samej ławicy. Celem takiego postępowania w seriach silnie wtórnie przełażdowanych jest chęć poznania wzajemnego stosunku różnych typów drobnych form tektonicznych w odniesieniu do form większych i ułożenia warstw. Obserwacje mikrotektoniczne zostały zestawione na mapie. Nie posługiwano się więc diagramami zestawczymi, gdyż te zdaniem autora nie uwzględniają momentu geograficznego, który jest niezwykle ważny dla poznania szczegółów tektoniki i tak w małym stopniu poznanych ze względu na znaczne zakrycie terenu. Zestawienie zastosowane przez autora uzupełnia te braki i pozwala na poznanie zmienności przestrzennej mikrostruktur, oraz wzajemnego stosunku między różnymi typami drobnych form.

Takie ujęcie ma jednak złe strony. Nie było możliwe uwzględnienie w nim całego materiału obserwacyjnego ze względu na brak miejsca na mapie. Konieczne więc było wyeliminowanie części materiału. Pozostawiono według uznania tę część pomiarów, która dla interpretacji geologicznej wschodnich Karkonoszy ma największe znaczenie. W przypadkach, gdy w obrębie jednej odkrywki stwierdzono znaczne zróżnicowanie kierunków mikrostruktur, uwzględniono więcej niż jeden kierunek na wykresie.

### *Foliacja*

Powierzchnie foliacji niezależnie od ich ustawienia są w różny sposób wykształcone w różnych ogniwach litologicznych wschodnich Karkonoszy. Najlepiej wykształcone są powierzchnie foliacji w łupkach łyszczykowych. W gnejsach powstałych przez granityzację tych skał foliacja jest wyraźna, lecz wykazuje tendencję do zanikania tam, gdzie granityzacja i homogenizacja materiałów postąpiły dostatecznie daleko. W granitach rumburskich można ją jedynie obserwować na reliktach łupków łyszczykowych.



Pięknie zachowana jest foliacja w gnejsach Miedzianki. Wyznaczają ją reliktywne łyszczki. Podobnie jak w innych odmianach gnejsów powstałych kosztem łupków łyszczkowych i w samych łupkach, zdaje się ona być niemal wszędzie równoległa do pierwotnego warstwowania. Wkładki innych skał w tym kompleksie przebiegają zgodnie z powierzchniami foliacji.

Nieco odmiennie przedstawia się zagadnienie foliacji w strefie amfibolitowej i w produktach z jednej strony diaforezy tych skał, a z drugiej ich granityzacji.

Słabo wtórnie zmienione amfibolity są skałami o bardzo nierównomiernie rozwiniętej foliacji. Istnieją odmiany masywne, w których megaskopowo nieraz na przestrzeni kilkunastu metrów trudno dopatrzeć się wyraźnej kierunkowości, gdzie indziej foliacja zaznacza się gęsto obok siebie i bardzo wyraźnie, zwłaszcza w amfibolitach, np. w okolicach Miedzianki. Ten rodzaj foliacji byłby związany z jednej strony z pierwotnym charakterem sedymentu, z drugiej zaś z dyferencjacją metamorficzną.

Innym typem foliacji w amfibolitach jest wtórne mechaniczne złupkowanie pierwotnie niemal bezkierunkowych odmian tych skał. Wywalcowanie doprowadziło do powstania mniej lub bardziej regularnych powierzchni w zależności od stopnia zaawansowania tego procesu. Przy pomiarach w terenie brano pod uwagę tylko te przypadki, gdzie równoległe do powierzchni foliacji widoczne było kierunkowe ułożenie ziarn skalnych, co wskazuje na metamorficzne pochodzenie tych struktur, a nie na późniejszy kłiważ. W produktach diaforezy amfibolitów były brane pod uwagę jako foliacja powierzchnie wyznaczone przez równoległe ułożenie minerałów blaszkowych względnie słupkowych. W rzeczywistości nie zawsze skała wykazuje oddzielność łupkową dostatecznie gęstą jak na foliację.

W gnejsach hornblendowych foliacja zanika niemal zupełnie. Granityzacja po głównej deformacji, zwłaszcza w odmianach, które a priori nie posiadały wyraźnej foliacji, nie prowadzi do podkreślenia tych powierzchni. Dostatecznie daleko posunięta granityzacja amfibolitów o pierwotnie wyraźnej foliacji prowadzi do jej stopniowego zaniku (rozładowanie struktur łupkowych). Dlatego też w gnejsach hornblendowych dokonano znikomej ilości pomiarów.

Dość wyjątkowym zjawiskiem są gnejsy hornblendowe odsłonięte w skałkach między Paczynem a Nową Białką. Reliktowe smugi amfibolitów w gnejsach wyznaczają wyraźne powierzchnie foliacji. Hornblendy przekrystalizowała przy tym na wielkie ziarna. Odmiany gnejsów hornblendowych, które uległy silnej diaforezie, posiadają mniej lub więcej wyraźną foliację.

Z tych uwag nad sposobem wykształcenia foliacji wynika, że w pew-

nych partiach terenu przy jego naturalnym odsłonięciu brak w ogóle materiału mikrotektonicznego, gdzie indziej jest on niedostateczny. Są wreszcie obszary, gdzie jest go pod dostatkiem. Pozwalam sobie na tym miejscu mówić ogólnie o pomiarach mikrotektonicznych przy okazji rozważania zagadnienia foliacji, gdyż ten typ mikrostruktur metamorficznych jest zasadniczy i wyznacza niemal wszystkie inne rodzaje mikrostruktur. Jedynym odstępstwem od tej reguły są wybitnie pręcikowe gnejsy, przy których nielatwo odnaleźć powierzchnie foliacji, względnie można znaleźć szereg tego rodzaju nierównoległych do siebie powierzchni.

Przechodząc z kolei do przestrzennego rozmieszczenia powierzchni foliacji we wschodnich Karkonoszach, zaznaczymy na wstępie, że pomiędzy tu rozważania nad ułożeniem foliacji w fałdach ciągnionych różnych wielkości. Sprawę tę rozważymy na innym miejscu. Większe fałdy kilkudziesięciometrowej wielkości nie zostały z braku dostatecznych dowodów w terenie uznane za fałdy ciągnięte i foliacja w ich obrębie będzie uwzględniona w bieżącym rozdziale.

Z punktu widzenia stosunku ustawienia powierzchni foliacji do uzyskanych z kartowania geologicznego granic warstw wydzielimy w badanej części wschodnich Karkonoszy cztery strefy.

a) Strefa Janowic Wielkich obejmuje okolice Janowic na północnym brzegu Bobra. Powierzchnie foliacji są równoległe do granic warstw i zapadają ku północy pod zmiennymi kątami, na ogół stromo.

b) Między Bobrem a linią Ciechanowice-Wolek (strefa Miedzianki) granice warstw przebiegają w zasadzie południkowo, powierzchnie foliacji zaś w przybliżeniu równoleżnikowo ze stromymi upadami skierowanymi zarówno ku północy jak i ku południowi.

c) Między Wolką a Kowarami (strefa Kowar) i dalej ku południowi w stronę Niedamirowa foliacja przebiega zazwyczaj zgodnie z przebiegiem granic warstw: N-S, NNE-SSW, NE-SW. Upady skierowane są zazwyczaj ku E, ESE i SE. Spotyka się jednakże dość często upady ku W, WNW i NW. Na ten fakt zwracam na tym miejscu uwagę, gdyż odegra on ważną rolę przy interpretacji zjawisk tektonicznych we wschodnich Karkonoszach. Zachodnie upady foliacji można tylko częściowo interpretować jako wyniki wtórnych ostrych zafałdowań przy stromym fleksuralnym wygięciu serii skalnych wschodnich Karkonoszy. Na dobrze odkrytych zboczach stwierdzono, że przy stromym generalnym upadzie obserwuje się odchylenie foliacji bądź ku wschodowi, bądź też ku zachodowi w obrębie jednej ławicy. Wartości kąta upadu są zmienne — najczęściej średnie lub strome. Jeśli chodziłoby o podanie jakiejś reguły, to można by ją sformułować w ten sposób, że w amfibolitach są one niemal zawsze strome, a w łupkach łyszczkowych i w gnejsach średnie lub strome.

d) Na zachód i południowy zachód od Kowar (strefa Czarnej Kopy)

granice warstw uzyskują stopniowo ku zachodowi kierunek równoleżnikowy. Powierzchnie foliacji zapadają zazwyczaj w kierunku południowym. Spotyka się tu jednak wąskie strefy kierunku foliacji zbliżonego do południkowego z upadami wschodnimi, rzadziej zachodnimi. Na fakt ten będziemy powoływać się w dalszym ciągu pracy.

Wydzielone strefy, w których foliacja zachowuje się w różny sposób w stosunku do przebiegu granic warstw, będą ponadto aktualne przy omawianiu innych typów mikrostruktur. Już przy rozważaniu ułożenia lineacji i osi fałdów ciągnionych znajdzie konieczność wydzielenia piątej strefy (Przybkowice — Niedamirów). Można by więc mówić o strefach mikrotektonicznych.

Strefę mikrotektoniczną można by zdefiniować jako obszar, w którym poszczególne typy drobnych form zachowują się analogicznie w stosunku do przebiegu kartograficznego granic warstw a odmiennie jak w obszarach sąsiednich. Przedstawiony w pracy materiał i jego interpretacja wykazuje dobitnie, że jakaś określona strefa mikrotektoniczna nie musi odpowiadać jednostce tektonicznej wyższego rzędu.

### B Lineacja

Struktury linijne we wschodnich Karkonoszach są w różny sposób wykształcone w różnych ogniwach litologicznych. W łupkach łyszczykowych występują dwie odmiany struktur linijskich. Pierwszą stanowią cienkie smugi mniej lub bardziej wyraźne i regularne na powierzchniach foliacji, drugą bardzo drobne fałdy ciągnione, których osie przebiegają równolegle do siebie w odstępach kilku milimetrów. Pięknego przykładu tego zjawiska dostarczyła odkrywka na pd.-wschodnim zębrze Wielkiej Kopy, gdzie w amfibolitach występuje cienka wkładka łupka serycytowego z lineacją drugiego typu.

W łupkach łyszczykowych spotyka się niekiedy wyraźne, dwa krzyżujące się systemy lineacji, nie wszędzie jednak widoczne. Zazwyczaj obserwuje się jeden z dwóch systemów. Najpiękniejszego przykładu dwu systemów lineacji na skałach in situ dostarcza kamieniołom przy drodze leśnej 1 km na wschód od Bud Granicznych. Na powierzchni ławicy łupka krzyżują się dwa systemy bardzo wyraźnej lineacji ( $105^\circ$  i  $130^\circ$ ). Pierwsza z nich jest mniej ostra i jak gdyby zatarta, druga bardziej ostra i regularna, czyli prawdopodobnie młodsza. Nie zawsze kąt  $25^\circ$  między obu systemami lineacji utrzymuje się stale. W luźnie leżących płytach skalnych w dolinie potoku płynącego spod Czarnej Kopy ku północy obserwowano kąty  $40^\circ$ .

Struktury linijne w gnejsach wykształcone są w sposób różnorodny. Wyróżnić można dwie genetyczne ich odmiany. Pierwsza zachowana

w gnejsowatych skałach, w których proces granityzacji nie posunął się dostatecznie daleko, jest reliktową lineacją odziedziczoną po łupkach łyszczykowych. Chodzi tu o bardzo drobne struktury fałdów ciągnionych, o których była mowa. Lineacja ta odpowiadałaby wiekowo starszemu z dwóch systemów lineacji zachowanych w łupkach łyszczykowych. Drugi typ struktur liniowych w gnejsach jest wynikiem wzrostu ziarn pod zdecydowanie kierunkowym ciśnieniem przy równoczesnym dopływie materiału granityzującego. Powstają liniowe struktury grubsze niż w łupkach łyszczykowych. W wielu punktach obserwowano liniowe wyciągnięcie porfiroblastów skalenia potasowego. Należy przypuszczać (nie udało się tego stwierdzić w jednej odkrywce), że w związku z naciskami, które spowodowały struktury liniowe w gnejsach, wytworzył się młodszy system lineacji w łupkach łyszczykowych.

W odmianach gnejsów, powstałych przez granityzację przedłużającą się po ustaniu ruchów, lineacja nie zachowała się i może być obserwowana jedynie na reliktowych strzępach łupków łyszczykowych. W granitach rumburskich struktur liniowych nie stwierdzono.

W gnejsach z Miedzianki lineację spotyka się dość rzadko. Tam, gdzie ją obserwowano, chodzi o równoległe rowki i wałeczki na powierzchniach foliacji. Formy te naśladuje ułożenie blaszek biotyту, co wskazuje na bardzo drobne fałdy ciągnięte reliktywno zachowane przy procesach granityzacji.

Wybitną lineację, prowadzącą niekiedy do powstania gnejsów pręcikowych, stwierdzono w gnejsach hornblendowych towarzyszących wydzielonym przez G. Berga (1938) kruszczośnym łupkom serycytowym w Wieściszowicach.

Struktury liniowe w amfibolitach są zjawiskiem słabo rozpowszechnionym. Wykształcone są one na powierzchniach foliacji w formie drobnych lub grubszych (do 1 cm szerokich) wałków. Te ostatnie są szczególnie charakterystyczne. Nie występują na ogół gęsto obok siebie, lecz przebiegają równoległe w odstępach kilku lub kilkunastu centymetrów. Wyjątkowo spotykamy gęste ich nagromadzenie. Długość tych wałków rzadko przekracza kilkadziesiąt centymetrów. Formy te spotyka się najczęściej między Niedamirowem a Przybkowicami.

W kamieniołomie na zachód od Raszowa przebiegają równoległe do opisanych form bardzo drobne smugi na powierzchniach ławic amfibolitów. Tutaj spotykamy więc dwa typy struktur liniowych w amfibolitach.

W staropaleozoicznych fyllitach okolic Niedamirowa spotyka się, aczkolwiek dość rzadko, typowe dla fyllitów zmarszczkowanie.

Przebieg regionalny struktur liniowych omówiony zostanie łącznie z osiami B w następnym rozdziale.

*Fałdy ciągnione*

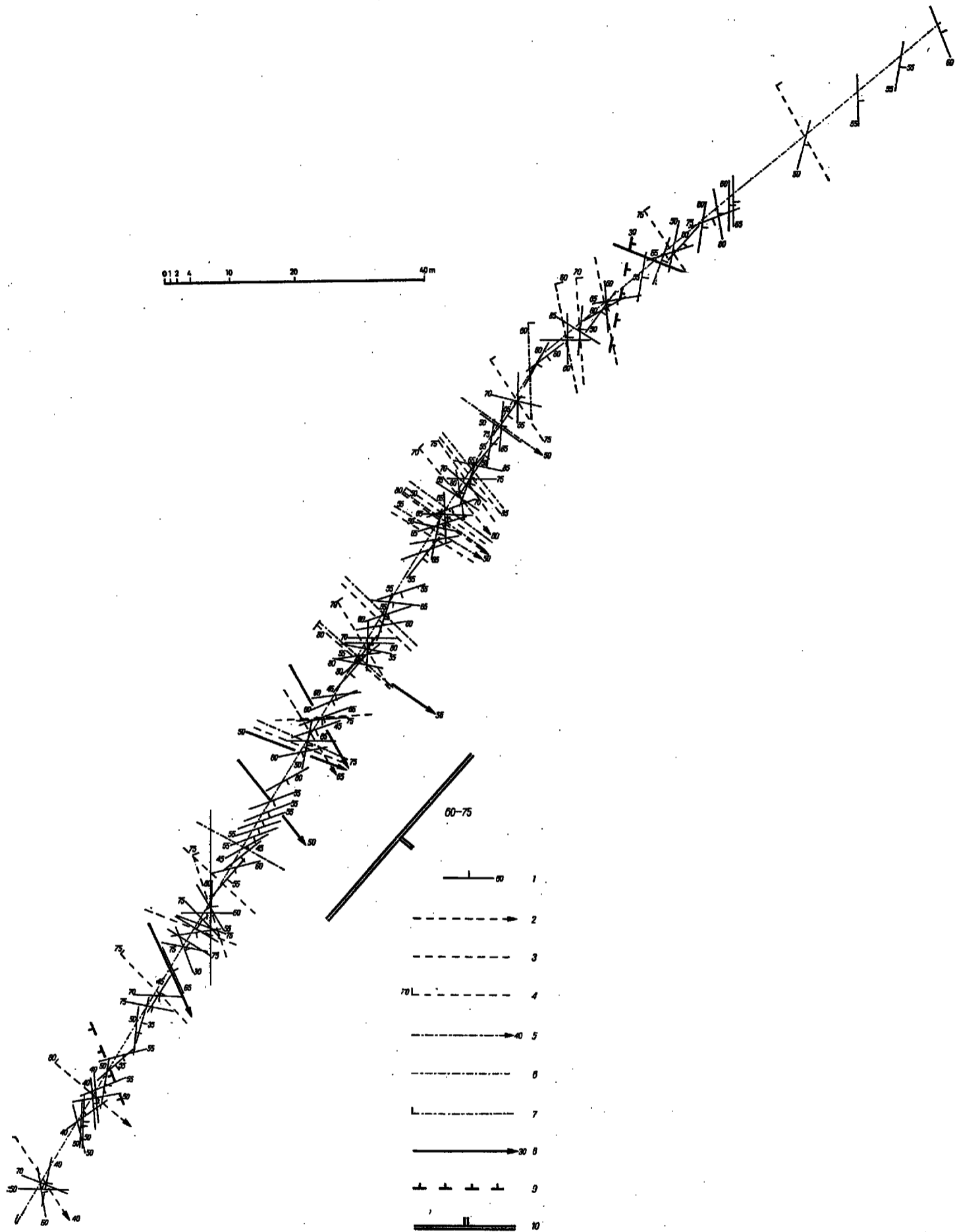
H. Cloos (1925, s. 169—171) opierając się głównie na obserwacjach w łupkach łyszczykowych i gnejsach podkreśla jako jedną z zasadniczych cech wschodnich Karkonoszy obecność dużej ilości wtórnych drobnych fałdów. Powołując się na poprzednich autorów piszących o Karkonoszach stwierdza, że pomiary kierunków foliacji odbiegają znacznie od uzyskanego kartograficznie przebiegu skał. Dla obrazowego wyjaśnienia tego zjawiska stosuje pojęcie blachy falistej. Pomiary ułożenia foliacji w różnych punktach różnią się znacznie od ustawienia generalnego powierzchni tej blachy. Tezę o wtórnym przełażdowaniu terenów wschodnich Karkonoszy popiera H. Cloos (s. 171) przykładem dwu fałdów w amfibolitach odległych o 300 m o amplitudach 150 m. Z tekstu trudno jednak zorientować się, gdzie znajdują się te fałdy.

Badania terenowe autora potwierdzają wyżej przytoczony pogląd H. Cloosa o wewnętrznej budowie serii skalnych wschodnich Karkonoszy. Autor stwierdza ponadto, że dla interpretacji ustawienia powierzchni osiowych fałdów ciągnionych w celu określenia wergencji dużych fałdów należy przeprowadzić klasyfikację tych struktur według wielkości. Większe fałdy ciągnione mają drobne fałdy tego typu. Zachowanie się powierzchni osiowych wtórnych fałdów ciągnionych w stosunku do większych jest tego rodzaju, jak większych fałdów ciągnionych do dużych struktur geologicznych. Przeto, by wyciągnąć wnioski odnoszące się do wergencji nie jest obojętne, czy bierzemy pod uwagę większe czy mniejsze fałdy ciągnione. W rezultacie wydzielono:

- a) fałdy ciągnione pierwszego rzędu — o amplitudzie od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów,
- b) fałdy ciągnione drugiego rzędu — amplituda kilkanaście centymetrów,
- c) fałdy ciągnione trzeciego rzędu — amplituda do kilku centymetrów.

O ile natura fałdów drugiego i trzeciego rzędu nie podlega zastrzeżeniu, o tyle należy wyjaśnić zagadnienie, czy fałdy pierwszego rzędu mogą być uznane za ciągnione. Aby to zrozumieć, najlepiej zapoznać się z odkrywką sztuczną w pobliżu wyrobiska górniczego na południe od wsi Podgórze. Na przestrzeni około 300 m odsłania się seria gnejsów płytowych z licznymi smużystymi relikdami łupków łyszczykowych. Grubość odsłoniętego tutaj gnejsu nie przekracza 8 m. Obserwujemy tu dziesiątki fałdów o amplitudzie rzędu 1 m (fałdy ciągnione pierwszego rzędu). Posiadają one własne fałdy ciągnione rzędów niższych, zwłaszcza trzeciego rzędu, klasycznie ustawione w stosunku do fałdów pierwszego rzędu.

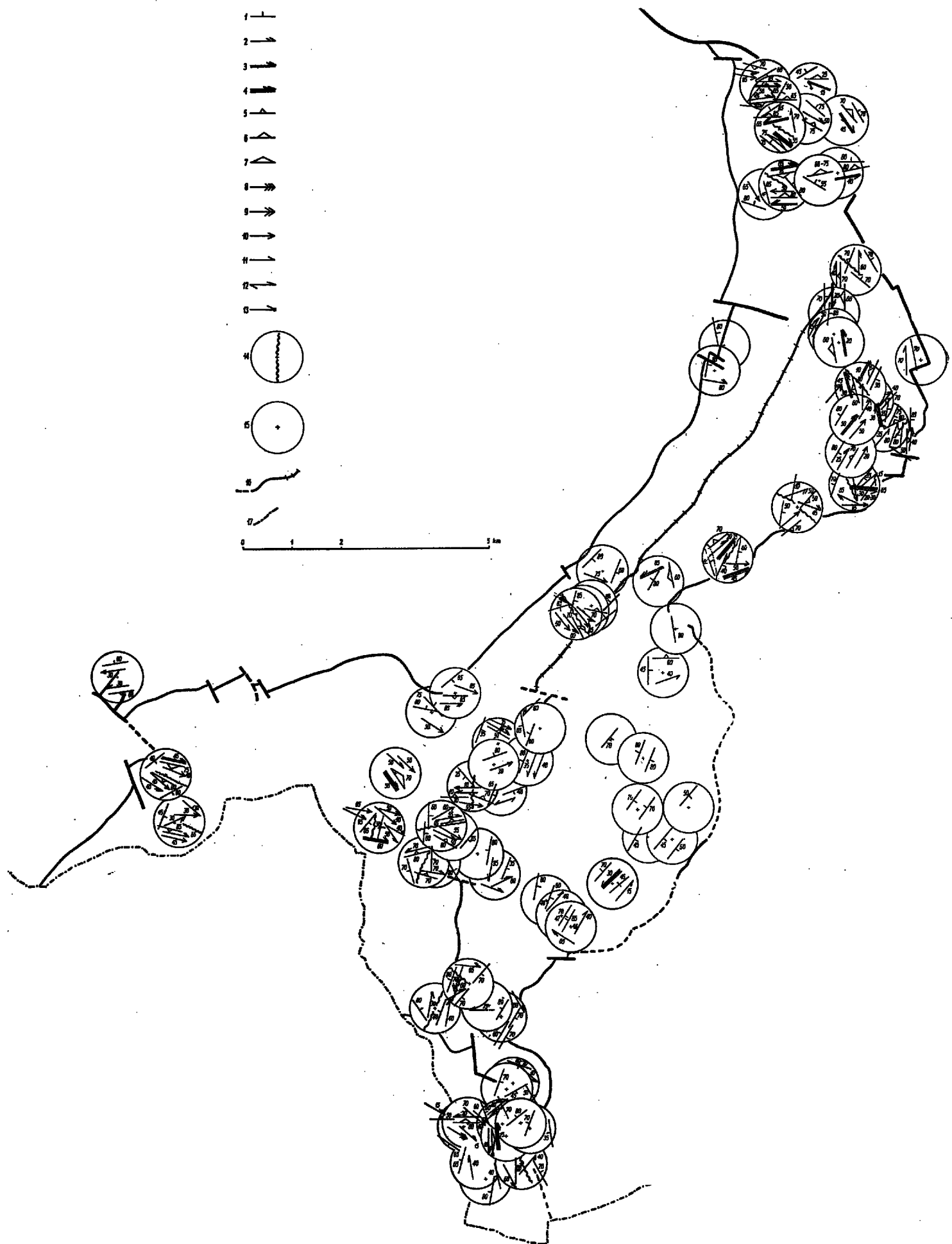
Odkrywka w Podgórzu  
*Faldy ciagnione. I rzędu; miąższość odsłoniętej serii 8 m.*  
 Outcrop at Podgórze  
*I-st order drag folds; thickness of exposed series 8 m.*



1 położenie powierzchni foliacji, 2 oś antykliny i jej zapad, 3 oś antykliny, 4 powierzchnia osiowa antykliny i kierunek jej zapadu, 5 oś synkliny i jej zapad, 6 oś synkliny, 7 powierzchnia osiowa synkliny i kierunek jej zapadu, 8 lineacja, 9 mierzona powierzchnia uskokowa i jej upad, 10 generalny bieg i upad warstw

1 position of foliation plane, 2 axis of anticline and its inclination, 3 axis of anticline, 4 axial plane of anticline and inclination trend, 5 axis of syncline and its inclination, 6 axis of syncline, 7 axial plane of syncline and inclination trend, 8 lineation, 9 measured fault plane and its dip, 10 general strike and dip of beds

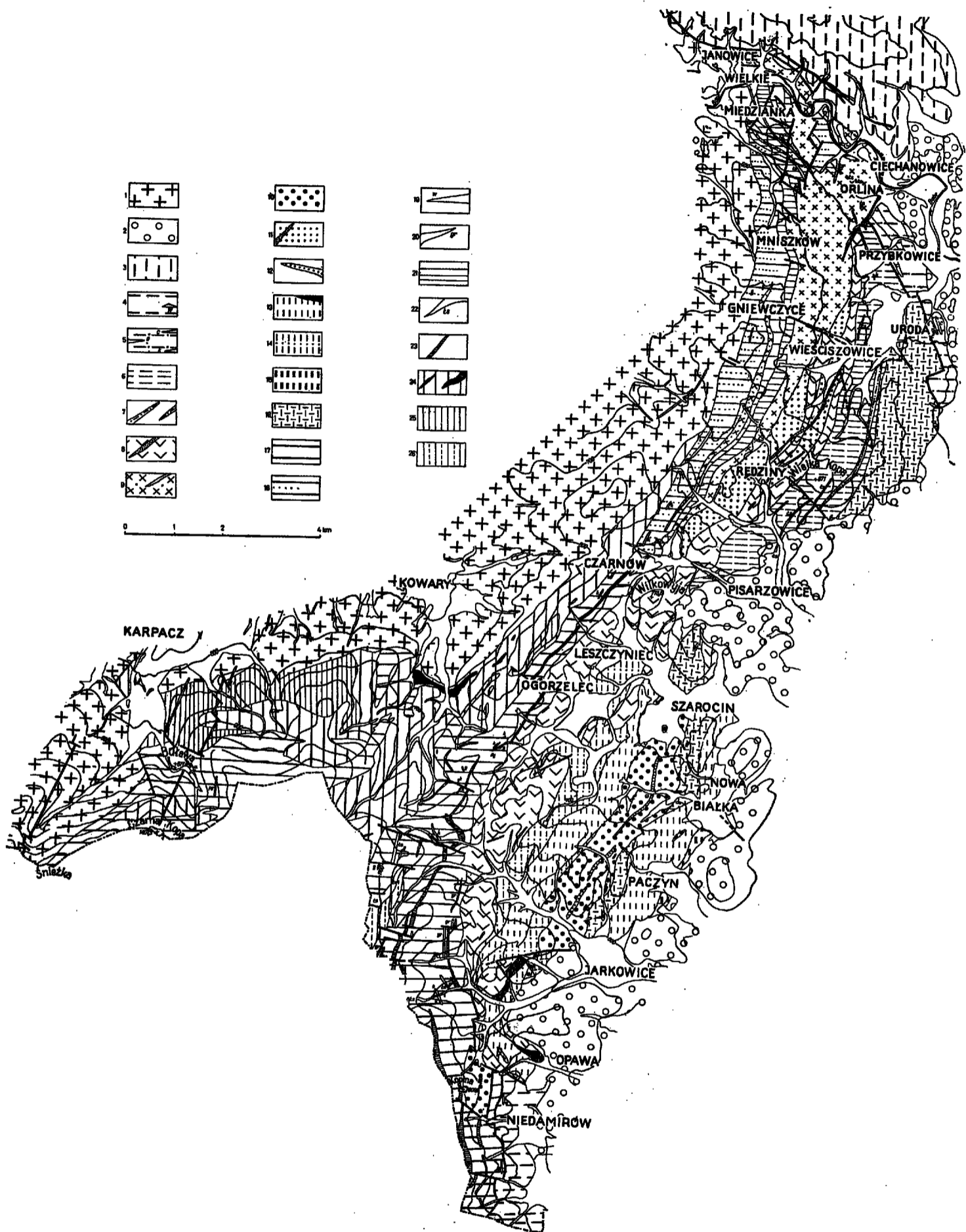
Mapa mikrostruktur wschodnich Karkonoszy  
Map of microstructures in the eastern Karkonosze



1 położenie powierzchni foliacji. Osie B: 2 ustawienie osi fałdów ciągnionych III rzędu, 3 ustawienie osi fałdów ciągnionych II rzędu, 4 ustawienie osi fałdów ciągnionych I rzędu, 5 ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych III rzędu, 6 ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych II rzędu, 7 ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych I rzędu. B lineacja: 8 zmarszczkowanie w fyllitach, 9 ustawienie struktur pręcikowych w gnejsach, 10 lineacja w łupkach łyszczkowych i w gnejsach, 11 lineacja w amfibolitach, 12 lineacja w amfibolitach z upadem  $0^\circ$ , 13 osie drobnych struktur wielkopromiennych, 14 dwie różne grupy ustawienia mikrostruktur w jednej pokrywce, 15 punkt w środku koła, w którym dokonywano pomiarów mikrostruktur w terenie, 16 granice jednostek tektonicznych wschodnich Karkonoszy. Kreski poprzeczne — granica jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki i Leszczyńca; kreski przerywane — przypuszczalna granica pod osadami czwartorzędu, 17 granica państwa

1 position of foliation plane. B axes: 2 axial position of 3rd order drag folds, 3 axial position of 2nd order folds, 4 axial position of 1st order folds, 5 position of axial planes of 3rd order drag folds, 6 position of axial planes of 2nd order folds, 7 position of axial planes of 1st order folds. B lineation: 8 wrinkling in phyllites, 9 position of fibrous structures in gneisses, 10 lineation in mica schists and in gneisses, 11 lineation in amphibolites, 12 lineation in amphibolites with  $0^\circ$  dip, 13 axes of widespread microstructures, 14 two groups of microstructural arrangement in one outcrop, 15 central point of circle from which field microstructure measurements were taken, 16 boundaries of tectonic units of the eastern Karkonosze. Boundaries of Rudawy Janowickie — Śnieżka and Leszczyńiec units marked by transverse lines, the hypothetical boundary below Quaternary strata by broken lines, 17 state frontier

Mapa geologiczna wschodnich Karkonoszy  
według G. Berga (1940) (nieco zgeneralizowana)  
Geologic (slightly simplified) map of the Eastern Karkonosze  
after G. Berg (1940)



1 granit waryscyjski, 2 kulum niecki śródsudeckiej, 3 formacja zieleńcowa Gór Kaczawskich, 4 zieleńce okolic Niedamirowa z wtrąceniami wapieni a miejscami skarnów (w), 5 fyllity serycytowe: c łupek chlorytowy, k łupek kwarcytowy, g łupek grafitowy, 6 warstewkowe łupki chlorytowe, 7 kruszonośne łupki serycytowe, 8 amfibolity masywne częściowo zoizytowe, 9 amfibolity diopsydonośne (p porfir waryscyjski), 10 amfibolity kwarcowe, 11 masywne skały kwarcowo-chlorytowe, 12 porfiroidy, 13 gnejsy hornblendowe z wkładką skały kwarcowo-albitowej, 14 gnejsy słojuje warstewkowe, 15 gnejsy muskowitzowe, 16 gnejsy iniekcyjne w amfibolitach, 17 łupki łuszczkowe, 18 hornfelsy andaluzytowe i kordierytowe, 19 wapień i skały krzemianowo-wapienne, 20 łupki grafitowe, 21 łupki kwarcytowe, 22 łupki łuszczkowe sfeldszpatyzowane, 23 amfibolity sfeldszpatyzowane, 24 gnejsy warstewkowe i oczkowe z formacją rudonośną, 25 granitognejsy, 26 gnejsy doliny Małej Upy

1 Hercynian granite, 2 Culm of Inner-Sudeten syncline, 3 greenstone formation of the Kaczawskie Mountains, 4 greenstones of the Niedamirow area with limestone intercalations, locally with skarns (w), 5 sericitic phyllites: c chlorite schists, k quartzitic schists, g graphite schist, 6 laminated chlorite schists, 7 ore-bearing sericite schists, 8 massive amphibolites, partly zoisitic, 9 diopside-bearing amphibolites (p. Hercynian porphyry), 10 quartz amphibolites, 11 massive quartz-chlorite rocks, 12 porphyroids, 13 hornblende gneisses with intercalations of quartz-albite rock, 14 laminated gneisses, 15 muscovite gneisses, 16 injection gneisses in amphibolites, 17 mica schists, 18 andalusite and cordierite hornfelses, 19 limestones and calc-silicate rocks, 20 graphite schists, 21 quartzite schists, 22 feldspathised mica schists, 23 feldspathised amphibolites, 24 banded and augen gneisses with ore-bearing formation, 25 granito-gneisses, 26 gneisses of Mała Upa Valley



Ponieważ przykład ten jest pouczający, podaję rzut poziomy odkrywki (fig. 1).

W obrębie łupków łyszczykowych na wschód od Bud Granicznych stwierdzono dwa systemy krzyżujących się fałdów trzeciego rzędu. Kierunek ich osi zgadza się z opisanymi wyżej kierunkami lineacji.

### *Przebieg osi B i B lineacji we wschodnich Karkonoszach*

Przebieg tych elementów omówimy razem, ponieważ są one ustawione analogicznie w obrębie poszczególnych odkrywek. Zaznaczyć przy tym należy, że o ile w gnejsach kowarskich i w łupkach łyszczykowych obydwa typy mikrostruktur są zjawiskiem pospolitym, o tyle w amfibolitach częstsze są fałdy ciągnięte niż lineacja, którą obserwuje się na ogół rzadko. Przy omawianiu regionalnego przebiegu tych mikrostruktur będziemy posługiwać się wydzielonymi uprzednio strefami mikrotektonicznymi.

Obszar łupków łyszczykowych i gnejsów kowarskich cechuje się tym, że w przebiegu osi B i B lineacji zaznacza się wyraźnie wschodnia składowa ich biegu i upadu.

Ze względu na stosunek omawianych mikrostruktur do przebiegu granic warstw konieczne jest tutaj utrzymanie dwóch stref — strefy kowarskiej (między Wołkiem a Podgórzem i Łysociną) i strefy Czarnej Kopy.

W strefie kowarskiej warstwy przebiegają w intersekcji od okolic Wołka południkowo, po czym skręcają ku południowemu zachodowi. Na południe od Podgórza obserwujemy odgaślenie od dotychczasowego przebiegu granic warstw w kierunku południowym. W okolicy Podgórza zaznacza się więc pewnego typu rozgaślenie. Jedna gałąź skręca ku zachodowi<sup>7</sup> w stronę Czarnej Kopy i Śnieżki, a druga ku południowi. W przybliżeniu równolegle do granic warstw przebiega tu foliacja (abstrahując od wtórnych zafałdowań i fałdów ciągniętych pierwszego rzędu). Powierzchnie foliacji zapadają ku wschodowi lub południowemu wschodowi pod kątami zmiennymi w granicach 30-80°. Podobnie zapadają osie B i B lineacji. Przeważa kierunek upadów osi mikrostruktur ku południowemu wschodowi, choć nie brak też upadów wschodnich, a nawet o kierunku ENE. Ten ostatni kierunek obserwowano lokalnie na południe od przełęczy kowarskiej. Wartość kątów upadów lineacji i osi B jest zmienna i zależy od wartości upadu powierzchni foliacji. Nie da się tu ustalić jakiejś reguły. Znaczna zmienność przebiegu lineacji i osi fał-

<sup>7</sup> Znaczenie tego ważnego zjawiska nie może być przy dzisiejszym stanie badań wyjaśnione. Rozwiążą ją zapewne przyszłe szczegółowe badania. Prawdopodobnie chodzi tu o różne ustawienie skrzydeł dużych fałdów leżących.

dów ciągnionych jest spowodowana występowaniem dwóch systemów form, o czym była wyżej mowa. Ponieważ trudno jest określić w ter. z którym z systemów mamy do czynienia, oznaczono obydwa systemy za równo lineacji jak i fałdów ciągnionych tą samą sygnaturą. W ten sposób tłumaczy autor znaczne zróżnicowanie kierunków lineacji i osi fałdów ciągnionych. Niezależnie od tego odegrały tu dużą rolę późniejsze pometamorficzne procesy tektoniczne, związane przede wszystkim z tworzeniem się w czasie ruchów waryscyjskich skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy.

Jest rzeczą jasną, że upad osi omawianego typu mikrostruktur zależy od generalnego kierunku upadu foliacji. Na południe od Przełęczy Kowarskiej w odległości 1 km od niej zaobserwowano upad powierzchni foliacji w łupkach łyszczykowych ku południowemu zachodowi i upad zachodni osi mikrostruktur. Takie ustawienie mikrostruktur związane jest z dyslokacją, widoczną w odkrywce. W dolnej części odkrywki mikrostruktury ustawione są charakterystycznie, jak w całej tej strefie.

Strefa Czarnej Kopy cechuje się zmiennymi stosunkami form mikrotektonicznych do przebiegu granic warstw. Warstwy przebiegają tu E-W, foliacja układa się bądź zgodnie z ich przebiegiem, bądź jak na stokach Czarnej Kopy skośnie lub prostopadle do nich. Osie fałdów ciągnionych i lineacja zapadają pod średnimi kątami ku ESE.

Przy omawianiu ustawienia osi B i B lineacji w gnejsach i łupkach łyszczykowych należy wspomnieć o pomiarach tych form na wyspie gnejsowej w obrębie granitu waryscyjskiego w Karpaczu. Upad osi i lineacji jest zachodni i ustawiony pod średnimi kątami. Obserwacje te byłyby zgodne z obserwacjami H. Cloosa (1925, s. 13) w obrębie bloku izerskiego. Pod względem wykształcenia litologicznego gnejsy te są bardziej podobne do skał w Górach Izerskich niż we wschodnich Karkonoszach. Powierzchnia osiowa zmierzonego w Karpaczu fałdu zapada stromo ku południowi.

Na obszarze występowania amfibolitów i skał genetycznie z nimi związanych omówimy kolejno strefę Niedamirów-Przybkowice, strefę Miedzianki oraz strefę Janowic Wielkich.

Strefa Niedamirów-Przybkowice cechuje się tym, że idąc od południa obserwujemy foliację w przybliżeniu zgodną z granicami warstw. Osie B i lineacja przebiegają najczęściej zgodnie z przebiegiem foliacji, przy czym upady tych struktur skierowane są zazwyczaj ku NNE. Zjawisko to jest uderzające zarówno w amfibolitach, jak też produktach ich granityzacji, co najlepiej możemy stwierdzić w dobrze odsłoniętych kruszonośnych łupkach i gnejsach okolicy Wieściszowic. Występują tu też gnejsy przecikowe. Regułą jest tu mierny a nawet niekiedy mały upad

osi B i lineacji w kierunku pn.-wschodnim. Do strefy tej należy także część łupków łyszczkowych, co stwierdzono na wkładce wapieni przebiegających na zachód od Jarkowic.

W wielkiej liczbie danych z tej strefy zauważymy łatwo odstępstwa od przedstawionej reguły. Są one dwojakiego typu.

Pierwszym z nich jest upad osi B i B lineacji ku wschodowi pod miernymi kątami przy ustawieniu powierzchni foliacji NNE-SSW. Zjawisko to jest raczej wyjątkowe.

Drugim typem odstępstw są strome upady osi B i B lineacji w kierunku, którego główną składową jest zachód (odchylenie ku N i S). Na tym miejscu zaznaczymy, że zjawiska takie spotyka się, aczkolwiek rzadko, również na obszarze łupków łyszczkowych i gnejsów. Podkreślić przy tym należy, że zachodnie upady powierzchni foliacji a także osi B i B lineacji występują w dwóch strefach, które można by ustalić, biorąc oczywiście pod uwagę kierunek prostopadły do przebiegu warstw.

W strefie Miedzianki obserwuje się ciekawe zjawisko widoczne najlepiej na mapie S. Dyjora. Granice warstw uzyskane kartograficznie przebiegają w zasadzie południkowo. Stwierdzono jednak podrzędne wygięcia ku zachodowi na małych przestrzeniach. Foliacja ustawiona tutaj równoleżnikowo zapada stromo ku N i S. Dzięki temu utworzą się poprzeczne do granic warstw fałdy o osiach równoleżnikowych. Powstałe w ten sposób antykliny i synkliny zaznaczają się nie tylko w amfibolitach, lecz także w gnejsach Miedzianki i łupkach łyszczkowych. Osie B przebiegają równoleżnikowo (niekiedy SE-NW) i zapadają ku wschodowi pod średnimi kątami, bądź wyjątkowo ku zachodowi, lecz w tym przypadku zawsze stromo.

Obserwowano też, aczkolwiek rzadko, lineacje zapadające ku północy (A lineacja?). W strefie Janowic Wielkich zarówno foliacja jak i granice warstw i osie fałdów ciągnionych przebiegają WNW-ESE, przy czym osie B, o ile pozwalają to stwierdzić nieliczne pomiary, zapadają ku wschodowi.

#### *Orientacja lineacji i osi B w serii staropaleozoicznej okolic Niedamirowa*

Zebrany materiał nie daje jednoznacznego obrazu. Przeważają południkowo przebiegające osie B z upadami bądź południowymi, bądź północnymi, nie brak też odkrywek, gdzie lineacja i osie B mają biegi zbliżone do równoleżnikowych, przy czym kierunki upadów są zarówno wschodnie jak i zachodnie. Tego rodzaju kierunki należą jednak do rzadkości. Całość stosunków mikrotektonicznych nie daje się wyjaśnić na małym skrawku tej jednostki w granicach kraju.

*Ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych;  
wergencja wielkich fałdów.*

Ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych wykorzystuje się dla określenia wergencji tych fałdów, a pośrednio dla określenia wergencji większych jednostek geologicznych. Ważne jest przy tym, czy mamy do czynienia z serią normalną, czy odwróconą. Na konieczność zachowania ostrożności przy interpretacji tych zjawisk zwracał ostatnio uwagę H. Teisseyre (1959, s. 60). Dla wyjaśnienia rozważanych obecnie zjawisk okazało się konieczne wyróżnienie fałdów ciągnionych różnej wielkości.

Obecnie rozważymy regionalne ustawienie powierzchni osiowych fałdów w obrębie wydzielonych uprzednio stref mikrotektonicznych.

*Strefa kowarska.* Wszędzie, gdzie obserwowano fałdy ciągnięte, powierzchnie osiowe zapadają ku północy lub północnemu wschodowi, z wyjątkiem odkrywki przy szosie w Kowarach, gdzie powierzchnie osiowe fałdów trzeciego rzędu zapadają ku południowi. Należy tutaj zwrócić uwagę, że w miejscach, gdzie obserwowano fałdy ciągnięte pierwszego rzędu nie uwzględniano położenia powierzchni osiowych fałdów trzeciego rzędu, które im towarzyszą. W fałdach tych powierzchnie osiowe ustawione są prawidłowo w stosunku do skrzydeł fałdów pierwszego rzędu, a w tej sytuacji ich wergencja jest zmienna, podczas gdy wergencja fałdów pierwszego rzędu jest stała. Stąd też dla wyjaśnienia wergencji większych jednostek tektonicznych decydujące znaczenie zdaje się mieć wergencja fałdów ciągnionych pierwszego rzędu.

Poważne trudności w wyciąganiu wniosków z ustawienia powierzchni osiowych fałdów ciągnionych spowodowane są tym, że powierzchnie te ustawione są w przybliżeniu prostopadle do powierzchni foliacji. Reguły stosowane przy interpretacji powierzchni osiowych fałdów ciągnionych odnoszą się do przypadku, gdy mają one bieg zbliżony do biegu powierzchni foliacji.

Nie mamy też pewności, czy seria skalna strefy kowarskiej jako całość jest normalna, czy odwrócona. Zachodzą przeto trudności w wyznaczeniu wergencji fałdu, którego część stanowi strefa kowarska. O ile seria ta jest normalna, to wergencja wielkiej jednostki tektonicznej jest tu południowa.

*W strefie Czarnej Kopy* powierzchnie osiowe fałdów ciągnionych zapadają ku południowi, co przy serii normalnej wskazuje na wergencję północną.

*W strefie Miedzianki*, która była scharakteryzowana na poprzednich stronach, ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych wskazuje na ich południową wergencję.

W strefie Niedamirów-Przybkowice przyjmuje autor ruch mas skalnych ku WNW. Wskazuje na to przy liniowych strukturach przebiegających SSW-NNE i w ten sposób biegnących osiach B:

- a) konieczność przyjęcia zakorzenienia tych mas skalnych na wschodzie ze względu na stosunki tektoniczne w Górach Izerskich;
- b) ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych;
- c) lokalnie powierzchnie osiowe wskazują na serię odwróconą (przy przyjęciu zachodniej wergencji fałdów). Zjawisko to może być spowodowane obecnością fałdów leżących nasuniętych ku WNW lub też dysharmonijnym wyciskaniem pewnych pakietów warstw w obrębie serii normalnej, lub wreszcie powstaniem po dolnym karbonie podolnokarbońskiego fleksuralnego wygięcia serii metamorficznych.

Przedstawione wyżej stosunki tektoniczne nie pozwalają na przyjęcie ewentualności, że mikrostruktury w strefie między Niedamirowem a Przybkowicami powstały równocześnie z dysharmonijnym wypiętrzaniem kopuły Karkonoszy i Gór Izerskich, której skrzydło wschodnie reprezentuje strefa Kowar. Gdyby tak było, fałdy ciągnięte w strefie Przybkowice-Niedamirów musiałyby wykazywać obalenie ku wschodowi, podczas gdy w rzeczywistości stwierdzamy ich obalenie ku zachodowi.'

Wynika z tego, że strefa między Niedamirowem a Przybkowicami stanowi oddzielną jednostkę tektoniczną nasuniętą ku WNW. Będziemy ją w dalszym ciągu pracy nazywać *jednostką Leszczyńca*.

Oddźwiękiem ruchu jednostki Leszczyńca i jej nasunięcie ku zachodowi na strefę fałdów między Miedzianką a Kowarami, biegnących równoleżnikowo (osie B i lineacja) i wcześniej sfałdowaną (leżącą niżej), są lokalnie zaznaczające się w południowych Karkonoszach (np. w okolicy Czarnej Kopy i dalej ku zachodowi) biegi południkowe foliacji z przeważającymi wschodnimi upadami formacji przedkambryjskiej.

Pozostaje do omówienia zagadnienie wergencji fałdów kaledońskich w starszym paleozoiku okolic Niedamirowa. Tutaj w dobrze odkrytych partiach możemy oprzeć się na obserwacjach ustawienia powierzchni foliacji, która wyznacza drobne fałdy wielkości fałdów ciągnionych pierwszego rzędu, oraz na drobnych fałdach obserwowanych w całości. Wykazują one wergencję zachodnią. Ta, jak wiadomo, nie jest charakterystyczna dla kaledonidów południowych Karkonoszy, gdzie fałdy przebiegają równoleżnikowo. Okolice Niedamirowa są przeto położone na wschodnim skrzydle kopuły Karkonoszy, która jako masa fałdująca posuwając się ku południowi w czasie ruchów młodokaledońskich otulana była przez fałdowane serie staropaleozoiczne.

JEDNOSTKI TEKTONICZNE KARKONOSZY, GÓR IZERSKICH  
I POGÓRZA IZERSKIEGO.

Obszar Karkonoszy, Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego jest zbudowany z różnowiekowych skał krystalicznych — magmowych i metamorficznych, w różnym stopniu przeobrażonych. Na wielkich przestrzeniach zachowuje się on jako horst ograniczony od południa dyslokacją łużycką, uformowaną ostatecznie na pograniczu kredy i trzeciorzędu (nasunięcie krystaliniku na kredę); od północy ogranicza go zespół dyslokacji określanych jako główny uskoku śródsudecki. Dyslokacja ta odgraniczająca w zasadzie blok Karkonoszy od starszego paleozoiku Gór Kaczawskich, istniała już przed sedymentacją dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, o czym świadczy fakt, że znika ona pod wymienionymi osadami. Ostatecznie uformowała się omawiana dyslokacja po intruzji granitu warycyjskiego Karkonoszy, na co wskazuje ścinanie granitu przez dyslokację. Niewątpliwie dyslokacja ta w obecnej formie powstała przed starszym trzeciorzędem, o czym świadczy fakt ścinania obszaru po obu stronach dyslokacji przez starotrzeciorzędową powierzchnię zrównania na odcinku Pogórza Izerskiego. Starszy paleozoik Gór Kaczawskich przechodzi w okolicach Siedlęcina i Pilchowic na południe od uskoku głównego śródsudeckiego. Tutaj jest on płasko nasunięty na zerodowaną powierzchnię stromo ustawionych skał krystalicznych bloku izerskiego (Reliefüberschiebung).

Wschodnie i pd.-wschodnie granice krystaliniku Karkonoszy nie mają charakteru uskoku. Utwory młodopaleozoiczne leżą tu na nim niezgodnie.

Najgłębszą jednostkę (nie licząc granitu warycyjskiego) stanowi blok izerski. Jest to jednostka wyższego rzędu, której pierwotnej tektoniki nie znamy. Zatarła ją na ogromnych przestrzeniach granityzacja przedkambryjska. Skrajnym produktem tego procesu są granity rumburskie (Oberc 1958, s. 389). Przed silną granityzacją zachowały się jedynie trzy główne pasma łupkowe oddzielające masy silnie zgranityzowane<sup>8</sup>. Przy dzisiejszym stanie badań jedynie wymienione strefy łupkowe pozwalają rozbić blok izerski na mniejsze jednostki tektoniczne, których charakteru tektonicznego nie znamy. Ponieważ stanowią one masę plastyczną w stosunku do otaczających gnejsów i granitów, późniejsze ruchy, głównie kaledońskie, doprowadziły w bloku izerskim do zluźnień przede wszystkim wzdłuż stref łupkowych.

<sup>8</sup> Najściślej poznana jest dotychczas geneza i wiek tzw. leukogranitów izerskich. Poglądy G. Berga (1935) na ich genezę opierały się na koncepcji magmowej — intruzywnej natury granitu rumburskiego. Leukogranity określone przez tego autora jako gnejsy pegmatytowe mają stanowić resztki pochodne magmy, z której powstały granity rumburskie. Według K. Smulikowskiego (1957, s. 249-250) leukogranity powstały w wyniku przeróbki gnejsów izerskich przez emanacje, zawierające sód, bor i fluor w czasie orogenezy młodokaledońskiej.

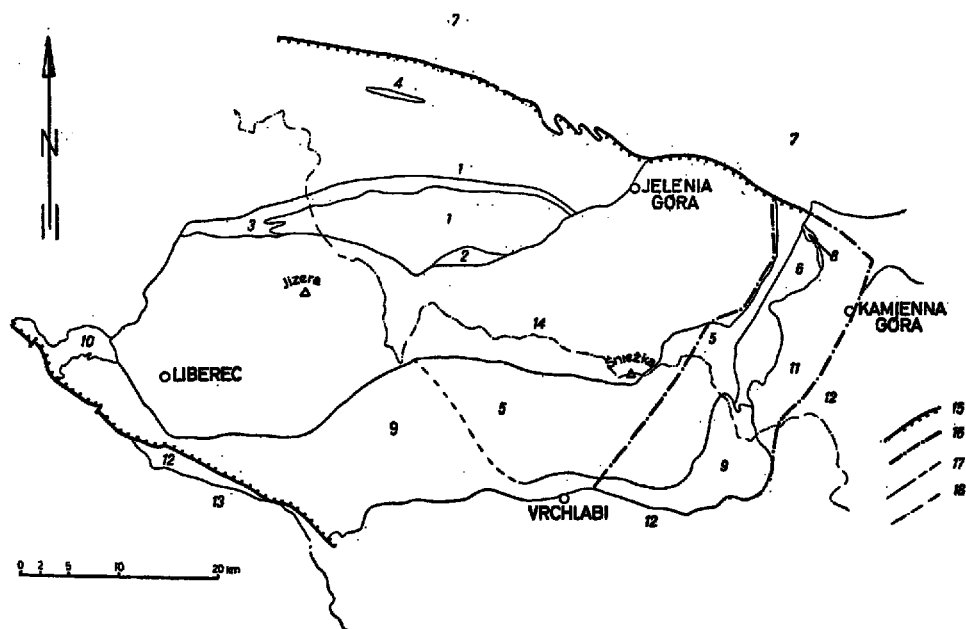


Fig. 1. Jednostki tektoniczne bloku Karkonoszy i Gór Izerskich zestawione na podstawie prac J. Svobody, & O. Kodyma & F. Prokopa (1947), M. Maški (1954), S. Radwańskiego (1954), C. Żaka (1958), G. Berga (1940a, b), E. Zimmermanna (1933, 1935, 1937) 1 gnejsy i granity przedwaryscyjskie Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego, 2 strefa łupków łyszczykowych Szklarskiej Poręby, 3 łupki łyszczykowe Wojcieszyc — Świeradowa-Zdroju, 4 łupki łyszczykowe okolic Gryfowa Śląskiego, 5 jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, 6 jednostka Leszczyńca, 7 region staropaleozoiczny Gór Kaczawskich, 8 strefa łupków staropaleozoicznych okolic Ciechanowic, 9 kaledonidy południowych Karkonoszy i Jesztetu, 10 dewon Gór Jesztedzkich, 11 kulm niecki śródsudeckiej, 12 karbon górny i czerwony spągowiec północnych Czech i niecki śródsudeckiej, 13 kreda górna północnych Czech, 14 granit waryscyjski Karkonoszy i Gór Izerskich, 15 ważniejsze dyslokacje, 16 przybliżone granice skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy, 17 granice jednostek tektonicznych, 18 granica państwa

Tectonic units of the Karkonosze and Isera Block based on works by J. Svoboda, & O. Kodym & F. Prokop (1947), M. Maška (1954), S. Radwański (1954), C. Žak (1958), G. Berg (1940a, b), E. Zimmermann (1933, 1935, 1937)

1 gneisses and pre-Hercynian granites of the Isera Mts. and of the Isera Hills, 2 zone of Szklarska Poręba mica schists, 3 mica schists of Wojcieszyc — Świeradów-Zdrój, 4 mica schists of the Gryfów Śląski area, 5 Rudawy Janowickie — Śnieżka unit, 6 Leszczyńiec unit, 7 old Palaeozoic region of the Kaczawskie Mountains, 8 zone of old Palaeozoic schists of Ciechanowice area, 9 Caledonides of the southern Karkonosze and Jesztet, 10 the Devonian of Jesztet Mts., 11 the Culm of the Inner-Sudeten syncline, 12 the Upper Carboniferous and the Rotliegendes of northern Bohemia and of the Inner-Sudeten syncline, 13 the Upper Cretaceous of northern Bohemia, 14 Hercynian granite of the Karkonosze and Isera Mountains, 15 major displacements, 16 approximate boundaries of the flexural inclination of the eastern Karkonosze, 17 boundaries of tectonic units, 18 state frontier

Jednostki tektoniczne bloku izerskiego przebiegają równoleżnikowo. Pomiary mikrotektoniczne H. Cloosa (1925, s. 13) wskazują, że osie drobnych struktur zanurzają się ku zachodowi i północnemu zachodowi.

To stwierdzenie nie zawsze jednak sprawdza się wzdłuż kontaktu z paleozoikiem Gór Kaczawskich.

Blok Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego oddzielony jest od innych przedwaryscyjskich jednostek Karkonoszy intruzją granitu waryscyjskiego. Na południe i wschód od intruzji rozprzestrzenia się nowa wielka jednostka zbudowana głównie z łupków łyszczykowych, z charakterystycznymi dla nich wtrąceniami skał i gnejsów. W Rudawach Janowickich należą do niej także wielkie masy amfibolitów w okolicach Miedzianki, określonych przez G. Berga jako diopsydonośne.

Obszar ów, dla którego proponuję nazwę jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki<sup>9</sup>, składa się w zasadzie ze skał tego typu co jednostka izerska z tą różnicą, że tam brak jest większych mas amfibolitów, które widzimy w Rudawach Janowickich, a stosunek ilościowy łupków łyszczykowych do produktów ich granityzacji jest odwrotny. Skały silnie zgranityzowane ustępują tu miejsca łupkom łyszczykowym i tylko lokalnie odgrywają większą rolę np. w okolicach Kowar i dolinie Upy, po stronie czeskiej. Fakt ten niezależnie od innych wskazuje na to, że jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki leży tektonicznie wyżej niż jednostka izerska.

Inny jest też styl tektoniczny omawianej jednostki. Najbardziej charakterystyczne dla jej poznania są okolice między Janowicami Wielkimi a Śnieżką. Jednostki stratygraficzne przebiegają tu bardzo regularnie na przestrzeni kilkunastu kilometrów, co wykazały zdjęcia G. Berga<sup>10</sup>. Jeżeli zredukujemy w niej stromy upad wschodni, który spowodowany jest późniejszym waryscyjskim fleksuralnym wygięciem, uzyskamy płaskie jej położenie, zupełnie odmienne od struktury wewnętrznej jednostki izerskiej. Jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki aż po okolice Kowar i Niedamirowa stanowi wielki fałd leżący, otulający pierwotnie jednostkę izerską, zerodowany na grzbiecie kopuły Karkonoszy, a zachowany przed erozją na jej południowym skrzydle i skłonie fleksuralnym. Fałd ten składa się z podrzędnych fałdów leżących. Za takie wtórne antyklinalne za-

<sup>9</sup> Podwójna, a przeto mało operatywna nazwa jest tu konieczna ze względu na to, że jednostka obejmuje różne regiony geograficzne, a mianowicie Rudawy Janowickie i znaczną część południowych Karkonoszy.

<sup>10</sup> Przekrój poprzeczny tej jednostki (tylko w przybliżeniu poprzeczny i pionowy) między Janowicami Wielkimi a okolicami Kowar, gdzie warstwy są fleksuralnie wygięte i stromo ustawione, przedstawia w przybliżeniu właśnie mapa geologiczna (nie uwzględniamy przy tym, rzecz jasna, czwartorzędu). Przekonamy się o tym łatwo obracając mapę geologiczną arkusz Miedzianka + Kowary o 90° w ten sposób, by jej brzeg północny był po lewej stronie. Przy takim ustawieniu najgłębsza jednostka to granit waryscyjski, wyżej leży jednostka Rudaw Janowickich (po amfibolity diopsydonośne włącznie), a dalej przeobrażone amfibolity jednostki Leszczyńca i kulm. Zauważymy wtedy łatwo, że jednostki te leżą płasko.



fałdowanie należy uznać (przy południowej wergencji ruchu) widoczną dobrze na zdjęciu S. Dyjora masę łupków łyszczykowych okolicy Orliny otuloną amfibolitami. O fałdach izoklinalnych z wywalcowanymi śródfałdziami w obrębie łupków łyszczykowych na południe od przełęczy kowarskiej, które należy uznać jako podrzędne w stosunku do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, wspomina G. Berg (1941, s. 10-11). Północna część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki ukryta jest pod nasuniętym na nią paleozoikiem Kaczawskim.

W skład jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki wchodzi zapewne większa ilość fałdów leżących drugiego rzędu. Być może, że fałd taki stanowi zachodnie pasmo amfibolitów między Miedzianką a Czarnowem. Zagadnienie to wymaga nowych badań kartograficznych i porównań petrograficznych opartych na szczegółowych badaniach.

Niezależnie od wtórnych fałdów leżących przynależnych do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, zaznaczają się w jej obrębie wtórne strome fałdy w okolicach Miedzianki. Przebiegają one równoleżnikowo, a ich osie zapadają stromo ku wschodowi, podobnie jak osie towarzyszących im fałdów ciągnionych. Fałdy te zaznaczają się nie tylko w ustawieniu powierzchni foliacji, lecz także w intersekcji. Ich wyrazem są załamania w przebiegu granic warstw, widoczne na mapie S. Dyjora<sup>11</sup>. Wygięcia granic warstw ku zachodowi odpowiadają synklinom, ku wschodowi — antyklinom. Tego rodzaju intersekcja mogła zachować się przy fleksuralnym wygięciu całego wschodniego odcinka jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki ku wschodowi.

Południowa, znacznie szersza część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki wykazuje znaczne wtórne przefałdowanie, widoczne na przekrojach z pracy O. Kodyma i J. Svobody (1948 — tzw. płaszczowizna suddecka). Już na arkuszu Kowary na zachód od pasma amfibolitów widoczne jest rozwidlenie w przebiegu niektórych jednostek litologicznych, co wskazuje na wtórne fałdy i to pierwotnie leżące (po zredukowaniu upadu skłonu fleksuralnego).

Jak należy tłumaczyć zmianę stylu budowy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki w południowych Karkonoszach, wykażą nowe badania geologów czeskich. Istnieją zasadnicze trzy możliwości:

- a) wtórne fałdy (typu dygitacji wieku przedkambryjskiego),
- b) wtórne pofałdowanie płasko pierwotnie leżącej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki w czasie ruchów młodokaledońskich w związku z fałdowaniem serii staropaleozoicznych południowych Karkonoszy, przy możliwej zmianie wergencji na północną,
- c) obie możliwości łącznie.

<sup>11</sup> Na mapie G. Berga tektoniczne stosunki tej okolicy rozwiązane są metodą uskokuwą.

W przebiegu jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki uderza znaczna jej redukcja w Rudawach w stosunku do południowych zboczy Karkonoszy. Fakt ten zdaje się być powodowany kilku czynnikami:

- a) wypieraniem przez granit waryscyjski,
- b) stromszym niż gdzie indziej ustawieniem na skłonie fleksuralnym,
- c) nasunięciem wyższej jednostki Leszczyńca, pod którą ginie pewna część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Ze zdjęć G. Berga (ark. Kowary) wynika, że pod amfibolitami między Niedamirowem a Ogorzelcem zanikają skośnie kolejno różne horyzonty łupków łyszczykowych.

Jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki jako całość przebiega równoleżnikowo. Przemawiają za tym przytoczone wyżej fakty, wśród których na pierwszy plan wybija się w przybliżeniu równoleżnikowy przebieg osi B i B lineacji. Należy ona przeto do wielkiej strefy przedkambryjnych fałdów, przebudowanej w późniejszych orogenezach, a obejmującej dalej ku zachodowi blok izerski i gnejsy Gór Kruszcowych. Na tego rodzaju powiązanie tych odległych regionów tektonicznych pozwalają ostatnie prace K. Schmidta (1958).

*Jednostka Leszczyńca.* Na wschód od jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki występuje wyższa jednostka, odpowiadająca strefie mikrotektonicznej między Niedamirowem a Przybkowicami, dla której na poprzednich stronach zaproponowałem nazwę jednostki Leszczyńca. W skład jej wchodzi wtórnie zmienione amfibolity oraz produkty ich granityzacji i diaforezy. Granicę wschodnią jednostki Leszczyńca na powierzchni wyznaczają wychodnie dolnego karbonu — niecki śródsudeckiej, zachodnią zaś strefa zbitych (masywnych) amfibolitów G. Berga (*ad*) oraz zbitych skał kwarcowo-chlorytowych (*qcl*), które na północy graniczą z amfibolitami diopsydonośnymi (*dpa2*), należącymi już do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Na południowym odcinku brzegu omawianej jednostki, gdzie zanikają na powierzchni amfibolity diopsydonośne, amfibolity masywne jednostki Leszczyńca graniczą już z łupkami łyszczykowymi. Z przedstawionego materiału wynika, że jednostka Leszczyńca kontaktuje z różnymi ogniwami jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, przy czym część amfibolitów wschodnich Karkonoszy należy również do tej ostatniej jednostki.

Samodzielność tektoniczna jednostki Leszczyńca zdefiniowana jest przeto cechami petrograficznymi skał budujących ją, a także przedstawionymi przy omawianiu strefy mikrotektonicznej Niedamirowa-Przybkowice cechami mikrotektoniki (osie B i B lineacji mają tu bieg SSW-NNE). Lokalnie zachowały się jednak fałdy ciągnięte o przebiegu równoleżnikowym, związane zapewne ze starszą fazą.

Jednostka Leszczyńca składa się, jak wynika z przedstawionych danych, głównie z produktów przeróbki amfibolitów, które pierwotnie wchodziły w skład jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Przeróbka ta jest młodsza od metamorfozy serii skalnych tej ostatniej. Jej zindywidualizowanie nastąpiło przy procesach diaforezy związanych z nasunięciem ku zachodowi mas skalnych. W skałach tworzących jednostkę Leszczyńca powstały przy tym fałdy ciągnięte i lineacja. Jednostka Leszczyńca różni się więc od jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki kierunkiem ruchu mas skalnych w płytkiej strefie metamorfizmu, gdzie przebiegały procesy diaforezy. Ruch zachodni nastąpił tu w momencie, kiedy jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki stanowiła fałd leżący, płasko nasunięty prawdopodobnie ku południowi. Tylko takie ujęcie pozwala na zrozumienie pozornej zgodności między obu graniczącymi jednostkami tektonicznymi, widoczne z mapy geologicznej wschodnich Karkonoszy. Podkreślić należy silniejszy rozwój diaforytów na odcinku, gdzie jednostka Leszczyńca graniczy z amfibolitami jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Tam, gdzie jest ona nasunięta na łupki łuszczkowe, diaforyty typu zieleńców nie odgrywają większej roli. Widocznie opory dla nasuwających się mas i tarcie były mniejsze na południowym, niż na północnym odcinku jednostki Leszczyńca.

Nasuwanie się jednostki Leszczyńca ku zachodowi spowodowało niektóre objawy przebudowy w jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki, w znacznej niekiedy odległości od brzegu jednostki Leszczyńca. Na odcinku położonym na zachód od skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy, gdzie foliacja przebiega w zasadzie równoleżnikowo, pojawiają się lokalnie południkowe biegi foliacji, co widoczne jest na mapach M. Maški (1954, tab. IV). Pierwsze z nich są starsze, gdyż związane są z jednostką niższą, drugie — południkowe są młodsze i związane z nasunięciem jednostki Leszczyńca ku zachodowi<sup>12</sup>.

Za inny przejaw przebudowy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki pod wpływem nacisków jednostki Leszczyńca od wschodu uważałbym formę tektoniczną ujętą kartograficznie przez S. Dyjora między Orliną a Miedzianką. Łupki łuszczkowe leżącej antykliny Orliny są prześladowane z amfibolitami głównego pasa, przebiegającego przez Miedziankę w ten sposób, że przerywają go. Tego rodzaju forma nie mogła powstać przy pierwszym formowaniu się jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, lecz jest związana z przebudową pod wpływem nacisków od wschodu.

<sup>12</sup> Krzyżujący się system fałdów równoleżnikowych i południkowych stwierdza w południowych Karkonoszach J. Chaloupsky (1958, s. 45). Obydwa kierunki są według tego autora równoleżnikowe, młodokaledońskie. Nawiązań między badanymi przeze mnie obszarami wschodnich Karkonoszy a doliną Izery brak. Tam fałdowana jest seria staropaleozoiczna, tutaj serie przedkambryjskie, których tektonika uformowała się w głównych zarysach przed kambrem.

Wydzielenie jednostki Leszczyńca z charakterystycznymi dla niej kierunkami tektonicznymi z okresu procesów metamorficznych ma duże znaczenie i pozwala na nawiązanie budowy tej części wschodnich Karkonoszy do obszarów starokrystalicznych Sudetów Środkowych. Wspólną cechą tych obszarów są kierunki zbliżone do południkowych, widoczne już w najbliższej położonych Górach Orlickich i jednostkach rozprzestrzenionych dalej ku wschodowi. W wymienionych obszarach upady warstw skierowane są ku sobie — w jednostce Leszczyńca ku wschodowi, a w Górach Orlickich ku zachodowi. Powstaje w ten sposób obraz rozległej synkliny, której budowy wewnętrznej nie znamy. Zapewne zachodzą tam znaczne komplikacje tektoniczne, jak wszędzie w obszarach metamorficznych. Przypuszczać należy, że występują tam przedkambryjskie słabiej zmetamorfizowane utwory, niezależnie od serii staropaleozoicznych. Faktem natomiast jest występowanie nad starszymi seriami skalnymi utworów młodopaleozoicznych znacznej grubości, co wskazuje na długotrwałe, lecz nie ciągle, tendencje do obniżania tego obszaru. Najszybsze obniżanie miało miejsce w dolnym karbonie, kiedy zgromadziły się osady grubości około 6000 m, dalej trwało ono w górnym karbonie, dolnym permie i górnej kredzie.

W Rudawach Janowickich przebiegałaby zatem granica między dwoma wielkimi obszarami metamorficznymi, okalającymi masę czeską od północy — wschodnim sięgającym po Jesionik, gdzie panują kierunki NNE-SSW, NNW-SSE i N-S i zachodnim po Góry Kruszcowe włącznie, o równoleżniokowych kierunkach tektoniki metamorficznej. Szczegółowe zbadanie charakteru tej granicy stanowi przeto ważny, a niedostatecznie rozwiązany problem naukowy.

*Kaledonidy południowych Karkonoszy.* Kolejną jednostkę bloku Karkonoszy stanowią kaledonidy południowych i pd.-wschodnich składowych tych gór, zbudowane z serii kambro-sylurskiej. Fałdy przebiegają tu  $\pm$  równoleżnikowo. Jest to jednostka subsudecka O. Kodyma i J. Svobody (1948). Kontakt jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki z kaledonidami ma według tych autorów charakter płaszczowinowy. Takiemu ujęciu sprzeciwia się M. Maška (1954, s. 115—116). Nie wchodząc w to zagadnienie dostatecznie jasno naświetlone przez H. Teisseyre'a (1957, s. 254) stwierdzimy, że interesująca nas jednostka przechodzi od strony Gór Rychorskich na teren polski w okolicach Niedamirowa, gdzie reprezentowana jest przez fyllity ordowiku i zieleńce. Jest ona tu prześladowana z jednostką Leszczyńca, reprezentowaną przez amfibolity Kopiny, ukazujące się w antyklinálním wypiętrzeniu wśród fyllitów ordowiku (?). Obserwacje mikrotektoniczne wskazują, że fałdy w zieleńcach obalone są ku zachodowi, lub też że niższa jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki podsuwa się pod nie. Na północ od Niedamirowa kaledonidy południowych Karkonoszy wy-

chodzą w powietrze. Na powierzchni panują już przedkambryjskie serie wschodnich Karkonoszy.

Kaledonidy południowych Karkonoszy podesłane są przez starszą od nich serię skalną jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. W strefie granicznej są one zapewne intensywnie przefaldowane w czasie ruchów kaledońskich.

*Granit waryscyjski.* Ostatnią jednostką wyższego rzędu w Karkonoszach i w Górach Izerskich jest waryscyjski granit. Interpretacja jego stanowiska tektonicznego według różnych autorów podana była w rozdziale o historii rozwoju poglądów na budowę Karkonoszy. Nowych materiałów do tego zagadnienia autor nie posiada. Z tego co powiedziano na poprzednich stronicach wynika, że granit występuje na powierzchni na granicy jednostki izerskiej i Rudaw Janowskich — Śnieżki, w żadnym zaś przypadku na granicy jednostki sudeckiej (do której należałaby ta ostatnia) i subsudeckiej, jak przyjmowali to O. Kodym i J. Svoboda (1948, s. 26). Pod wpływem formowania się niecki śródsudeckiej mogła rozwinąć się jedynie wschodnia część intruzji warscyjskiej, która ma inną budowę wewnętrzną niż część zachodnia. Tutaj powierzchnia granitu ustawiona jest miejscami płasko (koło Kowar), podczas gdy północna powierzchnia — jak wynika ze zdjęcia G. Berga — jest stromo ustawiona.

Zagadnienie pozycji tektonicznej granitu waryscyjskiego Karkonoszy traktujemy marginesowo jako zagadnienie niedostatecznie poznane, wymagające dalszych prac nie tylko na obszarze granitu, lecz także jednostek sąsiednich.

#### *Skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy*

Fleksuralny skłon wschodnich Karkonoszy obejmuje szereg jednostek tektonicznych wyższego rzędu:

- 1) jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki,
- 2) kaledonidy południowych Karkonoszy,
- 3) jednostkę Leszczyńca,
- 4) południową gałąź paleozoiku kaczawskiego, skracającą w okolicy Ciechanowic ku południowemu wschodowi <sup>13</sup>,
- 5) zachodni skrawek karbonu niecki śródsudeckiej.

Granice skłonu fleksuralnego nie są ostre. Na zachodzie sięga on po

---

<sup>13</sup> Jednostka ta, aczkolwiek należy do wschodnich Karkonoszy, nie była omawiana. Jej geologia stanowi odrębne zagadnienie, jak najściślej związane z problematyką starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Pominęto ją, by nie rozszerzać nadmiernie pracy o sporą ilość nowych zagadnień. Na tym miejscu konieczna jest jednak krótka uwaga, gdyż jednostka wchodzi w skład fleksuralnego skłonu wschodnich Karkonoszy.

granit. Dla wyznaczenia zachodnich granic skłonu na terenie Czech posłużył się autor mapami M. Maški (1954, tabl. IV i V)<sup>14</sup>.

Granica wschodnia nie może być również precyzyjnie wyznaczona. Określają ją wychodnie utworów górnokarbońskich niecki śródsudeckiej. Na ich przedłużeniu ku północy kończy się strefa wschodnich upadów w kulmie między Marciszowem a Sędziszawiem (Radwański 1954, s. 8). Na północ od tej linii biegi warstw w kulmie są już zbliżone do równoleżnikowych. W ten mały na pozór zrozumiały sposób kończy się skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy na północy w regionie występowania dolnego karbonu.

Na odcinku przełomowym doliny Bobra w Rudawach Janowickich łatwo stwierdzić, że fleksuralny skłon kończy się w zasadzie na uskoku śródsudeckim<sup>15</sup> i nie przechodzi w formie wyraźnej na obszar paleozoiku kaczawskiego. Upady osi B ku wschodowi są niewątpliwie znacznie mniejsze niż we wschodnich Karkonoszach.

Jeżeli przyjmiemy, że skłon fleksuralny wygasa w zasadzie na uskoku śródsudeckim, łatwo zrozumieć, że dyslokacja ta odgrywająca pierwszorzędą rolę w budowie Sudetów Zachodnich, przedłuża się pod osadami kulmu na wschód od Marciszowa, jak wynika to z mapy S. Radwańskiego (1954, s. 8).

Stromość skłonu fleksuralnego jest zmienna. W różnych jednostkach wyznaczamy ją na podstawie różnych kryteriów — w jednostkach o przebiegu równoleżnikowym na podstawie kąta upadu osi B i B lineacji, a w jednostce Leszczyńca na podstawie kąta upadu foliacji.

Na polskim odcinku wschodnich Karkonoszy zaznaczają się dwie strefy maksymalnego upadu skłonu fleksuralnego. Pierwsza — zachodnia przebiega przez Miedziankę — Wołek, na zachód od Leszczyńca w kierunku opisanej uprzednio odkrywki, gdzie zaobserwowano dwa systemy lineacji w łupkach łyszczkowych. Druga strefa biegnie od Przybkowic na Wielką Kopę przez pasmo amfibolitów w obrębie gnejsów Paczyna, skąd kieruje się na Kopinę. Między wydzielonymi strefami maksymalnych upadów istnieje strefa upadów mniejszych. Dalsze badania mogą wykazać

<sup>14</sup> Za kryterium wyznaczenia zasięgu skłonu fleksuralnego w pd.-wschodnich Karkonoszach przyjęto upad osi B 30-60° (tabl. V). Na obszarze tym na zachód od Svobody n. Upą przez Janské Lázně w kierunku Vrchlabí widoczne są na tablicy IV równoleżnikowo przebiegające powierzchnie foliacji, podobnie jak w strefie Miedzianki. Na wschód od wymienionej strefy upadów osi B przebiega inna strefa upadów tych osi 60-90° i > 90°.

<sup>15</sup> Wykazały to pomiary foliacji i osi B, wykonane przez mgr. Zbigniewa Galanta, który na tym odcinku Gór Kaczawskich wykonał z inicjatywy i pod nadzorem autora zdjęcie geologiczne jako temat pracy magisterskiej. Nachylenie osi B ku wschodowi nie przekracza tu nigdzie 35° (we wschodnich Karkonoszach zapadają one stromo ku E, a nawet w miejscach, gdzie pakiety warstw są odwrócone — ku W).

obecność lokalnych maksimów. Tu wydzielono maksima zaznaczające się generalnie. Po stronie czeskiej nie da się dokładnie przedstawić przebiegu dwu wymienionych stref. Tablica V w pracy M. Maški (1954), którą można by tu wykorzystać, przedstawia zgeneralizowany obraz ustawienia osi B.

Jest rzeczą charakterystyczną, że obu wydzielonym strefom towarzyszą w kilku miejscach uchwycone zachodnie upady osi B i B lineacji, co wskazuje na lokalne obalenia ku wschodowi. Jest przeto wielce prawdopodobne, że przy formowaniu fleksury — o czym mowa poniżej — odegrały rolę, przynajmniej w pewnych stadiach jej rozwoju, naciski styczne skierowane ku wschodowi (faza asturyjska?).

*Rozwój fleksury.* Dzisiejszy obraz fleksury jest wynikiem szeregu zjawisk następujących po sobie. Upady warstw w skłonie fleksuralnym są sumą kilku etapów ruchu. Zakończenie jego rozwoju przypada niewątpliwie na czas po dolnym karbonie, na co wskazuje obecność kulmu, który bierze udział w budowie skłonu fleksuralnego. Ponieważ kulm wychylony jest z pierwotnego położenia i ustawiony pod kątem w zasadzie różnym ( $30-40^\circ$ ) od serii metamorficznych wschodnich Karkonoszy (przeciętnie  $50-80^\circ$ ), wyłania się więc zagadnienie, jakie było ustawienie serii metamorficznych przed sedymentacją kulmu. Najprostszym wyjściem z tej sytuacji byłoby odjęcie kątów między ułożeniem obu serii. Różnica wskazywałaby na pierwotne ustawienie serii przedkambryjskich przed osadzeniem kulmu  $20-40^\circ$ .

Takie najbardziej prymitywne postępowanie niekoniecznie daje wynik bezbłędny, ponieważ:

1° kulm położony jest na tym odcinku skłonu fleksuralnego, gdzie przechodzi on stopniowo w skrzydło leżące, na którym upady są bardziej płaskie.

2° w budowie skłonu fleksuralnego obserwujemy różne upady foliacji i osi B, co jest przynajmniej w części wynikiem zdyferencjowanego ruchu na różnych odcinkach skłonu fleksuralnego w czasie jego fałdowania.

Za tym, że kulm zaczął osadzać się na wychylonych z pierwotnego położenia utworach metamorficznych, wskazuje obecność brekcji zboczowych (zwietrzelinowych) u podstawy tej formacji (S. Radwański 1954, s. 10; Zak 1958, s. 22). Tu należy zwrócić uwagę, że pierwotne powierzchnie sedymentacyjne w brekcji nie są poziome i mogą być ustawione pod kątem od kilkunastu stopni począwszy. Zachodzi przeto konieczność przeprowadzenia obserwacji ustawienia foliacji w seriach budujących podłoże kulmu, ustawienia powierzchni granicznej podłoża krystalicznego z kulmem, oraz ustawienia powierzchni sedymentacyjnych w kulmie, i to zawsze w bezpośrednim sąsiedztwie. Są to obserwacje o niezwyklej doniosłości, ponieważ mogą dostarczyć materiału dla wyjaśnienia zagadnienia ułożenia serii podścielających kulm tuż przed początkiem jego sedymentacji. Należałoby

zebrać materiał z licznych punktów, gdyż uogólnienie obserwacji z jednego czy niewielu punktów może doprowadzić do błędnych wniosków.

Skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy jest więc niewątpliwie formą poligeniczną. Z dużym prawdopodobieństwem możemy wydzielić następujące etapy jego rozwoju:

a) pierwotne elewacje i depresje, powstałe w czasie przedkambryjskiego fałdowania, którego rezultatem są kierunki równoleżnikowe fałdów. Przypuszczać należy, że przed nasunięciem jednostki Leszczyńca (późny prekambry) osie fałdów równoleżnikowych były pochylone ku wschodowi;

b) nasunięcie jednostki Leszczyńca ku zachodowi prowadziło zapewne do zwiększenia kąta upadów wschodnich w obrębie obu jednostek;

c) ruchy pionowe bloku Karkonoszy w stosunku do sąsiednich obszarów obniżonych przed nasunięciem paleozoiku kaczawskiego (paleozoik nasunięty jest, jak wyżej wspomiano, na powierzchnię erozyjną gnejsów) prowadziły zapewne do zwiększenia kątów upadu we wschodnich Karkonoszach w kierunku niecki śródsudeckiej;

d) ruchy pionowe bloku Karkonoszy w czasie sedymentacji dolnego karbonu niecki śródsudeckiej; wygasają one w kierunku dna niecki sedymentacyjnej i powodują zwiększenie nachylenia skłonu fleksuralnego;

e) podolnokoarbońskie podniesienie bloku Karkonoszy w stosunku do niecki śródsudeckiej (główny etap rozwoju fleksury);

f) dalsze wypiętrzanie bloku Karkonoszy w górnym karbonie, które doprowadziło do odsłonięcia intruzji granitu w dolnym permie i górnej kredzie kiedy blok Karkonoszy dostarczał materiału detrytycznego sąsiednim zbiornikom osadowym;

g) pokredowe ruchy skorupy ziemskiej, stale wypiętrzające Karkonosze. — Uwidoczniają się one w powstaniu nasunięcia łużyckiego i, być może, w rozwoju uskoku śródsudeckiego.

#### KOLEJNOŚĆ PROCESÓW TEKTONICZNYCH WE WSCHODNICH KARKONOSZACH

Jak w poprzednim rozdziale wspomniano, nie ma wątpliwości, że dzisiejszy obraz budowy geologicznej wschodnich Karkonoszy jest wynikiem długotrwałych procesów geologicznych. Część ich możemy odcyfrować na obszarze krystalicznym Karkonoszy, część zaś z przewodnich cech geologii obszarów sąsiednich, takich jak Góry Kaczawskie, niecka śródsudecka i północnoczeska płyta czerwonego spagowca.

Datowanie zjawisk, i to niezbyt dokładne, możliwe jest dopiero od starszego paleozoiku począwszy, gdyż wiek względny tych serii jest przynajmniej w przybliżeniu określony.

Kolejność zjawisk we wschodnich Karkonoszach wyobrażam sobie w sposób następujący:



1) Powstanie serii suprakrustalnej w Górach Izerskich i Karkonoszach. Biorą w niej udział produkty inicjalnego wulkanizmu (niektóre amfibolity).

2) Fałdowanie (być może wielofazowe), które w rezultacie doprowadza do metamorfozy w facji amfibolitowej (łupki łyszczykowe, amfibolity). Fałdy układają się równoleżnikowo (naciski N-S), powstają fałdy ciągnięte i lineacja starsza w łupkach łyszczykowych.

3) Granityzacja (powstanie gnejsów kowarskich, izerskich, gnejsów hornblendowych, granitów rumburskich), odbywająca się początkowo przy trwających ruchach dyferencjalnych. Powstaje drugi system lineacji i fałdów ciągniętych w łupkach łyszczykowych, liniżne wyciążenia porfiroblastów skaleni w gnejsach. Naciski nie są (przynajmniej lokalnie) równoległe do poprzednich, lecz są ustawione w stosunku do poprzednich pod kątem 20-40°. Po ich ustaniu procesy petrogenetyczne trwają nadal, przy czym odbywa się homogenizacja produktów granityzacji, prowadząca do uformowania się granitu rumburskiego.

4) Nasunięcie jednostki Leszczyńca, częściowo sfałdowanej w czasie wcześniejszych ruchów (lokalne fałdy ciągnięte o biegu równoleżnikowym) w kierunku WNW na jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki. Powstaje lineacja i fałdy ciągnięte o osiach NNE-SSW, a struktura blachy falistej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki zanurza się ku ESE pod nasunięte masy.

W południowych Karkonoszach i w regionie Czarnej Kopy tworzą się poprzeczne do starszej struktury fałdy w przybliżeniu południkowe. Obecność takich struktur widoczna jest z mapy M. Maški (1954, tabl. IV). Przy ruchach tych tworzą się fałdy obalone ku WNW w obrębie amfibolitów. Na wielką skalę prowadzą te ruchy do diaforezy amfibolitów i produktów ich granityzacji.

Wszystkie wymienione w kolejności czasowej procesy zakończyły się przed fałdowaniem kaledońskim. Wskazują na to zupełnie odmienne kierunki w pobliskich kaledonidach kaczawskich, które nie są zgodne ani kierunkami w głównej ich masie, ani w gałęzi skracającej ku południowemu wschodowi w okolicach Ciechanowic. Jest mało prawdopodobne, by ruchy te trwały w czasie starszego paleozoiku. Gdyby tak było, odbiłyby się one zapewne na sedymentacji serii staropaleozoicznych Gór Kaczawskich i południowych Karkonoszy<sup>16</sup>.

<sup>16</sup> Z takiego ujęcia wynika, że w przedkambryjskich górotworach na północnym brzegu masy czeskiej wcześniej zaznaczały się główne fałdowania na ich odcinku zachodnim (Góry Kruszcowe, Góry Izerskie, jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki) niż na odcinku wschodnim (jednostka Leszczyńca, Góry Orlickie i dalej ku wschodowi położone góry aż po Jesionik włącznie). Najbardziej prawdopodobne jednak jest, że i na wschodzie zaznaczyło się lokalnie to wcześniejsze fałdowanie, z tym że niemal zupełnie zostało ono zatarte przez fałdowanie o kierunku południkowym (naciski równoleżnikowe). Zagadnienia tego nie należy jednak jeszcze uważać za dość statecznie wyjaśnione.

5) Powstanie serii osadowych kambro-syluru w południowych Karkonoszach i Górach Kaczawskich. Już w czasie sedymentacji ordowiku zerodowana była osadowa i epimetamorficzna osłona metamorfiku Karkonoszy i Gór Izerskich. Wynika to ze studium skaleni szarogłazów ordowickich, przeprowadzonego przez E. Brüllę (1942, s. 11), (wg M. Schwarzbacha (1943, s. 26-27) szarogłazy te są wieku kambryjskiego), oraz z obserwacji szarogłazów z pogranicza ordowiku i gotlandu przeprowadzonych przez J. Chaloupsky'ego (1958, s. 41) w okolicach Rokytnicy. Autor ten stwierdza w nich obecność otoczków niebieskiego kwarcu, którego najbliższe wchodzące przede wszystkim w rachubę wystąpienia znajdują się w wielkiej masie w pobliskim granicze rumburskim.

6) Ruchy młodokaledońskie — sfałdowanie starszego paleozoiku Gór Kaczawskich<sup>17</sup> i południowych Karkonoszy. Jest niewątpliwe, że jednostka Rudaw Janowickich — Snieżki z jednej strony, jako starsza, podściela serie staropaleozoiczne południowych Karkonoszy, z drugiej nasuwa się przynajmniej lokalnie na starszy paleozoik, co doprowadziło O. Kodyma i J. Svobodę do poglądu na płaszczowinowy charakter kontaktu. Na tym miejscu podkreślamy tylko, że seria podsudecka mogła sfałdować się jedynie pod wpływem nacisku przedkambryjskiego mas wchodzących w skład Karkonoszy w czasie ruchów młodokaledońskich, zwłaszcza w strefie granicznej tych dwu jednostek.

Zagadnieniem tym interesujemy się tu bliżej, ponieważ fragmenty jednostki podsudeckiej w okolicach Niedamirowa wchodzą w skład wschodnich Karkonoszy naszych obszarów.

7) Powstanie uskoku śródsudeckiego w jego pierwotnej formie poprzedzającej sedymentację osadów dolno-karbońskich niecki śródsudeckiej (uskok ginie pod tymi osadami i nieznacznie je przemieszcza).

8) Sedymentacja kulmu niecki śródsudeckiej związana jest z podniesieniem się bloku karkonosko-izerskiego, przy którym serie wschodnich Karkonoszy zostały ostatecznie wygięte fleksuralnie. Erodowane były zapewne nie tylko serie wchodzące w skład skłonu fleksuralnego, lecz także i ze skrzydła wiszącego fleksury. Reprezentowała je jednostka Rudaw Janowickich — Snieżki, otulająca w tym czasie od góry metamorfik izerski. Dalej ku zachodowi sięgała też jednostka Leszczyńca. Na tego rodzaju stosunki wskazuje ogromna masa materiału detrytycznego w dolnym karbonie niecki śródsudeckiej, pochodząca z Karkonoszy.

S. Dyjor (1958) stwierdza w okolicach Ciechanowic w coraz to wyższych ogniwach kulmu otoczkami skał wschodnich Karkonoszy z coraz to głębiej leżących ogniów skalnych tego rejonu.

<sup>17</sup> Zagadnienie kontaktu starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z blokiem Karkonoszy będzie przedmiotem oddzielnej rozprawy autora. W pracy niniejszej nie poruszamy w zasadzie tego zagadnienia.

9) W okresie karbońskiego stadium formowania się fleksury wschodnich Karkonoszy tworzy się intruzja granitu waryscyjskiego. Z powstaniem fleksury może mieć związek genetyczny jedynie wschodnia część masywu. Całość intruzji wiąże się prawdopodobnie ze strefą graniczną jednostki izerskiej i jednostki Rudaw Janowickich — Snieżki.

10) Z intruzją granitu Karkonoszy związane są żyły skał wylewnych we wschodnich Karkonoszach i młodsze od nich żyły kruszczośne. Obecność ich na skłonie fleksuralnym wskazuje na wypiętrzanie bloku Karkonoszy wzdłuż powierzchni nieciągłości różnego rzędu.

11) Dalsze stadia rozwoju tektoniki, które zostały omówione przy opisie tworzenia się fleksury wschodnich Karkonoszy.

*Katedra Geologii Ogólnej  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
Wrocław, w lipcu 1959 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1956. Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotektonisches Symposium zu Ehren von H. Stille. Stuttgart.
- BERG G. 1912. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Kupferberg, Schmiedeberg. Berlin.
- 1921. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Krummhübel. Berlin.
- 1935. Blatt Greiffenberg.
- 1940. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Kupferberg. Berlin. Erläuterungen. Berlin 1938. (2 Aufl.).
- 1940a. Blatt Schmiedeberg (2 Aufl.).
- 1940b. Blatt Schmiedeberg. Berlin. Erläuterungen. Berlin 1941. (2 Aufl.).
- BUBNOFF S. 1930. Geologie von Europa. Bd. II. Das ausseralpine Westeuropa. bd. I. Kaledoniden und Varisciden. Berlin.
- BRÜLL E. 1942. Zur Altersfrage des Isergebirgsgneises und des Gneises von Gross-Wandriss. — Zbl. Miner. etc., Abt. B, H. 1, Stuttgart.
- CHALOUPSKY J. 1958. Geologicko-petrografické pomery v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí (Geologisch-petrographische Verhältnisse im Iserthal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnice-Isergebirge). — Sborn. Ústí. Geol. Úst. sv. XXIV. Praha.
- CLOSS H. 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- 1925. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.
- DUMICZ M. 1959. Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich (Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic Bystrzyckie Mts. — Sudeten). — Acta Geol. Pol., vol. X/1. Warszawa.
- DYJOR S. 1958. Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części ark. Miedzianka. Maszynopis, praca magisterska. Wrocław.

- JUSKOWIAK O. 1957. Glaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego (Glaucofanite metamorphic facies in the eastern border of the plutonic intrusion of Jelenia Góra — Lower Silesia). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, z. 1. Warszawa.
- KODYM O. & SVOBODA J. 1948. Kaledonska přikrovova stavba Krkonoš a Jizerských Hor (The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerské Hory). — *Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR*, sv. XV. Praha.
- LEPSIUS R. 1913. *Geologie von Deutschland (Schlesien und die Sudeten)*, Bd. 3, H. 1. Leipzig-Berlin.
- MAŠKA M. 1954. K tectonické analýze krystalinika. — *Knihovna Úst. Geol.*, sv. 27. Praha.
- NIELUBOWICZ R. & JASKÓLSKI S. 1957. Materiały do poznania złoża łupków pirytowych w Wieściszowicach i do jego genezy (Materials to the knowledge of piryte shales deposits in Wieściszowice and their origin — Lower Silesia). — *Przegląd Geol.* nr 7. Warszawa.
- OBERC J. 1958. Izerska seria suprakrustalna (Supracrustal series in Izera Mts. — Sudeten). — *Ibidem*, nr 8/9.
- PETRASCHECK W. 1944. *Die Sudetenländer. Handbuch der Regionalen Geologie*, Bd. I, Abt. 5. Heidelberg.
- PIETZSCH K. 1956. *Abriss der Geologie von Sachsen*. Berlin. II Aufl.
- RADWAŃSKI S. 1954. Budowa geologiczna obszaru kulmowego między Marciszowem, Sadami Górnymi a Witkowem — Dolny Śląsk (The geological structure of the Culm region between Marciszów, Sady Górne and Witków — Lower Silesia). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 90. Warszawa.
- ROTH J. 1867. *Erläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden*. Berlin.
- SCHMIDT K. 1958. Zur Tektonik und Petrogenese des Sächsischen Erzgebirges. — *Ztschr. Dt. Geol. Ges.*, Bd. 110.
- SCHWARZBACH M. 1939. *Die Tektonik des Bober-Katzbachgebirges*. Schles. Ges. f. Vaterländ. Kultur. Breslau.
- 1943. Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. — *Geol. Rundschau*, Bd. 34, H. 1. Berlin.
- SMULIKOWSKI K. 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formation of the Sudeten Mountains). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXI, z. 1. Kraków.
- 1958. Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienieckiego w Sudetach Zachodnich (Mica-schists and granite-gneisses on the northern slopes of the Kamienica Mountain — Chain in Western Sudeten). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 127. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M. & J. 1958. Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa (On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirów — Sudeten). — *Przegląd Geol.* nr 8/9. Warszawa.
- TEISSEYRE H. 1959. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung — *Freiberger Forschungshefte*, C. 57. Berlin.
- TEISSEYRE H., & SMULIKOWSKI K. & OBERC J. 1957. *Sudety*. — *Reg. Geologia Polski*, t. III. Kraków.
- WATZNAUER A. 1953. Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudetens. — *Geologie*, Bd. 2, H. 5. Berlin.

- ZIMMERMANN E. 1933. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ruhbank. Berlin. Blatt Hirschberg Berlin 1937 — mit Erläuterungen.
- ZIMNOCH E. 1958. Złoże rud żelaza kopalni „Wolność” w Kowarach (Iron ore deposit in the „Wolność” mine at Kowary — Sudeten). — Przegląd Geol. nr 12. Warszawa.
- ŻAK C. 1958. Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej (Structure and development of the western limb of the intrasudetic basin). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol) 129. Warszawa.

## SŁOWNIK POLSKO-NIEMIECKICH NAZW GEOGRAFICZNYCH

(Polish-german dictionary of geographical names)

NAZWY POLSKIE (POLISH)	NAZWY NIEM. (GERMAN)	NAZWY POLSKIE (POLISH)	NAZWY NIEM. (GERMAN)
<i>Nazwy topograficzne (Topographical names)</i>			
Czarna Kopa 1407,3	Schwarze Koppe	Jesenik (Vysoky-	Hohe Gesenke
Góry Kaczawskie	Bober — Katzbach Geb.	Hruby, ČSR)	
Góry Kruszczone (DDR)	Erzgebirge	Karkonosze Kopina 910 Łysocina 1190 Przełęcz Kowarska 727	Riesengebirge Kuppen B. Kolben B.
Góry Orlickie	Adlergebirge	Rudawy Janowickie	Der Pass
Góry Izerskie	Isergebirge	Snieżka 1603	Landeshuter Kamm
Góry Rychorskie (CSR)	Rehorn	Wielka Kopa 871	Schneekoppe
Góry Sowie	Eulengebirge	Wołek 878	Scharlach B. Ochsen B.
Grzbiet Lasocki	Kolbenkamm	Żelazne Góry (ČSR)	Eisengebirge
<i>Potoki — rzeki (Streams — rivers)</i>			
Bóbr	Bober	Upa (Mała i Wielka, ČSR)	Aupe (Gr. u. Kl.)
Izera (ČSR)	Iser	Złotna	Gold Bach
<i>Miejscowości (Localities)</i>			
Budy Graniczne	Grenzbauden	Niedamirów	Kunzendorf
Ciechanowice	Rudelstadt	Nowa Białka	Neu Weissbach
Czarnów	Rothenzschauitz	Nowe Miasto (ČSR)	Neustadt
Dolna Rokytница (ČSR)	Nieder Rochlitz	Ogorzelec	Ditterbach
Harrachov (ČSR)	Harrachsdorf	Orlina	Adlersruh
Janowice Wielkie	Jannowitz	Paczyn	Petzelsdorf
Janske Lazne	Johannisbad	Pilchowice	Mauer
Jelenia Góra	Hirschberg	Podgórze	Arnsberg
Karpacz	Krummhübel	Przybkowice	Prittwitzdorf
Kowary	Schmiedeberg	Raszów	Reussendorf
Leszczyniec	Haselbach	Sędziszów	Ruhbank
Marciszów	Merzdorf	Siedlęcin	Boberröhrsdorf
Miedzianka	Kupferberg	Szczepanów	Tschöpsdorf
Mniszków	Waltersdorf	Vrchlabí (ČSR)	Hohenelbe
		Wieściszowice	Rohnau

Ю. ОБЭРЦ

**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРКОНОШЕЙ  
И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ СУДЕТОВ**

(Резюме)

В восточной части Карконошей автор выделил две зоны различающиеся литологическим строением. Западная построена слюдяными сланцами, гнейсами и гранитогнейсами возникшими за их счёт; восточная же построена амфиболитами и гнейсами являющимися продуктом гранитизации амфиболитов. После гранитизации здесь отмечается местный диафторез докембрийского времени. Микротектонические структуры позволяют выделить несколько областей, в которых изменяются соотношения расположения слоёв (на использованных здесь картах Г. Берга) и фолиацией, линеацией а также складками волочения (оси *B*).

В массиве Карконошей автор выделяет следующие тектонические элементы высшего порядка: изерский блок докембрийского времени, элемент Яновичских Рудав — Снежки (того же времени) имеющие широтные направления, элемент Лещинца надвинутый к западу, каледониды южных Карконошей и варисцийский гранит. Самостоятельным элементом является зона старопалеозойских образований ответвляющихся от серии этого типа в Качавских горах. Дальше к востоку распространены древнекаменноугольные осадки средне-судетской мульды. Перечисленные здесь элементы за исключением варисцийского гранита и изерского блока были изогнуты во время после-раннекаменноугольных движений в форме флексурного склона (флексурный склон восточных Карконошей).

В заключении работы приведена последовательность явлений и тектонических процессов. Серии восточных Карконошей как и гранитизация и диафторез относятся к докембрийскому времени. Каледонская складчатость перестроила докембрийские элементы вдоль южного края элемента Яновичских Рудав — Снежки. Средне-судетский сброс создавался в двух стадиях — перед осаджением кульма и после интрузии карконошских гранитов. Флексура восточных Карконошей создавалась главным образом во время варисцийских движений. Движения послемеловые или возможно происходившие сразу после осаджения мела северной Чехии привели к возникновению лужицкого надвига.

---

J. OBERC

**EASTERN KARKONOSZE TECTONICS AND THEIR POSITION  
IN THE SUDETEN STRUCTURE**

(Summary)

**ABSTRACT:** Two Pre-Cambrian rock formations have been ascertained within the eastern Karkonosze Mountains. One is made up mainly of mica schists, the other of amphibolites. The associated gneisses have been formed owing to granitisation of both formations. East and south of the Hercynian granite intrusion these series are arranged into two recumbent folds; the lower Rudawy Janowickie — Śnieżka fold has been overthrust southwards, the upper Leszczyńiec fold WNW during a younger orogenic phase. Both folds have been formed during Pre-Cambrian movements. Together with the overlying older Palaeozoic and the Inner Sudeten Culm series they have been bent eastwards along the steep transverse flexure (the flexural inclination of the eastern Karkonosze Mountains). The flexure is of Post-Carboniferous age.

**ROCK FORMATIONS**

Two belts of Pre-Cambrian rocks occur in the eastern Karkonosze Mountains. The inner (western) belt is made up of mica schists. These contain characteristic subordinate inclusions of limestones, amphibolites, quartzites, calc-silicate rocks and gneisses. Amphibolites and gneisses predominate in the outer belt. Another distinct belt is that of old-Palaeozoic phyllites and greenstones terminating the wide area of their occurrence in the southern (Czechic) Karkonosze Mountains. Another belt of old-Palaeozoic schists, branching off SE from the Kaczawskie Mountains near Ciechanowice, is not here discussed by the writer (fig. 1).

In the inner belt the predominance is noted of mica schists due to progressive Pre-Cambrian metamorphism of the argillo-arenaceous formations. Without taking note of the above mentioned inclusions in the mica-schist rocks we shall now consider the gneisses. German (Berg, Schwarzbach) and Czechic (Kodym & Svoboda, Maška) geologists believed them to be deformed acid inclusions. K. Smulikowski's views concerning this point are analogous. According to the writer's own observations they form inclusions varying in thickness, connected mutually and with the mica-schists. Different sized fragments of mica schists and amphibolites are of frequent occurrence within the gneisses. In the writer's opinion the Kowary gneisses were formed owing to granitisation of mica schists. After G. Berg he differentiates two belts of gneisses within the mica schists:

1. Kowary gneisses, locally grading into granito-gneisses belonging to the Rumburg granites of the Iser Mountains. Blue quartz is a charac-

teristic component of these coarse grained rocks. Relicts of Kowary gneisses and of mica schists are often encountered in the granito-gneisses, grading into the Kowary gneiss. Geological observations show that here, similarly as in the Iser Hills, the Rumburg granite has been formed by granitisation of the schist series.

2. Gneisses of the Mała Upa Valley occur mostly in the southern (Czech) Karkonosze Mountains. Field and microscopic investigations point out to the need of distinguishing here another (3rd) type of gneisses among rocks by G. Berg regarded as quartzitic schists. Upon closer examination they prove to be gneisses due to metasomatic granitisation of mica schists. These rocks as well as amphibolites have persisted among the mentioned gneiss varieties as relicts of various dimensions. The presence here of about 8 per cent of  $K_2O$ , as ascertained by G. Berg, provides sound evidence for the gneissic, not quartzitic, nature of this rock.

Rocks occurring in the outer belt may be divided into three genetic groups:

1. Unaltered or slightly secondarily altered amphibolites;
2. Products of amphibolite granitisation — hornblende gneisses (Petzeldorfer Gneise) by G. Berg regarded as primary intrusions of acid rocks. Gneisses in this group are frequently interbedded by amphibolites suggesting that granitisation here on the whole occurred according to a stratified pattern;
3. Products of cataclasis, also re-cast amphibolites and the resulting gneisses of which chlorite rocks are the typical varieties. Their inclusions, varying in thickness, occur in amphibolites. The local appearance of sericitic schists, with inclusions of chlorite rocks, indicates that diaphtoresis is a younger process than granitisation.

#### MICROTECTONIC OBSERVATIONS

The only microstructures that have been investigated during the writer's field work are those useful in the interpretation of tectonics assignable to the period of metamorphism, namely: foliation, lineation, drag folds (B axes). The position of axial drag fold planes has also been examined. The presence in mica schists of two lineation systems crossing at an angle not exceeding  $45^\circ$ , and two systems of associated drag folds, has been ascertained within the mica schists. They have not, however, been identified during field work. On the map they are analogously marked causing considerable dissipation of these forms in the diagram (tabl. I i II).



Drag folds have been divided up into three groups:

1. 1st order drag folds, with amplitudes ranging from some tens of centimetres to a few metres;
2. 2nd order drag folds, a dozen or so cm. in size, and
3. 3rd order drag folds, not exceeding a few centimetres.

These drag fold types have been distinguished on the presence on 1st order folds of subordinate drag folds. In major structures the direction of folding is most readily discernible on 1st order folds.

In view of the relationship of microstructures to the strike of beds, ascertained by G. Berg (tabl. IV), it was necessary to distinguish on the map several zones with similar microstructural features (tabl. III). The mutual relationship of these forms in the various zones is shown in the following chart:

B e l t		Strike of beds (intersection)	Foliation	Dip of lineation	Dip of B axis	Direction of folding under the normal series concept	
Pre-Cambrian	Rudawy Janowickie-Snieżka and Leszczyńiec units	Janowice Wielkie	WNW-ESE	WNW-ESE		ESE	S
		Miedzianka	N-S	W-E	E loc. W.	E, loc. W.	S
		Kowary	NE-SW	NE-SW	NE, E, ŚW (2 systems)	NE, E, SE (2 systems)	S
		Czarna Kopa	W-E	N-S, W-E	E	E	N
		Niedami-rów Przyb-kowice	NNE-SSW, N-S	NNE-SSW, N-S	NNE loc W.	NNE loc W.	WNW
Older Palaeozoic	Caledonides of South Karkonosze	Niedami-rów	N-S	W-E, N-S	E, S	E, S	W

TECTONIC UNITS OF THE KARKONOSZE AND ISERA MTS.  
AND OF THE ISERA HILLS

Before making an attempt at interpreting the tectonic position of the eastern Karkonosze Mountains in Sudeten structure it is first of all indispensable to obtain some knowledge about the structure of the Karkonosze and Isera block (fig. 1). From the south this block is delimited by

the Lusatian overthrust of Laramide stage. From the north it is bounded by the main Inner Sudeten fault whose formation occurred in two stages: that prior to the sedimentation of the Inner Sudeten Culm and that following the Hercynian granite intrusion. Strictly speaking this fault constitutes a dislocation system separating the Karkonosze and Isera block from the old-Palaeozoic Kaczawa region. On its overhanging wall, however, i. e. on the old crystalline Isera block, some fragments have persisted near Siedlecin of the old overthrust crystalline masses resting on metamorphic rocks. This suggests that the sedimentary and epimetamorphic mantle of the overthrust had been disrupted prior to its formation.

North and west of the Hercynian Karkonosze granite lies the Isera block. It is built up of gneisses and (Rumburg) granitogneisses, which owe their origin to granitisation of the mica schist complex. These have been preserved along three equatorial zones. The position of the Isera leucogranites (Smulikowski 1957), by G. Berg (1935) identified as pegmatitic granite, is not clear. According to H. Cloos (1925) the B axes in the Isera block dip W and NW.

The Isera unit is overlaid by the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit built of mica schists with characteristic inclusions, and of major amphibolite masses in the vicinity of Miedzianka. Hence, these rocks have been affected by granitisation to a smaller extent than in the Isera block. On the Polish side they include all the microtectonic zones mentioned in the preceding chapter, that of Niemirów — Przybkwice excepted. The nature of microtectonics and the intersection of beds ascertained by G. Berg strongly suggest that originally the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit was a major recumbent fold. This fold has been secondarily folded in the vicinity of Orlina — where a recumbent anticline occurs built of mica schists (Orlina anticline). Similarly near Miedzianka the flatly recumbent fold has been secondarily folded forming minor anticlines and synclines. Closer future investigations will probably clear up that the Rudawy Janowickie — Śnieżka fold consists of numerous recumbent folds of the 2nd order. The steep dips of the B axis and B lineation are due to the flexural Hercynian bending of this originally recumbent fold. On the Czechic side the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit underlies old-Palaeozoic formations of the southern Karkonosze Mountains, and locally overlaps them owing to young Caledonian movements. This is a problem now under discussion (Kodym & Svoboda 1948, Maška 1954, Watzauer 1953, Teisseyre 1957).

From the east the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit is overlapped by the Leszczyniec unit corresponding to the microtectonic Niedamirów-Przybkwice zone. The Leszczyniec unit consists of products of the recast of amphibolites which originally built up the eastern portion of the Ru-

dawy Janowickie — Śnieżka unit. This overthrust meets at a nearly right angle the equatorially directed Caledonian structures of the Kaczawa Mountains, and is most likely of Pre-Cambrian age. The Leszczyniec unit was overthrust at a period when the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit was sub-horizontally directed (prior to the formation of the eastern Karkonosze flexure). The strike of the B axis and B lineation indicates analogies with the metamorphic Orlickie Mountains and with crystalline areas lying farther east.

Hence, it is probable that an important boundary line runs through the eastern Karkonosze Mountains, within the old crystalline units on the northern margin of the Czech Massif. Farther west of this boundary line, as far as the Erzgebirge, the predominant B axis trends are equatorial, while east of it the analogous trends are sub-meridional.

Epimetamorphic equatorially directed Cambro-Silurian deposits (Kodym & Svoboda 1948) are widely spread in the southern Karkonosze Mountains. Within the area bordering on the underlying mica-schist complex both these complexes are mutually strongly folded.

Hercynian granite forms an intrusion, now delimiting the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit from the Isera unit. It may be that the intrusion was formed owing to the presence of the overthrust plane between the mentioned units. This does not, however, agree with the concept of A. Kodym & J. Svoboda (1948) who postulate that the granite had intruded on the boundary of the overthrust plane between the Sudeten nappe (Pre-Cambrian metamorphic rocks) and the Sub-Sudeten nappe (epimetamorphic older Palaeozoic).

#### FLEXURAL INCLINATION OF EASTERN KARKONOSZE

Flexural bending has affected the units of Rudawy Janowickie — Śnieżka, Leszczyniec, the south Karkonosze Caledonides, the range of old-Palaeozoic rocks in the vicinity of Ciechanowice, and the Culm of the Inner Sudeten syncline including Upper Carboniferous exposures. This is the flexural inclination of the eastern Karkonosze Mountains. The dip of the foliation planes averages between 40 and 70°. Two belts dipping west are here indicated suggesting the eastern recumbence of beds.

#### SEQUENCE OF EVENTS

Sequence of events ends up the present paper, with geological dating stated wherever available.

1. Formation of supracrustal series accompanied by initial volcanism.

2. Folding movements responsible for the amphibolite facies. Formation of Pre-Cambrian units of Karkonosze Mountains and of the Isera block.

3. Granitisation: formation of the Kowary, Upa Valley and Miedzianka gneisses, the hornblende gneisses of Paczyn and the Rumburg granites.

4. Overthrusting of the Leszczyniec unit — amphibolite diaphoresis. These are all Pre-Cambrian processes.

5. Formation of sedimentary old-Palaeozoic series (Cambro-Silurian).

6. Young Caledonian foldings in the Kaczawa and south Karkonosze Mountains.

7. Formation of the Inner Sudeten fault (1st phase).

8. Culm sedimentation — development of flexure.

9. Further Post-Lower Carboniferous development of flexure (main phase).

10. Hercynian granite intrusion.

11. Final development of the Inner Sudeten fault (Inner Sudeten dislocation zone) — Post-Cretaceous (probably Laramide) movements — Lusatian overthrusting.

*Department of Geology  
Wrocław University  
Wrocław, July 1959*

---