

Juliusz H. TEISSEYRE

O WIEKU I NASTĘPSTWIE WARSTW W SKAŁACH METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	166
Ogólna charakterystyka geologiczna Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego	166
Stratygrafia skał metamorficznych Gór Kaczawskich w świetle literatury . .	168
Stratygrafia skał metamorficznych Gór Rychorskich południowych Karkonoszy i okolic Żelaznego Brodu w świetle literatury	169
Podział i wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w świetle literatury	172
Uwagi o metodach i kryteriach oznaczania wieku skał metamorficznych . .	177
Uwagi o nomenklaturze jednostek litologiczno-stratygraficznych	181
Podstawy nowego schematu litologiczno-stratygraficznego	184
Nowy schemat litologiczno-stratygraficzny skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego	186
Grupa Rudaw Janowickich	187
Grupa gnejsów z Kowar	193
Problem wieku tzw. „serii Przybkowic”	196
Zakończenie	197
Literatura	198
Summary	202

Streszczenie

Praca niniejsza poświęcona jest próbie nowego litologiczno-stratygraficznego podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Autor koreluje metasedymenty i metawulkanity, wymienionych pasm górskich, z podobnymi zespołami skalnymi okolic Żelaznego Brodu. Te ostatnie są paleontologicznie datowane na sylur. Podstawą tej korelacji są szczegółowe badania autora nad skałami Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego z jednej strony oraz przeglądowe zapoznanie się z ich odpowiednikami z okolic Rychorskich Hor, południowych Karkonoszy z okolic Żelaznego Brodu. Drugim obszarem porównawczym dla skał Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego było metamorfikum kłodzkie, gdzie występowanie skał sylurskich udowodniły badania T. Guni i I. Wojciechowskiej (1963).

Autor proponuje następujący schemat litostratygraficzny dla skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego:

grupa Rudaw Janowickich
formacja wulkanitów z Leszczyńca
formacja łupków z Czarnowa
grupa gnejsów z Kowar.

Autor uważa że skały grupy Rudaw Janowickich są wiekowym odpowiednikiem syluru lub być może najwyższego ordowiku, natomiast wiek skał grupy gnejsów z Kowar autor niniejszej pracy uważa za problem otwarty.

Wnioski swoje autor rozwija na tle obszernie cytowanej literatury regionalnej, jak również obszernego zestawienia piśmiennictwa dotyczącego metod określania wieku skał metamorficznych oraz nomenklatury jednostek litostratygraficznych. Terminologia wyróżnionych jednostek uzgodniona została z zaleceniami XXI sesji Kongresu Geologicznego w Kopenhadze. Praca ma charakter dyskusyjny.

WSTĘP

Praca niniejsza stanowi pierwszą część zamierzonej monografii Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Ograniczono się w niej do próby nowego litostratygraficznego podziału skał metamorficznych, występujących w pasmach górskich wymienionych w tytule. Dla udokumentowania tez posłużyłem się materiałem zebrany w czasie badań w latach od 1957—1968. Od 1957 r. do chwili obecnej badania skał metamorficznych były wykonywane w ramach programu naukowego Zakładu Nauk Geologicznych PAN.

Pierwsze próby podziału litostratygraficznego badanych zespołów skalnych pochodzą z 1964 r. (J. Teisseyre 1968a). Postęp w biostratygraficznym datowaniu metamorficznych skał Sudetów przysporzył nowych kryteriów korelacyjnych. Rozszerzenie obszaru badań na teren południowych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego umożliwiło próbę paralelizacji skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego z zespołami skalnymi występującymi w Górach Rychorskich i południowych Karkonoszach. W celu zebrania materiałów porównawczych kilkakrotnie odwiedzałem obszary czeskie graniczące z terenem moich badań. Moimi miłymi przewodnikami byli prof. Josef Svoboda, doc. dr Ferry Fediuk, dr Josef Chaloupský oraz dypl. geol.

Karel Domečka, którym w tym miejscu składam serdeczne podziękowania. Szczególną wdzięczność winien jestem doc. dr Ferry Fediukowi za udostępnienie preparatów mikroskopowych skał wulkanicznych z Gór Rychorskich.

Pierwsza wersja niniejszej pracy była dyskutowana między innymi z dr Anną Siedlecką oraz jej mężem prof. Stanisławem Siedleckim, jak również prof. O. Hennigsmoenem z uniwersytetu w Oslo. Badacze ci zwrócili moją uwagę na szereg nieścisłości terminologicznych oraz na szereg uchybień formalnych w definiowaniu wyróżnionych zespołów skalnych. Za uwagi te pragnę wyżej wymienionym bardzo serdecznie podziękować.

Treść pierwszej wersji niniejszej pracy została gruntownie przepracowana i uzupełniona zgodnie z zaleceniami Międzynarodowej Podkomisji Nomenklatury Stratygraficznej.

Obecna wersja niniejszej pracy uwzględnia również uwagi krytyczne prof. dr K. Smulikowskiego i prof. dr H. Teisseyre'a, którym wyrażam serdeczne podziękowanie.

Autor jest wdzięczny również dr dr Janowi Kutkowi, Ryszardowi Michniakowi, Witoldowi Smulikowskiemu i Lechowi Tellerowi za zapoznanie się z fragmentami niniejszej pracy oraz wyrażenie uwag krytycznych.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

Rudawy Janowickie, rozciągające się między przełomową doliną Bobru w okolicach Janowic Wielkich a Przełęczą Kowarską, oraz ich południowe przedłużenie zwane Grzbietem Lasockim wykazują skomplikowaną budowę geologiczną. Zachodnie zbocza Rudaw Janowickich, a także częściowo ich grzbiet jest zbudowany z granitoidów, należących do dużego ciała plutonicznego zwanego granitem Karkonoszy. Wiek tej intruzji, oceniany od dawna na górno-karboński, został ostatnio oznaczony metodami izotopowymi na około 300 mln lat (Przewłocki, Magda & Thomas, Foul 1961, Borucki 1966). Najdalej na wschód wysunięte partie obydwu omawianych grzbietów górskich są uformowane ze skał osadowych wieku karbońskiego. Między wymienionymi zespołami skalnymi przebiega wąska wydłużona strefa, zbudowana ze skał metamorficznych niewątpliwie starszych zarówno od granitu Karkonoszy, jak i od skał osadowych niecki śródsudeckiej. Szerokość tej strefy w obrazie intersekcyjnym nie przekracza 5,5 km, a w okolicach Leszczyńca zredukowana jest do około 1,5 km. Strefa skał metamorficz-

nych, budujących wschodnie stoki Rudaw Janowickich, ograniczona jest od północy systemem dyslokacji znanych jako główny uskoki śródsudecki, natomiast zachodnia granica z granitem Karkonoszy ma charakter kontaktu termicznego. Wschodnia granica z osadami karbońskimi niecki śródsudeckiej, której przebieg w obrazie intersekcyjnym jest dość nieregularny, jest niewątpliwie na wielu odcinkach zaburzona przez skomplikowane systemy uskoko- we. Ostatnio zjawiska te zostały szczegółowo zbadane w okolicach Ciechanowic i Przybko- wic przez A. K. Teisseyre'a przy współdziałaniu autora niniejszej pracy (A. K. Teisseyre & J. Teisseyre 1969).

Strefa skał metamorficznych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy przebiega dużym łukiem o kierunku w przybliżeniu południkowym, wygiętym łagodnie ku wschodowi, a od Przełęczą Kowarskiej do miejscowości Svoboda nad Upą zmienia kierunek na w przybliżeniu równoleżnikowy. Zmiana kierunku wychodni skał metamorficznych jest stopniowa i płynna, tylko lokalnie podkreślona przez uskoki. Wska-

zuje to wyraźnie na fakt, że skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego stanowią jedynie część większej strukturalnej całości, tzw. okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy. Budowa okrywy jest dość skomplikowana i niejednolita zarówno wiekowo, jak i strukturalnie. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego stanowią najdalej na wschód wysuniętą część granitu Karkonoszy, dlatego też rozpowszechnionym określeniem dla nich w polskiej literaturze geologicznej jest „wschodnia część okrywy granitu Karkonoszy”. Granit Karkonoszy łącznie z okrywą stanowią jednostkę strukturalną wyższego rzędu, zwaną blokiem Karkonoszy (fig. 1). Jest ona jednym z głównych elementów strukturalnych Sudetów Zachodnich.

Podobnie jak inne regiony Sudetów Zachodnich, zbudowane ze skał metamorficznych, obszar Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego wykazuje znaczne komplikacje strukturalne. Są one najprawdopodobniej rezultatem nałóż-

nia się kilku faz czy nawet cykli orogenicznych. Obecny stan wiedzy o tektonice Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, jakkolwiek ciągle jeszcze niewystarczający, jest rezultatem długich badań. Prace G. Berga (1902—1938) przynioszą niewiele informacji o strukturze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Badacz ten położył główny nacisk na rozpoznanie tektoniki uskokowej. Wielkim postępem były prace H. Cloosa (1922, 1925), który jako pierwszy przeprowadził obserwacje drobnych struktur tektonicznych w tym także fałdowych na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Badacz ten stwierdził występowanie dwu głównych kierunków osi drobnych struktur fałdowych ESE oraz kierunek NNE ograniczony do najbardziej wschodniej części masywu. Podobnie ujmował tę kwestię M. Schwarzbach (1939), porównując te dwa kierunki fałdów z kierunkami tektonicznymi charakterystycznymi dla siodła Bolków—Wojcieszów.

Obserwacje te wydają się potwierdzać now-

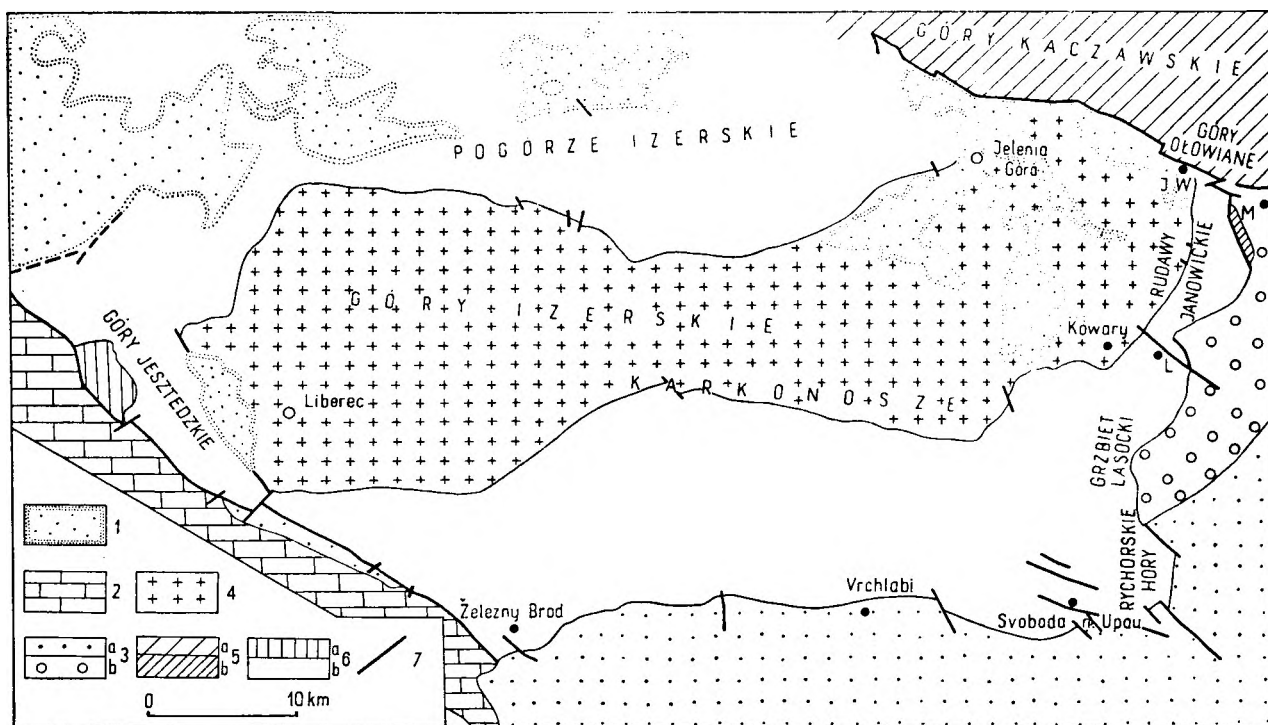


Fig. 1

Szkic bloku Karkonoszy

1 — trzeciorzęd i czwartorzęd w grubych pokrywach, 2 — górna kreda, 3 — permo-karbon, a — dolny perm i górny karbon, b — dolny karbon, 4 — granit Karkonoszy, 5 — a — starszy paleozoik Gór Kaczawskich, b — fyllity i zieleńce okolic Ciechanowic i Przybkowic, 6 — okrywa metamorficzna bloku Karkonoszy, a — epimetamorficzny karbon i górny dewon Gór Jesztedzkich, b — skały starsze

Skróty: J. W. — Janowice Wielkie, M. — Marciszów, L. — Leszczyniec

Sketchmap of the Karkonosze Block

1 — Tertiary and Quaternary, 2 — Upper Cretaceous, 3 — Permo-Carboniferous, a — Lower Permian and Upper Carboniferous, b — Lower Carboniferous, 4 — Karkonosze Granite, 5 — a — older Paleozoic of the Kaczawa Mts., b — phyllites and greenstones from the vicinity of Ciechanowice and Przybkowice 6 — metamorphic mantle of the Karkonosze block, a — epimetamorphic Carboniferous and Upper Devonian of the Jesztedzkie Mts., b — older rocks

Abbreviations: J. W. — Janowice Wielkie, M. — Marciszów, L. — Leszczyniec

sze badania geologów polskich J. Oberca (1960a, b), J. i M. Szałamachów (1966, 1967) oraz J. Teisseyre'a (1968a). Autorzy ci zgodnie interpretują dwa wymienione kierunki fałdów jako rezultat dwu różnowiekowych deformacji, natomiast ich poglądy na temat wieku i następstwa czasowego są odmienne. J. Oberc (1960) jest zdania, że obie deformacje są przedkaledońskie i odpowiadają tzw. starszym i młodszym ruchom przedtakońskim. W nowszych swoich pracach (J. Oberc 1966a, b) autor ten pisze o ruchach staro- i młodoassyntyjskich.

W mojej pracy (J. Teisseyre 1968a, str. 539) przypisuję systemowi ESE-WNW wiek kaledoński, systemowi NNE-SSW wiek starowaryscyjski (ruchy bretońskie). J. i M. Szałamachowie (*op. cit.*) zajmują stanowisko pośrednie, wyróż-

niając na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego struktury związane z assyntyjskim, kaledońskim oraz późniejszym od górnego syluru (nasunięcie jednostki Leszczyńca) etapem rozwoju tektonicznego tego regionu.

Rozpatrywanie kwestii wieku skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, będące przedmiotem niniejszej pracy, w oderwaniu od ogólnych zagadnień geologii regionalnej Sudetów Zachodnich wydaje się mało celowe. Trzeba bowiem podkreślić, że stopień komplikacji strukturalnej jest tu wyjątkowo wysoki, co należy uwzględnić przy wszelkich porównaniach. Z podanych wyżej względów w dalszej części omówię poglądy na wiek skał metamorficznych regionu Gór Kaczawskich oraz południowych Karkonoszy wraz z okolicami Żelaznego Brodu.

STRATYGRAFIA SKAŁ METAMORFICZNYCH GÓR KACZAWSKICH W ŚWIETLE LITERATURY

Jak już podkreślono, skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego graniczą na północy z metamorficznymi skałami staropaleozoicznymi Gór Kaczawskich. Próbę korelacji tych dwu zespołów metamorficznych podejmował już w 1912 r. G. Berg, toteż wydaje się celowe omówienie poglądów na wiek skał metamorficznych Gór Kaczawskich przed dyskusją na temat możliwości korelacji ich z zespołem metamorficznym Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

Zespoły skalne Gór Kaczawskich można podzielić w sposób najbardziej ogólny na dwa kompleksy (H. Teisseyre in: *Geologia Regionalna Polski T. III z. 1*), z których starszy zbudowany jest ze skał słabo metamorficznych wykazujących silne sfałdowanie, młodszy natomiast złożony jest z niezmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych wykazujących na ogół nieznaczne odkształcenie tektoniczne. W skałach kompleksu młodszego reprezentowane są osady lądowe oraz morskie epikontynentalne, począwszy od najwyższego karbonu aż po miocen. Sedymentacja nie jest ciągła, obfituje w liczne przerwy. Skały wulkaniczne należą do dwu większych cykli rozwojowych — permo-karbońskiego i trzeciorzędowego.

Skały kompleksu starszego reprezentują głównie starszy paleozoik; ich bardziej szczegółowa stratygrafia jest w wielu miejscach niejasna. Ponieważ skały tego właśnie zespołu mogą stanowić przedmiot korelacji z metamorficznym zespołem skalnym Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, poglądy na ich podział i wiek należy przedyskutować obszerniej.

W najdawniejszych pracach, pochodzących z pierwszej połowy XIX w., epimetamorficzne

zespoły skalne Gór Kaczawskich opisywano pod różnymi nazwami, dziś już nie stosowanymi (np. azoische Schiefer, Urthonschiefer), które sugerują ich prekambryjski wiek. Dopiero oznaczenie przez F. Römera (1868) znalezionych już dawniej graptolitów pozwoliło określić wiek czarnych łupków okolic Świerzawy jako sylur. Zwróciło to uwagę badaczy na rolę jaką mogą spełniać wśród skał metamorficznych Gór Kaczawskich skały staropaleozoiczne, w tym też sylurskie. Skały zieleńcowe, mające w Górach Kaczawskich szerokie rozprzestrzenienie, opisał bardziej szczegółowo po raz pierwszy F. Kalkowsky (1876), próbując uporządkować je stratygraficznie. A. Gürich (1882) dokonał syntezy dotychczasowych badań nad następstwem zespołów skalnych w metamorfiku kaczawskim, podając pierwszy schemat stratygraficzny tych zespołów skalnych. W tym schemacie większa część dyskutowanego zespołu skalnego została zaliczona do syluru dolnego (dziś ordowik) i górnego, jakkolwiek część skał wydzielono pod tradycyjną nazwą „Urthonschiefer”. Szereg uzupełnień i zmian w schemacie A. Güricha wprowadziły późniejsze prace E. Zimmermanna (1916, 1926). Odnotować też należy znalezienie nieprzewodniej formy *Silesicaris nasuta* w kamieniołomie wapieni wojcieszowskich w Lipie przez A. Güricha (1929). Niemniej prekambryjski wiek większej części metamorficznych skał Gór Kaczawskich wydawał się być dla dużej części geologów oczywisty. Jeszcze w 1930 r. S. Bubnoff zaliczył do prekambru całą formację zieleńcową oraz część kwarcytów i łupków, natomiast część formacji łupkowej do dolnego syluru (ordowiku) według ówczesnych podziałów. F. Dahlgrün

(1934) przeprowadził korelację między skałami kompleksu starszego w Górach Kaczawskich a starszym paleozoikiem Łuzyc, na podstawie prac stratygraficznych M. Schwarzbacha (1932, 1933). F. Dahlgrün ujął podany przez siebie schemat stratygraficzny w tabeli 1.

Tabela 1

Kulm Dewon górny	w obrzeżeniu Gór Kaczawskich (Deckgebirge) zlepieńce, szarogłazy, wapień
Dewon środkowy Dewon dolny	brak?
Sylur górny	łupki ałunowe z graptolitami
Sylur dolny	piętro (Stufe) niebieskoszarych, ubogich w łyszczki łupków piętro (Stufe) jasnych, piaszczystych bogatych w łyszczki łupków oraz kwarcytów z Tarczyna (Kuttenberg)
Kambr wyższy	piętro (Stufe) zieleńców z porfiroidami
Kambr niższy	wapień wojcieszowski z porfiroidami
Algonk	łupki radzimowickie ze skałami ałunowymi

Schemat Dahlgrüna był przedmiotem szeregu korektur i uzupełnień przede wszystkim W. Blocka (1938) a także M. Schwarzbacha (1939) następnie uogólnień H. Murawskiego (1943). Nowsze prace geologów polskich wniosły do schematu Dahlgrüna — Blocka — Schwarzbacha szereg istotnych poprawek. Odnośnie do północnej części Gór Kaczawskich szereg uzupełnień wniosły prace J. Jerzmańskiego (1955, 1965). W południowej części Gór Kaczawskich, bardziej dla naszych rozważań istotnej, szereg zasadniczych zmian podają prace H. Teisseyre'a. Autor ten wysunął zastrzeżenia co do wieku łupków z Radzimowic, podkreślając ich wielkie

litologiczne podobieństwo do innych ogniów starszego paleozoiku w Górach Kaczawskich (Geologia Regionalna Polski t. III, z. 1). Łupki z Radzimowic łączą się z leżącymi powyżej wapieniami wojcieszowskimi ciągłymi przejściami, brak więc tu luki sedimentacyjnej, która według M. Schwarzbacha odpowiadała fazie assyntyjskiej (por. H. Teisseyre 1956a, b, 1967). Brak także luki odpowiadającej fazie sardyjskiej, również podawanej przez M. Schwarzbacha (1939), natomiast luka odpowiadająca fazie taokońskiej, wyraźna w północnej części Gór Kaczawskich (Jerzmański 1965) jest w ich południowej części niezauważalna (H. Teisseyre 1968). Ostatnio T. Gunia (1967) oraz J. Gorczyca-Skała (1966) znaleźli w wapieniach wojcieszowskich *Cambrotrypa*. Mimo że nie jest ona pełnowartościową formą przewodnią, wydaje się potwierdzać ogólne założenia schematu stratygraficznego F. Dahlgrüna (1934), na co wskazuje w jednej ze swoich prac H. Teisseyre (1968). Niemniej schemat stratygraficzny F. Dahlgrüna jest dość niepewny; możliwe są też inne interpretacje wieku poszczególnych ogniów litologicznych w profilu starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Na przykład J. Svoboda (1956) przypuszcza, że całość starszego kompleksu Gór Kaczawskich odpowiada sylurowi, łącznie z wapieniami wojcieszowskimi. H. Teisseyre (1968) słusznie zauważa, że schemat J. Svobody jest równie mało pewny, jak koncepcje badaczy niemieckich.

Pozostawiając kwestię korelacji starszego paleozoiku Gór Kaczawskich ze skałami metamorficznymi Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego na razie otwartą, przedyskutuję dalej poglądy na temat wieku metamorficznych zespołów skalnych południowych Karkonoszy, okolic Żelaznego Brodu i Gór Jesztedzkich, omówionych łącznie jako południowa część okrywy granitu Karkonoszy.

STRATYGRAFIA SKAŁ METAMORFICZNYCH GÓR RYCHORSKICH, POŁUDNIOWYCH KARKONOSZY I OKOLIC ŻELEZNEGO BRODU W ŚWIETLE LITERATURY

W najstarszych pracach dotyczących okolic Żelaznego Brodu panuje zgodny pogląd, że występujące tam skały metamorficzne są wieku prekambryjskiego. J. Pfohl (1858) porównuje je z „azoicznymi” warstwami Barrandienu. Zupełnie podobne stanowisko zajmuje J. Jokely, (1860, 1862), którego rękopiśmienna mapa oraz dwie prace są prawdopodobnie najstarszymi opracowaniami geologicznymi południowej części Karkonoszy. Wydzielił on w tym regionie dwie większe grupy skalne „gnejsy protoginowe” i „prałupki” (Urthonschiefer). Jak wynika z nazw, obie grupy skalne zaliczał on do pre-

kambru, jakkolwiek termin ten nie był wówczas używany. Natomiast J. Krejčí zajmował w kwestii wieku skał metamorficznych stanowisko wyjątkowe. Już w 1865 r. wyraził pogląd, że znaczna część skał uznawanych dotychczas za prekambryjskie (prahorni), w rzeczywistości jest wieku kambryjskiego bądź sylurskiego (in První Roční správa.... str. 44). Pogląd ten podtrzymywał w swych późniejszych publikacjach (Krejčí 1870). Niemniej jeszcze E. Katzer (1886) podtrzymuje hipotezę o prekambryjskim wieku łupków okolic Żelaznego Brodu.

Zasadniczą zmianę poglądów wprowadziło dopiero znalezienie przez J. Pernerę (1919) graptolita w grafitowych łupkach okolic Ponikły. Został on oznaczony jako *Didymograptus* sp. i na tej podstawie określono wiek zawierających go skał jako ordowik. Miało to decydujący wpływ na stanowisko jakie zajął R. Kettner (1921), który stwierdził, że staropaleozoiczne a szczególnie sylurskie skały są obecne w krystalniku Żelaznego Brodu. Dalej autor ten próbuje korelować skały okolic Żelaznego Brodu ze starszym paleozoikiem Barrandienu, porównując ciemne kwarcyty z drabowskimi łupkami krzemionkowymi, a fyllity grafitowe z warstwami czacko-kwańskimi, wulkanity natomiast uważa za młodsze ciała intruzywne.

Dalszy rozwój poglądów na stratygrafię wiąże się z pracą J. Kolicha (1929), który graptolita znalezione przez J. Pernerę, po dokonaniu zabiegów preparacyjnych, oznaczył jako *Climacograptus* sp., charakterystycznego dla syluru. Na podstawie pracy J. Kolicha (1929), K. Zapletal (1928) przeprowadził korelację wapieni Gór Jesztedzkich z podobnymi do nich skałami węglanowymi okolic Żelaznego Brodu, uznając je wraz z kwarcytami i towarzyszącymi im skałami wulkanicznymi za dewońskie. Nieoznaczalne bliżej szczątki Monograptidae znalazł na Rašovskim Grzbiecie A. Watznauer (1934). W późniejszej swojej pracy A. Watznauer (1939) podał schemat stratygraficzny metamorfiku południowych Karkonoszy, którego koncepcja powstała pod wyraźnym wpływem prac o stratygrafii Łużyc (Schwarzbach 1932, 1933) oraz schematu F. Dahlgrüna (1934), opracowanego dla Gór Kaczawskich. Podział stratygraficzny „łupków krystalicznych” południowych Karkonoszy w ujęciu A. Watznauera (1939) podaje tabela 2.

Tabela 2

Łupki dachówkowe Łupki grafitowe Łupki alunowe	sylur górny
Ciemne łupki ilaste Kwarcyty (w spągu zlepioncowate)	sylur dolny
Wapienie białe do czerwonych z czerwonymi łupkami, Niebieskie wapienie z łupkami grafitowymi	kambr
Zlepieńce	algonk

Intensywny rozwój badań geologicznych w rejonie Żelaznego Brodu i Gór Jesztedzkich, jaki miał miejsce w latach dwudziestych i trzydziestych bieżącego stulecia, pozostawił na uboczu obszar południowych Karkonoszy wraz z ich pogórzem. Jeszcze z końcem lat sześćdziesiątych ub. stulecia prace J. Jokely'ego (1860, 1862) oraz jego rękopiśmienna mapa były najbardziej kom-

pletnym źródłem wiedzy o tym regionie (*vide* Kodym & Svoboda 1948a). Ten stan zmieniły dopiero prace Z. Rotha (1942), a przede wszystkim O. Kodyma i J. Svobody (1948, 1950). Wyniki badań tych ostatnich (1948b), opublikowane w 1948 r. zawierały nowe ujęcia stratygrafii, a przede wszystkim tektoniki, stając się punktem wyjścia do bardzo ożywionej dyskusji na temat budowy geologicznej całego bloku Karkonoszy, a nawet całych Sudetów Zachodnich. W myśl tych koncepcji, w okresie ruchów kaledońskich powstały dwie duże jednostki płaszczowinowe — wyższa z nich nazwana płaszczowiną sudecką i niższa — zwana subsudecką. Poglądy na wiek skał metamorficznych bloku Karkonoszy zostały ściśle podporządkowane opisanemu ujęciu tektoniki. Płaszczowinę sudecką w ujęciu O. Kodyma i J. Svobody tworzyły silniej metamorficzne skały algonku, ujęte pod nazwą „serii paragnej-sowej” (serie svorovych rul). Natomiast płaszczowina subsudecka składa się ze słabiej metamorficznych skał wieku ordowicko-sylurskiego, nazwanych „serią fyllitu”. Te dwie jednostki litostratygraficzne znane były też pod odmiennymi nazwami. Jako synonimu „serii paragnej-sowej” używano terminów „seria sudecka” bądź też „zona paragnej-sowa” (zona svorovych rul), natomiast „seria fyllitowa” bywa nazywana „serią subsudecką”, lub „zoną fyllitową” J. Svoboda (1955). Ta mnogość terminów może łatwo prowadzić do nieporozumień, dlatego też w dalszym ciągu moich rozważań będę używał wprowadzonych przez O. Kodyma i J. Svobodę określeń „seria paragnej-sowa” i „seria fyllitowa”, rezerwując przymiotniki sudecki i subsudecki dla wydzielonych przez tych autorów jednostek tektonicznych. Szczegóły podziału O. Kodyma i J. Svobody (1948b) przedstawia tabela 3.

Tabela 3

Zmienione diabazy, migdałowce i ich tufy Wapienie i dolomityczne wapienie Fyllity grafitowe z metalidytami	sylur	seria fyllitowa
Fyllity serycytowe Kwarcyty Fyllity serycytowe Łupki dachówkowe	ordowik	
Ortognej-sy, paragnej-sy, amfibolity itp.	algonk	seria paragnej-sowa

Schemat stratygraficzny O. Kodyma i J. Svobody wyraźnie odpowiada podziałowi J. Jokely'ego (1860, 1862), przy czym „seria fyllitowa” odpowiada dość ściśle wydzielonym przez J. Jokely'ego „Urthonschiefer”, natomiast „seria paragnej-sowa” — „gnejsom protoginowym”. Zwrócił na to uwagę już M. Maška (1954).

Prace M. Maški (1950, 1951, 1954) w poważnym stopniu podważyły koncepcje tektoniczne O. Kodyma i J. Svobody. Badacz ten sprzeciwia się też podziałowi skał metamorficznych tworzących okrywę granitu Karkonoszy na dwie różnowiekowe serie. Zdaniem M. Maški skały tworzące okrywę są wieku staropaleozoicznego, a swoją przemianę zawdzięczają „kaledońskiemu fałdowaniu metamorficznemu”. Zatem cała metamorficzna okrywa granitu Karkonoszy byłaby zbudowana z jednej i jednorodnej „serii metamorficznej karkonosko-izerskiej”. Termin „seria metamorficzna” M. Maška (Maška 1954, str. 112, 117, 121—122, 194—195) wprowadził w specyficznym dość znaczeniu za V. Zoubkiem. Autor ten wykazał szereg braków w pracach Z. Rotha (1942), O. Kodyma i J. Svobody (1948a, b, 1949b) oraz O. Kodyma (1952). Spowodowało to rewizję zapatrywań na tektonikę bloku Karkonoszy (Kodym & Svoboda 1949b, 1951) oraz wiek budujących ją zespołów skalnych. Nowe poglądy znalazły wyraz w pracy J. Svobody (1955), który przyjął za M. Mašką, że wiek pierwotnych osadów wchodzących w skład tej jednostki, włącznie z tzw. „serią paragnejsovą”, jest przeważnie staropaleozoiczny, a ich metamorfoza związana jest z orogenezą młodokaledońską (op. cit. str. 9).

Niemniej należy podkreślić, że O. Kodym i J. Svoboda (1948b) bardzo trafnie określili nastęstwo warstw o obrębie „serii fyllitowej”, co potwierdzają nowsze badania paleontologiczne, a przede wszystkim prace F. Prantla (1948), I. Chlupača (1953), I. Chlupača i R. Hornego (1955). Na podstawie nowych prac paleontologicznych udało się I. Chlupačowi (1953) uściślić podany dawniej przez O. Kodyma i J. Svobodę (1948b) podział syluru karkonoskiego. W związku z postęпами biostratygrafii oraz z bardziej precyzyjnym rozpoznaniem budowy geologicznej większego znaczenia nabrały studia paleogeograficzne. Na ich podstawie przeprowadzili V. Havliček i M. Šnajdr (1954) korelację ordowiku karkonoskiego z równowiekowymi skałami środkowych Czech. Wyniki opracowań I. Chlupača (1953) oraz V. Havlička i M. Šnajdra (1954) zestawili F. Fediuk (1962, str. 15) w postaci schematu stratygraficznego krystaliniku żelaznobrodzkiego (tab. 4).

Dla badań geologicznych w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim decydujące znaczenie ma fakt, że schemat stratygraficzny starszego paleozoiku, oparty na podziale O. Kodyma i J. Svobody (1948b), został ekstrapolowany z pomyślnym wynikiem na obszar południowo-wschodnich Karkonoszy (Kodym & Svoboda 1949a, b, 1950, Maška 1950—1954, J. Chaloupský 1958) oraz Gór Rychorskich (Kodym & Svoboda 1949b, Tasler 1950, Dudek & Fediuk 1955, Fediuk 1962), stanowiących bezpośrednio przedłużenie Grzbiecia Lasockiego. Sytuacja taka sprzyja wybitnie korelacji metamorficznych

Tabela 4

Ludlow	zmetamorfizowane diabazy, tufy z wkładkami fyllitów wapiennych
Wenlok	warstwy wapienne
Gala-taranon	grafitowe fyllity z litydami
Landower	
Aszgil	serycytowe fyllity, mniej piaszczyste niż serycytowe fyllity w spągu kwarcytów
Karadok	
Landeil	kwarcyty, ekwiwalenty skałek łupków krzemionkowych
Lanwirn	serycytowe fyllity z wkładkami fyllitów szarogłazowych
Skidaw	łupki dachówkowe, miejscami z wkładkami zmetamorfizowanych diabazów; niewykluczony jest ich wiek kambryjski
Tremadok	

zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbiecia Lasockiego ze skałami karkonoskiego i rychorskiego krystaliniku (*sensu* J. Chaloupský i J. Svoboda in: Regionalni Geologie ČSSR I-1) tym bardziej, że zadanie to ułatwiają znakomicie nowe mapy terytorium czeskiego (Geol. Mapa ČSSR 4, M-3 3-XVII, M-33-X, Geol. Mapa Krk. Nar. Parku) oraz polska Mapa Geologiczna Regionu Dolnośląskiego 1 : 200 000. (Mapa Geologiczna Bloku Karkonoszy — Mierzejewski, Baranowski).

O ile stratygrafia „serii ordowicko-sylurskiej” (odpowiednik „serii fyllitowej” Kodyma i Svobody 1948b) nie jest przedmiotem sporów, to poglądy na wiek skał należących do „serii paragnejsovowej” uległy w ostatnich czasach znów zmianom. J. Chaloupský (1963) opublikował wyniki swoich badań nad metakonglomeratami, prawdopodobnie wieku ordowickiego. Autor ten, znajdując w tych skałach otoczaki, których pochodzenie wiąże z metamorfikiem Gór Izerskich, wyciągnął wniosek, że w bloku Karkonoszy występują dwa różnowiekowe zespoły. Starszy z nich, wieku algonckiego, lub co najwyżej kambryjskiego, uległ sfałdowaniu i metamorfizmowi przed osadzeniem się młodszego, którego wiek ordowicko-sylurski został oznaczony metodami biostratygrafii. Poglądy te zostały szerzej rozwinięte w następnej pracy J. Chaloupský’ego (1965). Nowe zapatrywania na wiek „ortognejsov karkonoskich” oraz towarzyszących im skał paragnejsovych i łupków łyszczykowych stanowi wyraźny nawrót do dawniejszych koncepcji J. Jokely’ego (1860, 1862), Z. Rotha (1942) oraz O. Kodyma i J. Svobody (1948b). Wydaje się, że istnieją też inne możliwości interpretacji obserwowanych przez J. Chaloupský’ego faktów (por. H. Teisseyre 1968), dlatego też koncepcje tego autora przyjmuję z dużą ostrożnością jako hipotezę roboczą.

PODZIAŁ I WIEK SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO W ŚWIETLE LITERATURY

Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, których ogólną sytuację geologiczną podałem w drugim rozdziale niniejszej pracy, mają stosunkowo obfitą dokumentację geologiczną. W najstarszych pracach aż po drugą połowę XIX w. dominują wyraźnie zagadnienia praktyczne związane ze złożami kopalin użytecznych. Wielu badaczy nie porusza zupełnie kwestii wieku skał metamorficznych, jak na przykład Wedding (1859) czy M. Websky (1853). Praca tego ostatniego autora zasługuje na szczególną uwagę, próbuje on bowiem ustalić następstwo ogniw litologicznych w obrębie zespołu skał metamorficznych występujących w okolicach Miedzianki i Ciechanowic. Ten schemat litostratygraficzny podany jest w porządku od najstarszych do najmłodszych utworów:

1. Gnejs dichroidowy¹
2. Dolny łupek diorytowy, dolny dolomit,
3. Łupek łyszczkowy,
4. Łupek kwarcytowy,
5. Górny łupek diorytowy,
6. Łupek zieleńcowy,
7. Łupek ilasty, górny dolomit i wapień.

Podział ten zasługuje na uwagę, ponieważ pewne naturalne sekwencje ogniw skalnych zostały w nim po raz pierwszy stwierdzone. Problem wieku skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego poruszali też inni autorzy. Wymienić tu należy w pierwszym rzędzie mapę geologiczną Dolnego Śląska wraz z tekstem objaśniającym (Beyrich, Rose, Roth, Runge 1867) oraz J. Roth (1867). Autorzy ci używają sformułowań, dla których trudno znaleźć odpowiedniki w nowszej literaturze stratygraficznej. Można się domyślać, że badacze ci są przekonani o prekambryjskim wieku tych skał, opierając swoje poglądy na fakcie, że są one zmetamorfizowane. Prace te mają w chwili obecnej znaczenie raczej historyczne.

Pierwsze natomiast ważne dla znajomości budowy geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego są badania G. Berga z początków bieżącego stulecia. Szczególnie znaczenie ma ta praca G. Berga (1912b), w której podano po raz pierwszy szczegółowe badania petrograficzne skał metamorficznych, oparte na metodach mikroskopowych. Ważnym uzupełnieniem prac petrograficznych G. Berga są jego mapy wraz z objaśnieniami wydane w latach 1912a, 1938. W publikacjach G. Berga po raz pierwszy przeprowadzono bardziej nowoczesny podział metamorfiku Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, próbując określić wiek tych skał na nowych zasadach.

¹ Dichroid — dawna nazwa kordierytu.

W obrębie skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego G. Berg wyróżnia dwa główne zespoły skalne: „formację zieleńcową” zwaną też w innych jego pracach „starą formacją fyllitową” bądź „łupkami staropaleozoicznymi” (Berg 1938) oraz „łupki krystaliczne”. Występowanie skał „formacji zieleńcowej” ograniczone jest na północy do obszaru Gór Ołowianych oraz okolic miejscowości Przybkwice i Ciechanowice, na południu do regionu miejscowości Niedamirów i Opawa. Natomiast „łupki krystaliczne” mają w ujęciu G. Berga duże rozprzestrzenienie, budują one wschodnie stoki Rudaw Janowickich i cały Grzbiet Lasocki. Zespół ten został podzielony na cztery grupy:

A — grupę łupka łyszczkowego (Gruppe des Glimmerschiefers), do której zaliczono oprócz właściwych łupków łyszczkowych, tzw. gnejsy Małej Upy, wapienie i skały wapienno-krzemienne, łupki kwarcytowe, kwarcyty grafitowe, amfibolity diopsydowe i skaleniowe oraz skały kowarskiej formacji kruszonośnej.

B — grupę amfibolitu (Gruppe des Amphibolites), do której oprócz amfibolitów masywnych, stanowiących główny typ skalny zaliczono amfibolity kwarcowe i zoizytowe, łupki biotyto-we, chlorytowe i gnejsy chlorytowe, ponadto masywne skały kwarcowe, chlorytowe i porfirydy.

C — grupę gnejsu kowarskiego (Gruppe des Sähmiedeberger Gneises), w której zostały wyróżnione następujące odmiany teksturalne gnejsów: granitognejsy, gnejsy oczkowe, gnejsy warstewkowe (Lagengneiss), gnejsy szlirowe, gnejsy z niebieskim kwarcem oraz gnejsy skaleniowe.

D — grupę gnejsu paczyńskiego (Gruppe des Petzelsdörfer Gneises) z następującymi odmianami: gnejs hornblendowy, gnejs laminowany (Flasergneiss), skała albitowo-kwarcowa, gnejs muskowitzowy i gnejs iniekcyjny.

Porządek wymienionych jednostek litologicznych podałem zgodnie z pracą G. Berga (1912b), ich rozprzestrzenienie przedstawia załączona mapka (fig. 2).

Zarówno przyjęta nomenklatura, jak też zasady podziału użyte w powyższym schemacie mogą budzić pewne zastrzeżenia. Nie są jasne powody, dla których tak sumienny badacz jak G. Berg stosował pewne terminy w sposób dość dowolny; być może dużą rolę odegrały tu pewne konwencje bądź przyjęte zwyczajowo wśród geologów niemieckich, bądź narzucone arbitralnie przez Pruski Urząd Geologiczny, dla którego badacz ten pracował. Pomimo tych braków podział G. Berga dość prawidłowo oddaje pewne pierwotne zależności w następstwie typów

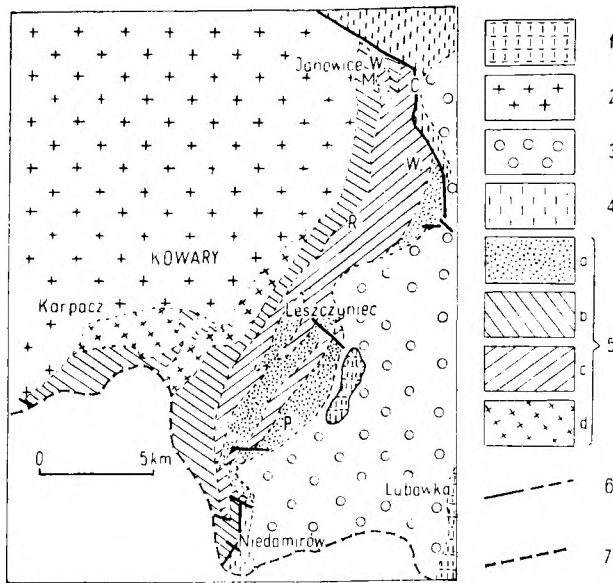


Fig. 2

Podział zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego wg G. Berga (1912)

- 1 — wulkanyty młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — formacja zieleńcowa, 5 — łupki krystaliczne, a — grupa gnejsu paczyńskiego, b — grupa amfibolitu, c — grupa łupka łyszczykowego, d — grupa gnejsu kowarskiego, 6 — główne uskoki, 7 — granica państwa

Skróty: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Subdivision of the rock of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge after G. Berg (1912)

- 1 — young Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — sedimentary rocks of the Carboniferous, 4 — greenstone formation; 5 — crystalline schists, a — Paczyń gneiss group, b — amphibolite group, c — mica-schist group, d — Kowary gneiss group, 6 — major faults, 7 — state boundary

Abbreviations: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

skalnych. Spośród wszystkich dotychczasowych prób podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wyróżnia on podział dokonany na podstawie szeroko zakrojonych studiów petrograficznych. Kartograficzna podbudowa podziału G. Berga jest na ogół właściwa, mimo pewnych niedociągnięć na jego mapach i przestarzałej interpretacji tektonicznej.

G. Berg jako pierwszy badacz rozważał kwestię metamorfizmu skał w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim, jako funkcję czynników fizycznych takich, jak ciśnienie i temperatura, nie zaś czas. Musiał on więc zajmować stanowisko w sprawie wieku tych skał, opierając się na kryteriach innych niż stopień metamorfizmu. Badacz ten nie wypowiedział się w sposób wyraźny na temat stosunków wiekowych pomiędzy „formacją zieleńcowa” a „łupkami krystalicznymi”. Jedynie w swo-

jej dawniejszej pracy (Berg 1908) wspomina o sylurskim wieku skał metamorficznych występujących w południowej części arkusza Kowary i w północnej części arkusza Niedamirów (str. 521, 522). Wszędzie tam, gdzie „łupki krystaliczne graniczą z „formacją zieleńcowa”, G. Berg znaczy na mapie uskoki, a często całe ich systemy, nierzadko o skomplikowanym przebiegu. Podkreślić należy, że przebieg tych a także innych dyslokacji podawanych na mapach tego autora, nie zawsze da się udokumentować na podstawie obserwacji powierzchniowych, nawet przy użyciu wkopów poszukiwawczych.

Pragnąc ustalić możliwe korelacje „łupków krystalicznych” z innymi znanymi podówczas metamorficznymi zespołami skalnymi Sudetów, G. Berg (1912b) przeprowadza szczegółowe studia porównawcze badanych przez siebie skał z gnejsami Gór Izerskich, gnejsami Gór Sowich, skałami Gór Orlickich oraz zieleńcami Gór Kaczawskich. Litologiczne analogie ze skałami Gór Kaczawskich pozwoliły G. Bergowi wnioskować o podobnym wieku „łupków krystalicznych”, które różniła jedynie bardziej głęboka metamorfoza. Ponieważ już wówczas był znany sylurski wiek niektórych fyllitów Gór Kaczawskich, określony na podstawie znalezionych przez F. Römera (1868) graptolitów, natomiast inne faunistycznie nieme zespoły skalne oznaczane były jako „archaiczne” (fide G. Berg 1912b, str. 165). Podobnie szacuje G. Berg wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, pisząc o „późnoarchaicznym bądź może też staropaleozoicznym” wieku wyjściowego materiału skalnego łupków łyszczykowych. G. Berg zajmował wówczas stanowisko postępowe, pragnąc wytłumaczyć różnice w stopniu metamorfizmu poszczególnych zespołów skalnych na gruncie hipotezy F. Beckego (1896, 1903) i U. Grubenmanna (1904) o strefach głębokościowych w metamorfizmie. Stosunki wiekowe badacz ten próbuje określić, studiując analogie litologiczne między poszczególnymi zespołami skalnymi i korelując na tej podstawie skały o nieznanym wieku z podobnymi skałami, oznaczonymi za pomocą metod biostratygraficznych.

Późniejsze badania geologów niemieckich nie przyniosły zasadniczych zmian w zapatrywaniu na wiek i podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Poglądy H. Cloosa (1922, str. 22) na wiek dyskusowanego zespołu skalnego kształtują się pod wyraźnym wpływem opinii G. Berga. Uwagi M. Schwarzbacha (1939) o staropaleozoicznym wieku i kaledońskim metamorfizmie tych skał mają charakter marginesowy, obszerniej natomiast omawia on te problemy w innej swojej pracy (Schwarzbach 1943). Przyjmuje on dla wyróżnionej przez G. Berga „grupy amfibolitu”

wiek górnokambryjski. Pogląd ten pozostaje pod wpływem poglądów geologów niemieckich na stratyografię starszego paleozoiku na obszarze Łużyc i Sudetów zachodnich (por. Schwarzbach 1933, 1934, 1939, Dahlgrün 1934, Murawski 1943, Vengerov 1943, Watznauer 1939).

Również poglądy O. Kodyma i J. Svobody (1948b) na wiek i podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego wydają się kształtować pod wpływem koncepcji G. Berga. Do płaszczowiny sudeckiej, zbudowanej, jak wiadomo, według wymienionych autorów z algonckiej serii paragnejsovej, zaliczyli oni cały obszar występowania „łupków krystalicznych”. Natomiast występującą w okolicach Niedamirowa „formację zieleńcową” O. Kodym i J. Svoboda (1948b) włączali do zbudowanej z ordowicko-sylurskiej „serii fyllitowej” płaszczowiny subsudeckiej. Skomplikowany system dyslokacji, znaczony na mapach G. Berga, E. Dathego (1912, 1940) między Opawą a Niedamirowem, jest w interpretacji tych autorów intersekcyjnym śladem powierzchni nasunięcia płaszczowiny sudeckiej na subsudecką. Ilustracją tych koncepcji jest wycinek mapy bloku Karkonoszy wykonanej przez J. Svobodę, O. Kodyma i F. Prokopa (1947), obejmujący Rudawy Janowickie, Lasocki Grzbiet i sąsiednie tereny Czechosłowacji (fig. 3).

Poglądy O. Kodyma i J. Svobody (1948b), poddane ostrej krytyce przez geologów czeskich (Maška 1954) oraz niemieckich (Watznauer 1953), spotkały się z przychylnym na ogół przyjęciem uczonych polskich. K. Smulikowski (1952), dyskutując budowę geologiczną „Pasma Kamiennogórskiego” (dawna nazwa Rudaw Janowickich), czyni to na gruncie hipotezy O. Kodyma i J. Svobody (1948a i b). Podobne stanowisko zajmuje H. Teisseyre (in: Regionalna Geologia Polski T. 3, z. 1), zastrzegając się jednak, że poglądy O. Kodyma i J. Svobody ze względu na swoją kontrowersyjność mogą być traktowane jedynie jako hipoteza robocza.

Z propozycją nowego podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego wystąpili M. i J. Szałamachowie (1958). Na marginesie swojej pracy dotyczącej metamorfozy serii krystalicznych Kowar i Niedamirowa, wprowadzili oni podział dyskutowanego zespołu skalnego na trzy jednostki litostratigraficzne, zwane seriami. Podział ten cytuję niżej:

1. Seria Niedamirowa (fyllity, zieleńce i amfibolity zalbityzowane).
2. Seria migmatyczna Leszczyńca (gnejsy hornblendowe w osłonie amfibolitowej).
3. Seria Kowar (gnejsy intrudujące w starszą okrywą łupków łyszczykowych).

W kwestii wieku M. i J. Szałamachowie nie zajmowali określonego stanowiska, ograniczając się raczej do cytowania prac dawniejszych G. Berga, O. Kodyma i J. Svobody, K. Smul-

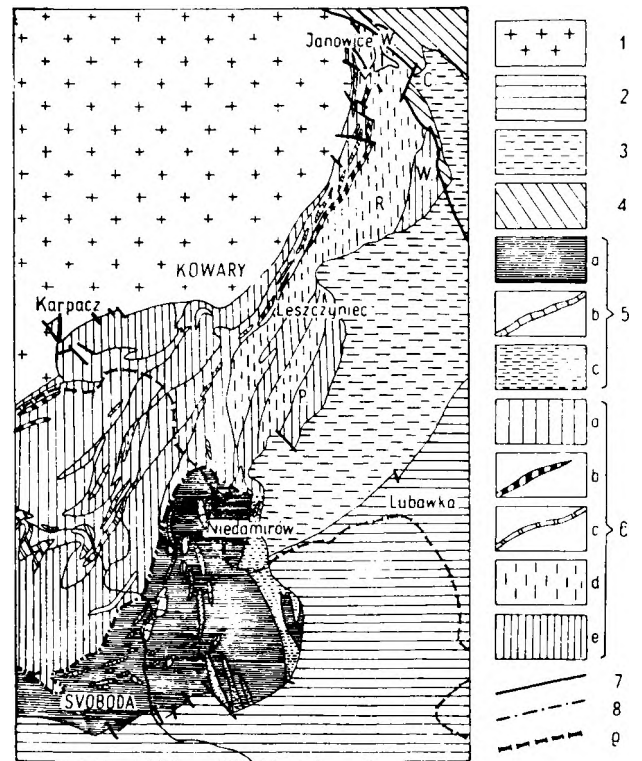


Fig. 3

Mapa geologiczna Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego i Gór Rychorskich, wg O. Kodyma, J. Svobody i Prokopa (1947)

1 — granit Karkonoszy, 2 — skały osadowe i wulkaniczne górnego karbonu i permu, 3 — kulum (karbon dolny), 4 — starszy paleozoik Gór Kaczawskich, 5 — seria fyllitowa (płaszczowina subsudecka), a — grafitowe fyllity z litydami, b — wapień, c — zmetamorfizowane diabazy i ich tufy, 6 — seria paragnejsovej (płaszczowina sudecka), a — paragnejso, b — kwarcyty, c — wapień i erlany, d — amfibolity, e — ortognejsy, 7 — główne uskoki, 8 — ślad powierzchni nasunięcia płaszczowiny sudeckiej, 9 — granica państwa

Skróty: C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Geologic map of the Rudawy Janowickie Range, the Grzbiet Lasocki and the Rychory Mts. after O. Kodym, J. Svoboda & Prokop 1947

1 — Karkonosze Granite, 2 — sedimentary and volcanic rocks of the Upper Carboniferous and Permian, 3 — Culm (Lower Carboniferous), 4 — older Paleozoic of the Kaczawa Mts., 5 — phyllite series (Subsudetec nappe), a — graphitic phyllites with litydes, b — limestones, c — metamorphosed diabases and their tuffs, 6 — paragneiss series (Sudetec nappe), a — paragneisses, b — quartzites, c — erlanlimestones, d — amphibolites, e — orthogneisses, 7 — major faults, 8 — trace of overthrust plane of the Sudetic nappe, 9 — state boundary

Abbreviations: C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

kowskiego i H. Teisseyre'a. Ponadto w pracy M. i J. Szałamachów (1958) omówione są dość pobieżnie zasięgi wydzielonych przez autorów serii Kowar i Niedamirowa. Tak zwanej „serii migmatycznej Leszczyńca” poświęcono jedynie miejsce w cytowanym podziale bez szerszego jej omówienia. Dyskutowanej pracy nie ilustruje

żadna mapa ani przekrój czy profil litologiczny. Mapę ilustrującą swoje ówczesne poglądy zamieścili autorzy *ex post* (Szałamachowie 1966, str. 244) (fig. 4). Powyższe braki cytowanej pracy powodują, że nowo wprowadzone terminy na oznaczenie jednostek litostratygraficznych trudno traktować jako formalnie poprawne, co nie umniejsza jednak prawa priorytetu.

Podział M. i J. Szałamachów został następnie poddany krytyce przez J. Oberca (1960, str. 10—11). Badacz ten wydzielił na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego następujące jednostki litostratygraficzne:

A — strefę łupkowo-gnejsową (łupki łyszczykowe, grupa gnejsów kowarskich, grupa gnejsów doliny Małej Upy, tzw. łupki kwarcytowe).

B — strefę amfibolitowo-gnejsową (amfibolity właściwe, gnejsy hornblendowe, kataklazyty i diaforyty).

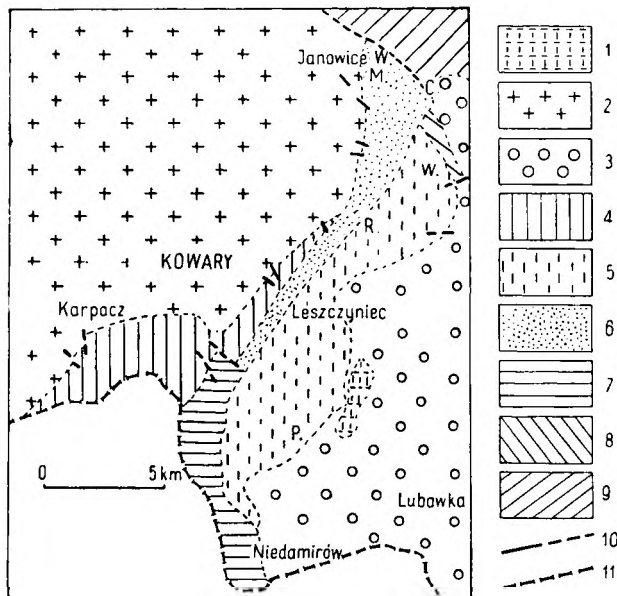


Fig. 4

Podział zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wg M. i J. Szałamachów (1958)

1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — seria kowarska, 5 — seria leszczyniecka, 6 — seria łupków krystalicznych, 7 — seria Niedamirowa, 8 — zieleńce i fyllity jednostki Cieszowa, 9 — seria kaczawska, 10 — główne uskoki, 11 — granica państwa

Skróty: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Subdivision of the rock complexes from the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge after M. & J. Szałamacha (1958)

1 — young Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — sedimentary rocks of the Carboniferous, 4 — series of Kowary, 5 — series of Leszczyniec, 6 — series of crystalline schists, 7 — series of Niedamirow, 8 — greenstones and phyllites of the Cieszów unit, 9 — series of Kaczawa, 10 — major faults, 11 — state boundary

Abbreviations: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

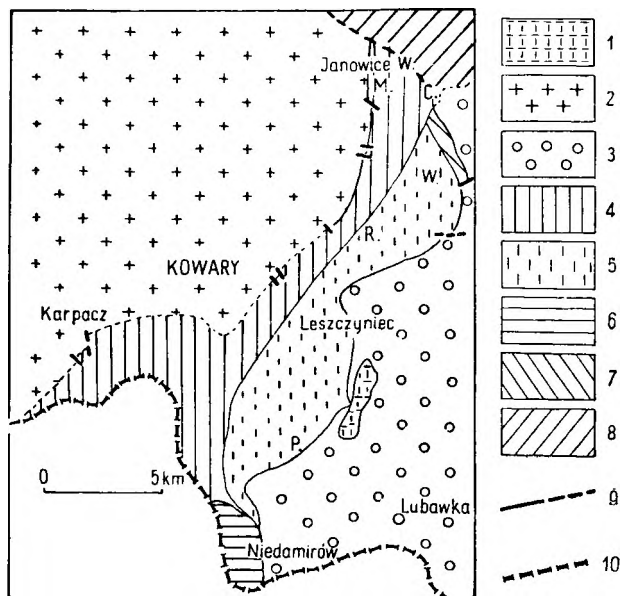


Fig. 5

Podział zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wg J. Oberca (1960)

1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — strefa łupkowo-gnejsowa, 5 — strefa amfibolitowo-gnejsowa, 6 — kaledonidy południowych Karkonoszy, 7 — zieleńce masywne strefy Przybkowic, 8 — serie staropaleozoiczne Gór Kaczawskich, 9 — główne uskoki, 10 — granica państwa

Skróty: C. — Ciechanowice, M. — Miedzianka, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Subdivision of rock complexes of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge after J. Oberc (1960)

1 — young Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — sedimentary rocks of the Carboniferous, 4 — schist-gneiss zone, 5 — amphibolite-gneiss zone, 6 — the Caledonides of the southern Karkonosze Mts., 7 — massive greenstones of the Przybkowice zone, 8 — old Paleozoic series of the Kaczawa Mts., 9 — major faults, 10 — state boundary

Abbreviations: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieściszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Obie wymienione strefy przeciwstawia on seriom staropaleozoicznym wschodnich Karkonoszy. Zasięgi poszczególnych jednostek litologicznych, w ujęciu J. Oberca, przedstawia mapa — fig. 5 (opracowana na podstawie ilustracji z pracy J. i M. Szałamachów 1966 str. 244). J. Oberc (1960) nie podaje wprost swoich poglądów na temat wieku skał należących do strefy łupkowo-gnejsowej czy amfibolitowo-gnejsowej. Z kontekstu jednak wynika, że uważa je za sedymenty i wulkanity wieku prekambryjskiego, sfałdowane, zmetamorfizowane i zgranityzowane przed sedimentacją staropaleozoiczną w południowych Karkonoszach i Górach Kaczawskich. Wystąpienia skał staropaleozoicznych są według J. Oberca (1960) ograniczone do okolic Niedamirowa. Wyróżnia on przy tym fyllity ordowiku, a zieleńce zalicza do gotlandu.

W ostatnich pracach M. i J. Szalamachowie (1966, 1968) zrewidowali w poważnym stopniu swoje dawniejsze wnioski. Pozostawiając w dalszym ciągu podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego na trzy serie, badacze ci odmiennie traktują ich zasięgi zarówno pionowe, jak i poziome, czego dobitną ilustracją jest cytowana mapa (fig. 6). Autorzy ci zajmują stanowisko w kwestii wieku wyróżnionych przez siebie jednostek litologicznych, przypisując serii kowarskiej (zwanej przez nich „karkonoską”) wiek przedordowicki (1966 str. 245) bądź też bliżej nieokreślony, wahający się między prekambrem a kambrem (Szalamacha 1968, str. 63). Serię Niedamirowa zaliczają do kambro-syluru uznając, że na terenie Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego znajdują się raczej niższe ogniwa. W swojej starszej publikacji M. i J. Szalamachowie nie wypowiadają się w sposób zdecydowany w kwestii wieku i litologii charakterystycznej dla serii Leszczyńca, czyni to dopiero ostatnio (Szalamacha

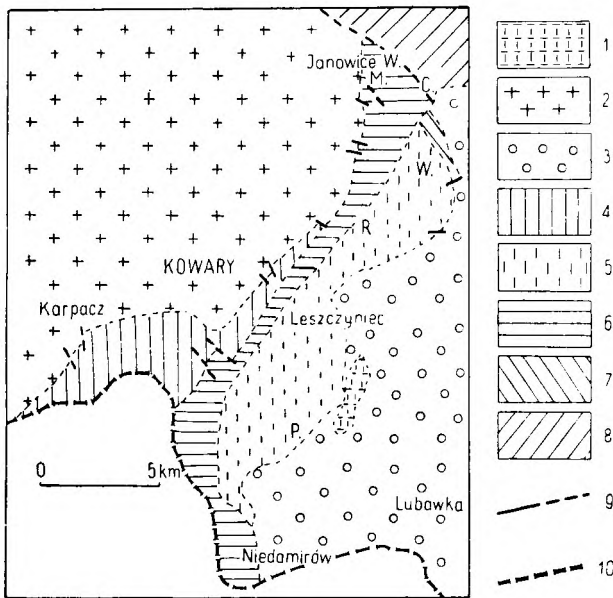


Fig. 6

Podział zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wg M. & J. Szalamachów (1966)
 1 — wulkanity staropaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — seria Kowar, 5 — seria Leszczyńca, 6 — seria Niedamirowa, 7 — seria kaczawska w okolicach Przybkowic, 8 — seria kaczawska na obszarze Gór Ołowianych, 9 — główne uskoki, 10 — granica państwa
 Skrót: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieńszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Subdivision of rock complexes of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge after M. & J. Szalamacha (1966)

1 — old Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — sedimentary rocks of the Carboniferous, 4 — series of Kowary, 5 — series of Leszczyńiec, 6 — series of Niedamirow, 7 — series of Kaczawa in the vicinity of Przybkowice, 8 — series of Kaczawa within the Ołowiane Mts. area, 9 — major faults, 10 — state boundary
 Abbreviations: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieńszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

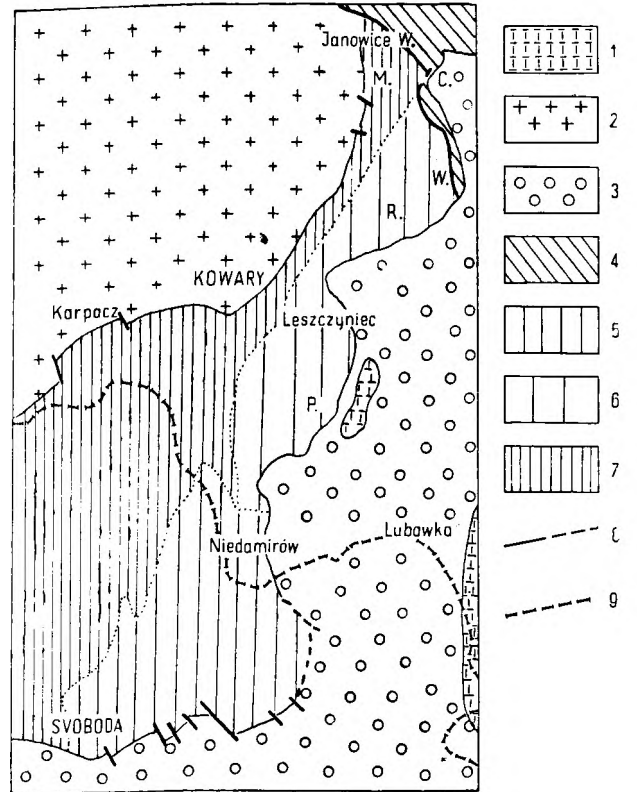


Fig. 7

Podział zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego oraz Gór Rychorskich, wg J. Chalupsky'ego (1964)

1 — wulkanity staropaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — starszy paleozoik Gór Kaczawskich, 5 — krystalinik Gór Rychorskich, 6 — jednostka Leszczyńca, 7 — krystalinik Karkonoszy, 8 — główne uskoki, 9 — granica państwa

Skrót: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieńszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

Subdivision of rock complexes of the Rudawy Janowickie Range the Lasocki Ridge and the Rychorskie Mts. after J. Chalupsky (1964)

1 — old Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — sedimentary rocks of the Carboniferous, 4 — older Paleozoic of the Kaczawa Mts., 5 — crystallinicum of the Góry Rychorskie Mts., 6 — unit of Leszczyńiec, 7 — crystallinicum of Karkonosze, 8 — major faults, 9 — state boundary

Abbreviations: M. — Miedzianka, C. — Ciechanowice, W. — Wieńszowice, R. — Rędziny, P. — Paczyn

1968). Zgodnie z informacjami zawartymi w najnowszej pracy uważają oni, że charakterystycznymi zespołami litologicznymi dla tej serii są gnejsy hornblendowo-chlorytowe, skały migmatyczne z amfibolitami, a także kataklazyty i diaforyty, podobnie jak uczynił to J. Oberc (1960) dla strefy amfibolitowo-gnejsowej. Wiek serii pozostaje otwarty. Z kontekstu jednak wynika, że skały ją budujące musiały być wieku prekambryjskiego, skoro M. i J. Szalamachowie (1968, str. 64) uważają, że ich metamorfizm należy łączyć z ruchami assyntyjskimi lub starokałedońskimi na pograniczu prekambriu i kambriu.

Poglądy M. i J. Szałamachów (1966, 1968) w nowej ich wersji stanowią istotny postęp na tle dawniejszych poglądów na podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Szczególne znaczenie ma przy tym zwrócenie przez nich uwagi na daleko idące analogie między skałami występującymi w okolicach Niedamirowa, a łupkami zaliczanymi przez nich pierwotnie do serii kowarskiej lub do „serii łupków krystalicznych” (M. i J. Szałamachowie 1960, *vide* M. i J. Szałamachowie 1966).

Natomiast poglądy J. Oberca (1960) uległy w następnych latach niewielkim zmianom. Omawiając dawniej przez siebie wydzielone jednostki Rudaw Janowickich-Śnieżki i jednostkę Leszczyńca w artykule o staroassyntyjskim górotworze na Dolnym Śląsku (1966a), autor zalicza je do zespołu proterozoicznego sfałdowanego w czasie ruchów staroassyntyjskich wspominając, że przed nasunięciem jednostki Leszczyńca na jednostkę Rudaw Janowickich-Śnieżki stanowiły one jedną całość (str. 69—70). Ostatnio J. Oberca (1966b) podzielił skały zaliczane przez niego do proterozoiku na proterozoik starszy i proterozoik II (młodszy), skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego zalicza przy tym do proterozoiku I. Podsumowaniem poglądów J. Oberca jest napisany przez tego autora rozdział omawiający wiek i podział dyskutowanego obszaru w wydanej ostatnio „Budowie geologicznej Polski” (str. 76—77).

J. Chaloupský (in: Regionalni Geologie ČSSR, str. 219—220) przydziela gnejsy karkonoskie doliny Małej Upy oraz leżące powyżej paragnejsy i łupki łyszczykowe do zespołu algoncko-kambryjskiego, budującego tzw. krystalinikum karkonoskie. Wydzielając za M. i J. Szałamachami (1958) jednostkę Leszczyńca, podkreśla wulkaniczne pochodzenie większości budujących ją skał (Regionalni Geologie ČSSR, str. 233) oraz ich przedordowicki wiek. Podział ten przedstawiono na figurze 7. Ostatnio w czasie dyskusji terenowej J. Chaloupský był skłonny korelować metawulkanity jednostki Leszczyńca z zieleńcami występującymi wśród fyllitów novomestskich oraz z amfibolitami serii zabreskiej. Fyllity i zieleńce okolic Niedamirowa zalicza do serii ordowicko-sylurskiej, przyporządkowując je „krystalinikum Rychorskich Hor”.

Dotychczasowe moje prace koncentrowały

się przede wszystkim w północnej części Rudaw Janowickich. Syntetyczne opracowanie wyników tych badań, oddane do druku w kwietniu 1965 r., ukazało się dopiero w 1968 r. Dlatego też poglądy tam wyrażone nie odpowiadają w pełni zebranym w niniejszej pracy wynikom nowszych badań. Duże komplikacje tektoniczne występujące wzdłuż doliny Bobru między Janowicami Wielkimi a Ciechanowicami uniemożliwiły korelację litologiczną skał metamorficznych okrywy granitu Karkonoszy ze starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich, co było podstawą zamierzeń badawczych. Zastosowany przeze mnie podział metamorficznego zespołu skalnego oparty był na podstawach strukturalnych. Każdej wydzielonej przez J. Oberca (1960) a także przeze mnie (1968a) jednostce tektonicznej podporządkowany został zespół skał tworzących jej serię. Wyróżnione zostały następujące serie: seria Rudaw Janowickich-Śnieżki, seria Leszczyńca, seria Przybkowic i zieleńce Gór Ołowianych. Podział ten, eksponujący przede wszystkim tektoniczne rozczłonkowanie regionu, został przyjęty na skutek trudności skorelowania badanego zespołu skalnego z innymi regionami, w których występują analogiczne zespoły litologiczne o lepiej poznanym następstwie warstw. Na koncepcji „tektonicznego” niejako podziału opisywanych zespołów skalnych zaciążyły poglądy szeregu badaczy, począwszy od O. Kodyma i J. Svobody (1948). Wyrażając pogląd, że dyskutowane serie reprezentują zmetamorfizowane skały staropaleozoiczne, oparłem się głównie na wynikach porównawczego zestawienia struktur tektonicznych w Rudawach Janowickich, południowych Karkonoszach i Górach Kaczawskich oraz na autorytecie dawniejszych badaczy. Koncepcja staropaleozoicznego wieku wszystkich lub co najmniej znakomitej większości skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego opracowano na podstawie nowych materiałów terenowych, badań kameralnych oraz studiów porównawczych.

W czasie dyskusji, dotyczących przyjętego przeze mnie schematu stratygraficznego (J. Teisseyre 1968c), jakie prowadziłem z kolegami polskimi, czeskimi i norweskimi doszedłem do wniosku, że powinien on być zrewidowany w oparciu o bardziej kompleksowe metody pracy oraz powinien uwzględniać ujednoczoną nomenklaturę stratygraficzną. Rewizji tych dwóch aspektów poświęcam następnym rozdział.

UWAGI O METODACH I KRYTERIACH OZNACZANIA WIEKU SKAŁ METAMORFICZNYCH

W trzech poprzednich rozdziałach omówiłem obszernie w historycznym rozwoju poglądy na wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego oraz sąsiadujących

z nimi regionów Gór Kaczawskich, Gór Rychorskich, Żeleznobrodzia i południowych Karkonoszy wraz z ich pogórzem. Na podstawie zamieszczonych danych można było wyrobić sobie

zdanie o zasadniczych sprzecznościach w poglądach na temat wieku dyskutowanych zespołów skalnych. Wydaje się zbyteczne podkreślenie, że szczególnie w ostatnich czasach nastąpił załew sprzecznych i bardzo często słabo ugruntowanych hipotez „stratygraficznych”. Nieporozumienie moim zdaniem wynika z niedostatecznie opracowanej metody wnioskowania o następstwie metamorficznych zespołów skalnych, na równi z poważnymi błędami terminologicznymi. Aby uniknąć niejasności, postanowiłem krótko sformułować własne poglądy na ten temat, ugruntowane na podstawie studiów porównawczych oraz dyskusji.

Od przeszło stu lat geolodzy próbowali określić wiek metamorficznych zespołów skalnych w Sudetach, zdając sobie początkowo raczej intuicyjnie sprawę z ich odrębności względem skał niemamorficznych. W wieku XIX klasyfikowano wiekowo skały metamorficzne, biorąc pod uwagę głównie dość arbitralnie określany stopień ich metamorfizmu. Te bardzo tradycyjne poglądy, tkwiące korzeniami w założeniach teoretycznych „szkoły neptunistów” H. G. Wernera nie byłyby warte wspomnienia, gdyby nie wpływ jaki wywierają na niektóre współczesne koncepcje geologiczne. Nowe poglądy, powstałe pod wpływem szybko rozwijającej się wiedzy petrograficznej, pozwoliły sformułować regułę, że jakość i stopień metamorfizmu zależą w pierwszym rzędzie od ciśnienia i temperatury, w których przebiegały procesy metamorficzne, natomiast wiek samej skały ma drugorzędne znaczenie dla tych procesów. Takie ujęcie metamorfizmu rozwinęło się na przełomie XIX i XX stulecia, głównie na podstawie wyników badań F. Beckego (1892, 1896, 1903), U. Grubenmanna (1904), C. R. van Hisego (1896, 1909, 1910). Dużą zasługą w przeczepieniu ich na grunt sudecki przypada G. Bergowowi (1910, 1912b). Nowe ujęcie zjawisk metamorficznych pozostawiło problem wieku skał metamorficznych otwarty.

Stratygrafię zespołów metamorficznych próbowano później rozwiązywać różnymi metodami. Ze względu na rzadkość i na ogół złe zachowanie szczątków organicznych w skałach metamorficznych, biostratygraficzna metoda ustalania następstwa warstw może spełniać rolę raczej pomocniczą. Z powyższych względów stratygrafia zespołów metamorficznych jest z reguły oparta na metodach litostratygraficznych. W przypadkach gdy w badanym zespole występują ogniwa, których cechy litologiczne predysponują do roli horyzontów przewodnich, bardzo ważną sprawą staje się szczególnie staranne przesledzenie ich przebiegu w terenie ze zwróceniem szczególnej uwagi na objawy deformacji tektonicznych oraz ich wpływu na obraz intersekcyjny. Niemniej metoda korelacji litostratygraficznej może prowadzić do zasadniczo błędnych wniosków, nawet w przypadku korzystania z dość szczegółowych map o pra-

widłowym obrazie intersekcyjnym. Z drugiej zaś strony nie wszystkie wnioski dotyczące następstwa warstw skalnych, poczynione na podstawie schematycznej nawet mapy, muszą być z gruntu błędne. Nie pomniejszając więc zasadniczego znaczenia dobrej mapy geologicznej dla prawidłowego korelowania poszczególnych ogniw stratygraficznych, jak i właściwego rozpoznania następstwa warstw skalnych i ich litostratygraficznego podziału należy uznać, że sposób ten wymaga uzupełnienia innymi metodami.

Stratygrafia zespołów skalnych faunistycznie niemych stała się w ostatnich czasach bardzo ważnym problemem zarówno teoretycznym, jak i czysto praktycznym. Za jedną z pierwszych monografii poświęconych metodyce tych badań uznać należy podręcznik R. R. Shrocka (1948), który, jakkolwiek nie wyczerpuje zagadnienia, podaje bardzo urozmaicony zespół metod oznaczania następstwa czasowego skał warstwowych. Autor wymienionej monografii zwraca wagę na wykorzystanie do celów stratygraficznych obserwacji nad zjawiskami wielkoskalowymi, takimi jak niezgodności w poszczególnych zespołach skalnych, zjawiska na granicach intruzji skał magmowych, studium porównawczego charakteru deformacji tektonicznych, czy też studium porównawczego rodzaju i stopnia metamorfizmu w dwu sąsiadujących zespołach skalnych. R. R. Shrock przypisuje jeszcze większe znaczenie zjawiskom drobnym, które mogą być obserwowane w skali odkrywki bądź próbki. Są to w pierwszym rzędzie cechy teksturalne skał osadowych wskazujące na położenie stropu lub spągu obserwowanej ławicy. Zjawiska te mogą mieć również ważne znaczenie dla ustalenia stratygrafii skał metamorficznych, ale jedynie w przypadku gdy nie zostały one zatarte przez silne zaangażowanie tektoniczne skały i procesy blastezy. Należy tu podkreślić, że bardzo pomocne mogą się w tym przypadku okazać badania petrograficzne. Szereg bowiem struktur sedymentacyjnych, pozwalających na wnioskowanie o położeniu stropu i spągu warstw zatartych w skali odkrywki, może być czytelnych w skali płytki cienkiej. Ponadto ustalenie pierwotnego charakteru badanej skały metamorficznej, często możliwe na podstawie analizy minerałów i struktur reliktowych a nawet obecnego składu mineralnego, stanowi ważną pomoc w przypadku korelacji poszczególnych ogniw litologicznych zespołu skalnego, wykazującego różny stopień i charakter metamorfizmu w różnych regionach.

Należałoby tu wymienić znaczenie, jakie może mieć dla ustalenia stratygraficznych analiza składu okruchów klastycznych w metapieńcach. W przypadku prawidłowej, nie budzącej wątpliwości identyfikacji klastycznych fragmentów skalnych, metoda ta pozwala na względne datowanie zespołu skalnego, który dostarczał materiału detrytycznego; wówczas jest

on starszy i to prawdopodobnie znacznie starszy od osadów zawierających okruchy budujących je skał. Szczegółową dyskusję tej metody przeprowadził K. Smulikowski (1952). Jako przykład jej stosowania można podać pracę A. Dudka i F. Fediuka (1955) nad składem otoczków zlepieńców staropaleozoicznych Barrandienu oraz wnioski jakie autorzy wyciągnęli o stosunku osadów staropaleozoicznych do sąsiadujących z nimi metamorficznych zespołów skalnych. W Sudetach Zachodnich próbowali wykorzystać tę metodę do ustaleń stratygraficznych R. Brühl (1942) i J. Chaloupský (1965). Dyskusją wniosków pracy R. Brühla zajmowali się M. Schwarzbach (1943) i K. Smulikowski (1952); (por. też uwagi H. Teisseyre'a 1964, 1968). Innym typowym przykładem zastosowania tej metody jest klastyczne studium G. Berga zajmujące się materiałem z otoczków kulmu niecki śródsudeckiej. Znajdując w materiale gruboklastycznym tych zlepieńców prawie wszystkie odmiany należące do metamorficznego zespołu skalnego Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. G. Berg doszedł do słusznego wniosku, że procesy metamorficzne w tym regionie muszą być starsze od osadzania się zlepieńców, których dolnokarboński wiek był już wówczas znany. W tym przypadku co prawda badano skład petrograficzny otoczków zlepieńców niemetaformicznych, ale sposób wnioskowania był podobny. Obecna znajomość zespołów metamorficznych w Sudetach Zachodnich, a szczególnie skał starszego paleozoiku wydaje się nie rokować dyskutowanej metodzie większych możliwości zastosowania. Przede wszystkim w interesujących nas zespołach skalnych odmiany zlepieńcowate należą do rzadkości; były one prawdopodobnie nieliczne już w pierwotnym materiale wyjściowym, a silna miejscami mylonityzacja mogła pokruszyć w pierwszym rzędzie materiał gruboklastyczny. Poza tym podkreślić należy, że nawet dobrze rozpoznane zespoły skał paleozoicznych mają stratygrafię przybliżoną, a więc zawarte w nich metazlepieńce mają wiek określany tylko z dużym przybliżeniem. Skłania to do dużej ostrożności w wyciąganiu wniosków. Jeżeli bowiem metazlepieńce, z którym porównujemy jakiś starszy zespół skalny dostarczający mu materiału detrytycznego, ma bliżej nieznaną pozycję stratygraficzną niewielkie stosunkowo błędy w jej ocenie mogą w sposób poważny rzutować na dokładność określenia wieku zespołu starszego.

Określenie pierwotnego charakteru petrograficznego skał przeobrażonych oraz analiza składu petrograficznego otoczków w metazlepieńcach nie wyczerpuje możliwości stosowania metod petrograficznych do wyciągania wniosków o wzajemnych stosunkach wiekowych skał metamorficznych i ich zespołów. Należy omówić nieco obszerniej regionalne studia nad stopniem

i rodzajem metamorfizmu jako użyteczną metodę w ocenianiu względnego wieku dwu zespołów skalnych. W przypadku gdy obserwujemy w jednym regionie dwa zespoły skalne możemy przypuszczać, że zespół wykazujący silniejszy metamorfizm jest starszy. Powyższy schemat wnioskowania, obowiązujący aż do końca XIX wieku, ma w chwili obecnej wartość hipotezy roboczej. Aby uniknąć zasadniczych błędów w trakcie przeprowadzania regionalnego studium porównawczego, należy ustalić czy zmiana stopnia metamorfizmu jest nagła, czy też przejściowa. W tym drugim przypadku mamy najczęściej do czynienia z jednym zespołem litologicznym, którego część uległa silniejszym zmianom metamorficznym. Oczywiście, porównując stopień i charakter, należy wystrzegać się zestawienia dwu różnych typów litologicznych, jak na przykład skał będących rezultatem metamorfozy łupków ilastych ze skałami pochodzącymi z piaskowców kwarcowych. Różne bowiem typy litologiczne pod wpływem tych samych czynników wywołujących metamorfozę mogą reagować w sposób zupełnie odmienny, dając w rezultacie skały krańcowo różniące się nie tylko składem mineralnym, lecz też cechami strukturalnymi i teksturalnymi. W przypadku gdy zmiana stopnia i charakteru jest nagła, należy jak najbardziej szczegółowo zbadać charakter kontaktu obu zespołów skalnych. Nierzadkim przypadkiem jest bowiem dobrze zachowana, pomimo wyraźnej metamorfozy młodszego zespołu skalnego, niezgodność, wskazująca w sposób oczywisty następstwo sedimentacji i procesów metamorficznych. W klasycznej literaturze opisano szereg przypadków takich kontaktów. Wspomnę tu pracę C. R. van Hisego (1896, 1909) oraz monografię Green Mountains T. N. Dale'a (1902), obie ilustrowane bardzo interesującymi rysunkami, obrazującymi różne przykłady niezgodności o charakterze sedimentacyjnym między dwoma zespołami skał metamorficznych. W przypadku gdy kontakt między dwoma zespołami skał metamorficznych ma charakter tektoniczny, interpretacja jest mniej jednoznaczna. Tektoniczny kontakt dwu zespołów o różnym stopniu i charakterze metamorfizmu, bez względu na to czy ma charakter nasunięcia czy uskoku, może być zarówno kontaktem między dwoma różnowiekowymi zespołami skalnymi, jak i kontaktem z dwoma ogniwami tej samej serii wykazującymi różny stopień metamorfizmu. Bardzo często okazuje się, że metody petrograficzne są niewystarczające do rozstrzygnięcia tego dylematu, należy wówczas sięgnąć do możliwości jakie daje regionalna analiza strukturalna. Ogólnie rzecz biorąc, w przypadku gdy sąsiadują ze sobą skały o różnym charakterze i stopniu metamorfozy, rozstrzygnięcie czy należą one do dwu różnych zespołów, czy też są dwoma ogniwami jednej jednostki litologicznej, na podstawie wyłącznie

metod petrograficznych, jest trudne. Dlatego też należy wziąć pod uwagę jak najszersze pojęte badania regionalne mogące uzupełnić wnioski płynące z obserwacji petrograficznych. Zasadnicze ograniczenia, jakie mają dla studiów porównawczych obserwacje nad stopniem i charakterem metamorfizmu, zostały ujęte już dawno przez C. R. van Hisego (1896, str. 707—708). Większość zawartych tam uwag zachowało swą wartość do dziś.

Wspomniane wyżej badania tektoniczne, mające zawsze duże znaczenie przy próbach korelacji stratygraficznej, są dla badań nad następstwem warstw w skalnych zespołach zmetamorfizowanych szczególnie ważne. Jest to w pierwszym rzędzie rezultatem bardzo silnych deformacji, którym uległa większa część skał metamorficznych. Dlatego też konieczne jest poznanie chociażby ogólnych rysów tektoniki przed podjęciem jakiegokolwiek próby korelacji litostratygraficznej. Oczywiście bardziej zaawansowane i szczegółowe studia porównawcze wymagają odpowiednio bardziej szczegółowego rozpoznania struktury regionu. Regionalne studia geologiczne mają bardzo poważne znaczenie w przypadku badania obszarów politektonicznych i polimetamorficznych. Tam gdzie występują dwa różnowiekowe zespoły skał zmetamorfizowanych, szczegółowe badania strukturalne mogą doprowadzić do ich rozgraniczenia oraz ustalenia czasowego następstwa deformacji. W rozważanym wyżej przypadku zespół starszy będzie wykazywał obecność co najmniej dwu generacji struktur tektonicznych, z których starsza, właściwa tylko temu ośrodkowi litologicznemu, będzie deformowana przez młodszą. W młodszym zespole litologicznym będzie reprezentowana jedynie młodszą generacją struktur. Badania te możliwe są do przeprowadzenia w pewnych korzystnych przypadkach metodami tektoniki klasycznej, najczęściej jednak prowadzi się je przy użyciu opisowej i statystycznej analizy mezo- i mikrostruktur (*sensu* Turner & Weiss 1963).

Specyficzne warunki ciśnienia i temperatury, a przede wszystkim oddziaływanie silnych napięć (stressów), towarzyszące większości procesów tektonicznych w skałach metamorficznych, sprzyjają wybitnie tworzeniu się licznych drobnych struktur o wtórnym charakterze. Stosunkowo łatwo jest dzięki temu zebrać z niewielkiej nawet liczby odkrywek materiał niezbędny do analizy statystycznej.

Wtórne struktury pochodzenia tektonicznego, takie jak drobne fałdy i różne rodzaje kłiwazu (złupkowania), mogą być użyte jako wyznaczniki stropu i spągu warstw w celu określenia stratygrafii zespołu skalnego. W tym celu spożytkowuje się przede wszystkim orientację fałdek ciągnionych względem struktur większych, jak również stosunek powierzchni różnego rodzaju kłiwazu do śladów pierwotnego

uwarstwienia skał. Jakkolwiek wykorzystuje się w tym przypadku raczej obserwacje jakościowe, to geometryczne konstrukcje na siatkach mogą mieć istotne znaczenie przy analizie tych zjawisk. Metody oznaczania następstwa warstw skalnych mają bogatą literaturę przedmiotu, przede wszystkim w krajach anglosaskich. Dla polskiej literatury podstawowe wiadomości z tego zakresu przyswoił H. Teisseyre (in: *Geologia Regionalna Polski* T. 3 z. 1, str. 201—212). Należy podkreślić jednak, że bardzo dużo spośród struktur używanych do określenia stropu i spągu warstw, a więc pośrednio i stratygrafii, może powstawać na różnych drogach. W konsekwencji ich interpretacja jako wyznaczników stropu i spągu musi być traktowana jako jedna z możliwych alternatyw. Natomiast oparcie na tej metodzie jako głównej, stratygrafii całych dużych zespołów skał zmetamorfizowanych, może prowadzić do wyników zupełnie fałszywych. Wskazują na to liczne prace monograficzne i szczegółowe, z których należy wymienić przede wszystkim R. W. Brocka i R. G. Mc Connella (1904), W. J. Millera (1922), C. M. Nevina (1942), R. R. Shrocka (1948), H. W. Fairbairna (1949), L. U. de Sittera (1959) i G. Wilsona (1961).

Metody oznaczania wieku bezwzględego skał, oparte na oznaczeniu stosunków izotopów promieniotwórczych do izotopów będących produktami ich rozpadu, są ostatnio coraz częściej stosowane do datowania skał metamorficznych. Metody te, pomimo pozorów zupełnej obiektywności, dają jeszcze ciągle pewną ilość błędnych oznaczeń. Źródła pomyłek tkwią nie tyle w niedoskonałości metod analitycznych, stale ulepszanych, ile raczej w niewłaściwym doborze materiału analitycznego. W chwili obecnej istnieje bardzo obszerna bibliografia tego problemu. Do polskiej literatury geologicznej zagadnienie to wprowadził K. Smulikowski (1958 str. 52—56), przeprowadzając obszerną dyskusję źródeł możliwych błędów, na przykładzie skał granitoidowych o różnej genezie. W literaturze regionalnej dotyczącej Sudetów Zachodnich oraz całego bloku czeskiego na temat przydatności tych metod zabierało głos szereg badaczy. W ostatnich latach nastąpił dalszy rozwój metod analitycznych jak również sposobów ich interpretacji, co ma decydujące znaczenie w przypadku datowania skał metamorficznych. Dyskusję interpretacji wyników otrzymanych metodą rubidowo-strontową, w odniesieniu do skał metamorficznych, podał J. Burchart (1967). Praca ta zawiera również interesującą dyskusję wyników otrzymywanych metodą potasowo-argonową, z których wynika, że do oznaczeń wykonanych tą metodą nie tylko w skałach zmetamorfizowanych, ale też takich, które uległy nieco silniejszemu zaangażowaniu tektonicznemu należy się odnosić z dużą ostrożnością (*op. cit.* str. 468—469). Należy przypuszczać, że dalszy

postęp metod geochronologii izotopowej doprowadzi do powszechnego jej stosowania, głównie jednak do ogólnego datowania metamorficznych zespołów skalnych. Na możliwości przeprowadzenia tymi metodami bardziej szczegółowej stratygrafii wewnętrznej należy zapatrywać się w sposób bardziej sceptyczny.

Reasumując powyższe uwagi o metodach ustalania stratygrafii zespołów metamorficznych należy stwierdzić, że wypróbowana i bardzo wszechstronna metoda biostratygraficzna ma w ich przypadku dość ograniczone zastosowanie.

Niemniej zasada opierania stratygrafii zespołów metamorficznych przede wszystkim na podstawach litologicznych w poważnym stopniu ogranicza możliwości konstruowania schematów następstwa warstw skalnych, obowiązujących dla większych obszarów. Zdaniem moim, powinno się dążyć do opracowywania w pierwszym rzędzie możliwie dokładnych i precyzyjnych podziałów stratygraficznych, mających ściśle lokalne znaczenie. Litologia jako kryterium korelacji dwu albo kilku takich lokalnych podziałów stratygraficznych musi być stosowana bardzo ostrożnie. Zastrzeżenia muszą budzić zwłaszcza porównania oparte na fakcie występowania w dwu regionach jednego tylko ogniwa o podobnej litologii. Natomiast prawdopodobieństwo, że przeprowadzona korelacja jest prawdziwa znacznie wzrasta, jeżeli można wykazać analogię i podobną sekwencję szeregu ogniw litologicznych.

Szczegółowe badania petrograficzne mogą się stać cenną metodą pomocniczą i uzupełniającą. Podobną rolę mogą spełniać szczegółowe obserwacje tektoniczne, uzupełnione statystycznym opracowaniem pomiarów. Znajomość przewodnich rysów tektoniki w szerszym regionalnym ujęciu jest tu też niewątpliwie ważna. Wydaje się jednak, że do diskutowanych korelacji dwu lub kilku lokalnych schematów stratygraficznych jest mniej istotna, aniżeli do dokładnego rozpoznania sukcesji warstw w jednym ograniczonym geograficznie regionie. Bardzo ważne natomiast dla takich korelacji są niewątpliwie wszelkie ustalenia paleogeogra-

ficzne. Należy jednak zwrócić uwagę, że przy bardzo niedokładnie poznanej chronostratygrafii oraz zatarciu szeregu przewodnich cech sedymentologicznych, co jest bardzo często spotykane w przypadku metamorficznych zespołów skalnych, odtworzenie warunków paleogeograficznych może się okazać niemożliwe. Nie ulega również wątpliwości, że wszelkie syntezy paleogeograficzne w przypadku starych metamorficznych zespołów skalnych są o wiele mniej pewne, niż podobne rekonstrukcje wykonane dla skał młodszych, których szczegółowa stratygrafia jest na ogół o wiele lepiej poznana, a przewodnie cechy sedymentacyjne osadów łatwe do odczytania w trakcie studiów terenowych.

Natomiast przy korelacji dwu lub więcej lokalnych schematów stratygraficznych znacznie podstawowe ma biostratygrafia. Ze względu na ogólne ubóstwo oznaczalnych szczątków organicznych w metamorficznych zespołach skalnych Sudetów Zachodnich, każde nowe znalezisko, nawet formy w ścisłym tego słowa znaczeniu nieprzewodniej, może być ważne.

O ile w katazonalnych prekambryjskich zespołach skalnych, nawet stosowanie różnych metod badawczych pozwala najczęściej tylko na ogólne rozpoznanie następstwa cykli orogenicznych, to w słabiej zmetamorfizowanych skałach młodszych da się na ogół wyróżnić szereg bardziej podrzędnych szczegółów stratygraficznych. Jak z powyższego wynika, ustalenie stratygrafii metamorficznego zespołu skalnego powinno być oparte na stosowaniu więcej niż jednej metody. Jako optymalny należałoby uznać taki schemat, który tłumaczyłby w sposób bezsprzeczny wszystkie poznane fakty, szeregując je czasowo w logiczny sposób. Wydaje się, że zakreślona, jakkolwiek w sposób dość ogólny i schematyczny, zasada prowadzenia badań w sposób kompleksowy, poparta rzetelną i szczegółową wiedzą o geologii badanego terenu, mogłaby się przyczynić do wyprowadzenia stratygrafii metamorficznych zespołów skalnych z impasu, o którym wielokrotnie ostatnio mówiono. Wystarczy przypomnieć analizę istniejącego stanu rzeczy dokonaną przez H. Teisyre'a (1964, 1968).

UWAGI O NOMENKLATURZE JEDNOSTEK LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNYCH

Dyskutując użyteczność różnych metod dla ustalenia następstwa stratygraficznego skał metamorficznych, nie wspominałem o jednym jeszcze ważnym źródle zasadniczych nieporozumień, mianowicie o nomenklaturze stosowanej przy wydzielaniu i hierarchizowaniu jednostek litostratygraficznych. W tej dziedzinie zarówno u nas w Polsce, jak i za granicą panuje zupełna dowolność, która mnoży niepotrzebnie nieporozumienia, wywołane niewłaściwym stosowaniem

metod i kryteriów. Nomenklatura używana na oznaczenie jednostek litostratygraficznych różnego rozprzestrzenienia, rangi, czy też stopnia odrębności w stosunku do sąsiadujących zespołów, jest zupełnie dowolna. Najbardziej nadużywanym terminem jest „seria”, która określa raz duże zespoły skalne o złożonej litologii, drugi raz niewielkie ogniwa litologiczne o małej miąższości i ściśle lokalnym znaczeniu. Podobnie też terminy takie, jak „formacja”,

„kompleks” i „zona” lub „strefa” są używane w zupełnie różnym znaczeniu przez różnych autorów. Co więcej, bardzo często jeden i ten sam autor używa tego samego terminu na oznaczenie bardzo różnych jednostek litologicznych, na przykład wydzielając w obrębie „serii suprakrustalnej” znów „serię łupków łyszczykowych” z „wkładkami erlanów”. Drugim powszechnym błędem jest stosowanie nazwy jednostki litologicznej wraz z przymiotnikiem określającym charakter petrograficzny bądź petrogenetyczny nazwanego zespołu skalnego, przy zupełnym braku informacji w jakim regionie określona jednostka się znajduje. Na tej zasadzie namnożyły się ostatnio w regionalnych opracowaniach „serie suprakrustalne”, nie będące nawzajem swymi odpowiednikami stratygraficznymi, na co mogłaby wskazywać identyczna we wszystkich wypadkach nazwa. Należy podkreślić, że daleko idące dowolności nomenklaturyczne są złą praktyką nie tylko polskiej szkoły geologicznej. Zjawisko to jest rozpowszechnione na całym świecie, czego dowodem są liczne artykuły krytyczne, jakie się ostatnio na ten temat pojawiły. Wspominając tylko najpoważniejsze spośród nich należy wymienić prace O. H. Schindewolffa (1957, 1960), J. Rodgersa (1959), T. P. Storeya (1959), O. Henningsmoena (1960), H. E. Wheelera (1959a i b), A. B. Shawa (1964), I. Chłupača (1966, 1968). Jak wynika z zestawienia, w dyskusji brali udział głównie geolodzy anglosascy. Znalazło to następnie odbicie w uchwałach XIX Kongresu Geologicznego opartych głównie na schematach stosowanych przez geologów angielskich i amerykańskich. Wywołało to pewne skutki ujemne, jak pewną jednostronność i schematyczność opracowanego przez Międzynarodową Podkomisję do Spraw Terminologii Stratygraficznej „Kodu Stratygraficznego”, i związane z tym wyraźne trudności w przystosowaniu go do obowiązującej już terminologii w krajach nie pozostających pod wpływem nauki anglosaskiej. Poważne różnice zdań sprawiły, że Komisja Stratygraficzna Międzyresortowego Komitetu Stratygraficznego ZSRR, jak również Francuskie Towarzystwo Geologiczne odrzuciły uchwały XIX Kongresu Geologicznego w sprawie nomenklatury stratygraficznej. Niemniej wyodrębnienie uchwałą kongresu osobnego zespołu nazw na oznaczenie jednostek litostratygraficznych jest, moim zdaniem, osiągnięciem pozytywnym. System terminów litostratygraficznych został ostatnio zaadoptowany z powodzeniem i przystosowany do dawniej używanego nazewnictwa przez geologów czeskich (por. Chłupač 1966, 1968). W Polsce ani Polskie Towarzystwo Geologiczne, ani organy Państwowej Służby Geologicznej nie zajęły jak na razie stanowiska w sprawie uchwał Kongresu Geologicznego w Kopenhadze czy też związanego z tymi uchwałami sporu. Wydaje się

zatem, że można porządkując terminologię litostratygraficzną Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego użyć schematu uchwalonego przez Kongres Geologiczny w Kopenhadze.

W przypadku gdy opracowujemy schematy stratygraficzne lokalne, regionalne czy też obejmujące większe obszary, należy zorientować się, jakie kryteria są główną podstawą podziału i do nich dostosować hierarchię odpowiednich jednostek stratygraficznych. Dla większości lokalnych schematów, litologia jako główne kryterium podziału odgrywa dużą rolę. Ma ono szczególne znaczenie dla metamorficznych zespołów skalnych, co starałem się wyżej wykazać. W przypadku, gdy pewne jednostki stratygraficzne można datować na podstawie biostratygraficznej, niektórzy badacze (Jaanuson 1960, str. 218, Henningsmoen 1961, str. 74) zalecają tworzenie mieszanych jednostek stratygraficznych o lokalnym zasięgu (mixed topographic units). Podobnych tendencji doszukać się można też w systemie stratygraficznym, uchwalonym przez Narodowy Komitet Geologiczny ZSRR. Jakkolwiek takie mieszanie kryteriów klasyfikacyjnych może spotkać się z pryncypialną krytyką i nie powinno być stosowane na szerszą skalę, to lokalnie można używać takich schematów, oczywiście w przypadkach usprawiedliwionych względami praktycznymi.

Powracając do systemu zalecanego przez uchwały XXI Sesji Międzynarodowego Kongresu Geologicznego, to w odniesieniu do jednostek wydzielanych na zasadach litostratygraficznych podają one następującą hierarchię wydziałów w porządku od najmniejszych do największych (podaję w języku oryginału): group, formation, member, bed. Taka klasyfikacja jednostek litostratygraficznych nie była stosowana dotychczas w Polsce i wymaga krótkiego choćby omówienia. Ponieważ wokół nowej klasyfikacji jednostek stratygraficznych rozwinęła się bardzo szeroka dyskusja, wydaje się więc być zupełnie wystarczające podanie tylko w bardzo ogólnym zarysie pewnych kwestii spornych oraz odesłanie czytelnika zainteresowanego bardziej dokładnym poznanem tych problemów do odpowiedniej literatury.

Już w okresie dyskusji przedkongresowej szereg badaczy zwróciło uwagę na fakt, że nowy system klasyfikacji terminów litostratygraficznych z czterema tylko stopniami hierarchicznymi jednostek może się okazać niewystarczający. Szczególnie daje się odczuć brak terminu opisującego bardzo duże jednostki. Problem ten omówili między innymi J. Rodgers i R. B. Mc Connel (1959), proponując dla jednostki wyższej rangi niż grupa (group) terminy „assemblage”, „complex”. Międzynarodowa Podkomisja Nomenklatury Stratygraficznej podaje termin „nadgrupa” (supergroup), nie dając jednak żadnych wiążących zaleceń w sprawie używania go (Stratigraphical Classification and

Terminology, 1961, str. 22, 36). Korzystając z pozostawionej w tym względzie swobody, w Norwegii (Code of Stratigraphical Nomenclature of Norway 1960) wprowadza się na przykład zamiast terminu „supergroup” nazwę „suite” lub „kompleks”. Terminu „kompleks” dopuszcza do używania w przypadku dużych złożonych zespołów skał metamorficznych także amerykański kod stratygraficzny. Wydaje się, że nie ma przeszkód, aby w podobnym rozumieniu termin ten był używany też w odniesieniu do dużych zespołów skał metamorficznych Sudetów.

Proponowany przeze mnie polski odpowiednik terminu „group” grupa jest jego dosłownym tłumaczeniem, nie był on dotychczas stosowany w polskiej terminologii stratygraficznej wydaje się więc, że nie powinien budzić zastrzeżeń czy też stać się źródłem nieporozumień.

Natomiast termin „formacja” nie jest używany w literaturze światowej w sposób jednoznaczny. Międzynarodowa Podkomisja do Spraw Nomenklatury Stratygraficznej przyjęła takie znaczenie tego terminu jakie utarło się w piśmiennictwie anglosaskim na podstawie definicji Murchisona, pochodzącej z połowy ubiegłego wieku. Natomiast geolodzy niemieccy używają tego terminu w podobnym znaczeniu jak „system” w klasyfikacji jednostek chronolitostratygraficznych Międzynarodowej Podkomisji Nomenklatury Stratygraficznej, opierając się przy tym na dawnej definicji Oppela. Związane z tym nieporozumienie szczegółowo referował O. H. Schindewolf (1957, 1960). Wydaje się jednak, że nie grozi ono polskiej literaturze geologicznej, której obce jest użycie tego terminu w ujęciu właściwym niemieckiej szkole geologicznej.

Geolodzy radzieccy używają terminu formacja w znaczeniu facjalnym (por. D. V. Nalivkin 1955). W sposób najbardziej pełny zdefiniował takie rozumienie terminu formacja V. J. Chain (1964). W ujęciu tego autora termin ten jest bardzo bliskoznaczny z „tektofacją” w ujęciu L. L. Slossa. W. C. Krumbeina i E. C. Daplesa (1949). Jakkolwiek tektoniczno-facjalne rozumienie terminu facja nie jest jeszcze powszechnie przyjęte, to może ono w przyszłości prowadzić do nieporozumień. Dlatego też używam tego terminu, w znaczeniu ustalonym przez Międzynarodową Podkomisję do Spraw Terminologii Stratygraficznej, nie znajdując na razie lepszego polskiego odpowiednika. Jednostki litostratygraficzne wydzielane przeze mnie pod nazwą formacji będą przemianowane w przypadku wprowadzenia innego odpowiednika polskiego przez kompetentne władze.

W rozumieniu uchwał Międzynarodowej Podkomisji do Spraw Terminologii Stratygraficznej formacja jest podstawową jednostką litostratygraficzną. Zasady wyróżniania jednostek

tego rzędu ujmują w sposób dość wyczerpujący cytowane uchwały kongresu, a także postanowienia licznych narodowych komitetów stratygraficznych.

Jest rzeczą niezmiernie charakterystyczną, że zalecenia Narodowego Komitetu Geologicznego ZSRR dotyczące wyróżnienia nowych jednostek (Stratigraphic Classification Terminology and Nomenclature, 1965, str. 48—49) podają bardzo podobne wymagania. Nazwę formacji tworzy się przez dodanie nazwy geograficznej określającej miejscowość bądź region, w którym ten zespół skalny występuje w swym najbardziej typowym rozwoju. Do tak sformułowanej dwuczłonowej nazwy można dodać określenie wskazujące, jaki typ litologiczny jest dla wyróżnionej formacji szczególnie charakterystyczny. Określenie litologii jest ważne w przypadku wyróżnienia formacji metamorficznych.

Wyróżniając jednostki litostratygraficzne odpowiadające rangą deformacji starałem się wyróżniać w ten sposób zespoły facjalne w przybliżeniu genetycznie jednolite, odpowiadające pewnym naturalnym stadiom strukturalnego rozwoju badanego przeze mnie regionu, pragnąc zbliżyć w ten sposób litostratygraficzne rozumienie tego terminu do definicji geologów radzieckich.

Nazwy jednostek litostratygraficznych, które odpowiadają wszystkim wymogom ustalonym przez Międzynarodową Podkomisję do Spraw Nomenklatury Stratygraficznej, będziemy dalej nazywali nazwami formalnymi, pozostałe będą określane jako nazwy nieformalne. W przypadku metamorficznych zespołów skalnych ustalenie formalnej nazwy może być trudne lub niemożliwe, zwłaszcza jeżeli chodzi o mniejsze jednostki litostratygraficzne. W tym przypadku wydaje się być uzasadnione odstępnie od reguły nadawania nazw zgodnie z wszystkimi formalnymi wymogami. Nieformalny charakter takiej nazwy podkreśla najczęściej brak określenia pochodzącego od nazwy miejscowości w tej nazwie.

Grupę tworzą dwie lub więcej formacje, na ogół jednak nie więcej niż pięć, których charakterystyczne profile dają w sumie profil grupy. Przy tworzeniu nazw grupy obowiązują podobne zasady jak przy tworzeniu nazw formacji. Uchwały Międzynarodowej Komisji do Spraw Terminologii Stratygraficznej nie precyzują, co prawda, na podstawie jakich kryteriów wyróżnia się grupy spośród innych jednostek litostratygraficznych. Istnieje prawo zwyczajowe, że granicami grup są większe dyskordancje, o regionalnym co najmniej zasięgu. Na tej zasadzie geolodzy norwescy wyróżniają grupy, podobne kryterium zaleca amerykański kod stratygraficzny (Amer. Com. on Strat. Nom., 1961, str. 650—658). O użyteczności i znaczeniu dyskordancji dla tworzenia podziałów lokalnych lub regionalnych pisało szereg autorów (m. in.

Nalivkin (1955), Sloss, Krumbein & Dapples 1949, Wheeler 1959a, b).

Odpowiedniki polskie terminów „member” i „bed”, w dosłownym tłumaczeniu człon i warstwa, nie wydają się być adekwatnymi określeniami na odpowiednie jednostki litostratygraficzne niższych rzędów. Wydaje się, że określenie „member” można by zastąpić terminem „warstwy” lub „ogniwo”. Podobny termin wprowadzili geolodzy czescy, podając „vrstvy” jako odpowiednik nazwy „member” (Českoslov. Strat. Termin. 1960, Chlupač 1966, 1968). Oczywiście termin warstwy bądź ogniwo musi być uzupełniony określeniem podającym region, w którym definiowany zespół skalny wykazuje rozwój najbardziej typowy. W przypadkach uzasadnionych można formalną nazwę uzupełnić określeniem charakteru litologicznego. Określenie „warstwy” może budzić pewne wątpliwości lub sprzeczności zwłaszcza w odniesieniu do skał, których sedymentacyjne struktury nie są cechą wyraźną bądź też brak ich zupełnie. W skałach metamorficznych nierzadko takie właśnie przypadki mają miejsce. Ze względów praktycznych formalne wydzielenie jednostek tego rzędu w metamorficznych zespołach skalnych może być w poważnym stopniu utrudnione. W takim przypadku wydaje się być najlepszym wyjściem wprowadzenie nazwy złożonej z określenia dominującego typu litologicznego, podanego w liczbie mnogiej wraz z nazwą miejscowości, bądź regionu geograficznego, w którym definiowany zespół skalny rozwinięty jest w sposób typowy, np. „amfibolity z Miedzianki”, „zielenice Wielkiej Kopy”, „kruszczońskie łupki z Wieściszowic”. Używanie tego rodzaju określeń litostratygraficznych odbiera im ściśle formalny charakter, z podanych przyczyn trudny często do zdefiniowania.

Termin „bed” przetłumaczyć można na „warstwa”, „ławica” lub „pokład” (tę ostatnią propozycję wysunął dr J. Kutek w trakcie osobistej dyskusji). Terminy te mogą budzić z różnych przyczyn zastrzeżenia, nawet gdy stosowane są do wyraźnie warstwowych skał osadowych. Przy opisie metamorficznych zespołów skalnych należy przyjąć jako zasadę wprowadzenia terminów stratygraficznych tego rzędu jako nazw formalnych. Nieformalny charakter

większości jednostek tego właśnie rzędu podkreślają m. in. różne kody stratygraficzne (Amer. Comm. on Strat. Nom. 1961, str. 651, Int. Subcomm. on Strat. Nom. 1961, str. 20). Proponuję wprowadzić dla tego rzędu jednostek nazwy składające się z nazwy litologicznej podanej w liczbie pojedynczej oraz nazwy miejscowej, określającej typowe miejsce występowania. W przypadku gdy w profilu typowym określonych jednostek wyższego rzędu podobne skały powtarzałyby się wielokrotnie, wydaje się celowe dodanie określeń w rodzaju górny czy dolny, np. łupek grafitowy. Wydzielanie formalnie wyróżnionych jednostek tego rzędu w metamorficznych zespołach skalnych wydaje się być kłopotliwe. Dlatego też celowe może być stosowanie w tym przypadku wyłącznie określeń litologicznych, bez podawania określeń miejscowych oraz ewentualnego określenia pozycji w profilu za pomocą określeń dolny, górny czy niższy i wyższy.

Oprócz podanej wyraźnie zhierarchizowanej terminologii litostratygraficznej odczuwa się często potrzebę określenia różnych jednostek litologiczno-stratygraficznych terminami obejmującymi szerszy zakres znaczeniowy oraz nie mającymi znaczenia formalnego. Takim terminem jest m. in. często w niniejszej pracy używane określenie „zespół skalny”. Oprócz niego proponuję użycie terminu „zona litostratygraficzna” w rozumieniu zdefiniowanym w międzynarodowym kodzie stratygraficznym, str. 19 (Int. Subcomm. on Strat. Term. 1961) oraz terminu horyzont. Ten ostatni proponuję używać do niewielkich jednostek litostratygraficznych, wykazujących znaczną rozciągłość poziomą przy nieznaczonej miąższości oraz wyraźną, megaskopowo łatwo dającą się uchwycić odrębność względem sąsiednich jednostek litostratygraficznych.

Powyższe uwagi nie mają ambicji wyczerpania tego bardzo złożonego tematu. O wiele szerszą problematykę znajdzie czytelnik w cytowanej literaturze. Zdając sobie w pełni sprawę z dyskusyjności czy kontrowersyjności niektórych sformułowań lub też brzmienia niektórych terminów, traktuję powyższą wypowiedź jako mój głos w dyskusji na temat polskiej nomenklatury stratygraficznej.

PODSTAWY NOWEGO SCHEMATU LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNEGO

Dotychczasowe próby podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego doprowadziły do szeregu sądów sprzecznych. Sprawdzenie zasadniczych założeń dotychczasowych podziałów skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego było jednym z celów moich prac począwszy od 1957 r. Po 1964 r. kompleksowe badania na

większym obszarze oraz liczne materiały zebrane w czasie wycieczek na teren Karkonoszy Czeskich, pozwoliły zamierzenia badawcze prowadzić w sposób bardziej systematyczny. Materiały porównawcze, zebrane w ilości około 100 próbek z okolic Żelaznego Brodu, południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich, pozwoliły szczegółowo porównać występujący tam zespół

skalny ze skałami Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. W chwili obecnej prace te, oparte w dużej mierze na zdjęciach kartograficznych wybranych wycinków terenu, prowadzone m. in. za pomocą licznych profilów szurfowych, jak również na badaniach petrograficznych i tektonicznych, wydają się być wystarczająco zaawansowane, aby pokusić się o zestawienie nowego schematu litologiczno-stratygraficznego dyskusowanego zespołu skalnego. Dużym ułatwieniem są nowe czeskie materiały kartograficzne z terenów pogranicznych (Geologická Mapa ČSSR 1 : 200 000, Geologická Mapa Karkonoskiego Narodního Parku 1 : 75 000), jak również nowe mapy polskie (Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego 1 : 200 000 oraz Mapa geologiczna bloku Karkonoszy 1 : 200 000).

Jedynym badaczem Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, który zestawiał profile litologiczne budujących je zespołów skalnych, jest G. Berg (1912, 1940) i G. Berg i E. Dathe (1912, 1940). Profile te, stanowiące ilustrację map tegoż autora, porównano z podobnym profilem, wziętym z geologicznej mapy CSRS (Geologická Mapa ČSSR List M-33-X). Już pobieżne porównanie wskazuje na szereg analogii. W dolnej partii profilów G. Berga występują gnejsy kowarskie, stanowiące odpowiednik gnejsów karkonoskich. Leżąca ponad gnejsami seria ordowiku okolic Żelaznego Brodu, jak wynika z szeregu prac geologów czeskich, ulega ku wschodowi znacznej redukcji, czy też nawet wyklinowuje się zupełnie, na co wskazują profile dołączone do map czeskich (Geologická Mapa ČSSR, list M-33-X, Geologická Mapa Karkonoskiego Narodního Parku 1 : 75 000). Niektóre źródła czeskie sugerują, że prawdopodobnie do ordowiku należą najniższe partie fylitów grafitowych, zaliczanych zasadniczo do syluru. Te ostatnie znajdują swe odpowiedniki na terenie Rudaw Janowickich, i Grzbietu Lasockiego, przede wszystkim w wydzielonych przez Berga łupkach łyszczkowych. Łupki te zawierają bardzo często, w dolnych zwłaszcza partiach, obfity pigment grafitowy, o czym G. Berg wspomina w tekście, nie uwidoczniając tego zjawiska na mapach. Zawierają one również wkładki kwarcytów grafitowych, które wydają się być odpowiednikiem wydzielanych przez geologów czeskich metalidytów. W górnej partii zespołu łupkowego pojawiają się, zarówno w profilach geologów czeskich, jak i też sporządzonych przez G. Berga, skały węglanowe. Towarzyszą im w północnej części Rudaw Janowickich smużyste amfibolity oraz wykazujące podobną teksturę skały wapienno-krzemianowe; podobne skały pod nazwą rogowików wapienno-krzemianowych są wydzielane przez geologów czeskich. Leżąca wyżej grupa amfibolitu zawiera liczne składniki, pochodzące na pewno ze skał wulkanicznych żyłowych czy pyroklastycznych, na co wskazują już obserwacje

G. Berga (1912a i b), jak i nowsze badania J. Teisseyre'a (1968a, b). Ten zespół skalny wydaje się odpowiadać tzw. kompleksowi wulkanicznemu geologów czeskich, wieku górnosylurskiego.

Obok tych niewątpliwych analogii można wykazać istnienie szeregu różnic między ujęciami geologów czeskich, a profilami zestawionymi przez G. Berga. Przede wszystkim nieporównywalne są miąższości zespołów o podobnej litologii, dalej podkreślić należy, że charakterystyczne zespoły litologiczne, mające według geologów czeskich znaczenie przewodnie, jak np. soczewki skał węglanowych, pojawiają się w profilach litologicznych G. Berga raz wyżej, raz niżej; zastrzeżenia też budzić może fakt, że niewiele skał porównywanych profilów jest wyróżnionych pod identycznymi nazwami.

Przeciwko paralelizacji można wysunąć inne jeszcze obiekcje: znaczony przez G. Berga, E. Dathego (1940) uskok na mapie w okolicach Opawy, rozgranicza według tego autora „łupki krystaliczne” od innego zespołu skalnego wydzielanego w dawniejszych pracach tego badacza jako „formacja łupków zielenicowych” (Berg 1912b, str. 162) bądź też „łupki staropaleozoiczne” (Berg 1938, Berg, Dathe 1940). Wszystkie wymienione wątpliwości wzięto pod uwagę przy studiach mających określić następstwo warstw skalnych w metamorfiku Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, mających stanowić podstawę nowego schematu litostratygraficznego.

Szczegółowe petrograficzne badania porównawcze zespołów skalnych „grupy łupku łyszczkowego”, „grupy amfibolitu” a także „grupy gnejsu pacyńskiego”, wydzielonych przez G. Berga (1912b), ze skałami sylurskimi Gór Rychorskich, południowych Karkonoszy, okolic Żelaznego Brodu oraz Jesztetu, pozwoliły stwierdzić daleko idące analogie litologiczne obydwu zespołów. Wyniki badań własnych uzupełniono materiałem obserwacyjnym, zawartym w pracach geologów czeskich, a w szczególności J. Chaloupsky'ego (1958, 1965) i F. Fediuka (1953, 1962). Zestawienie tych obserwacji prowadzi do wniosku, że w niektórych przypadkach dość duże rozbieżności między nazwami stosowanymi przez G. Berga a określeniami geologów czeskich mają swoje źródło w nieprecyzyjnie ustalonym po dziś dzień nazewnictwie skał metamorficznych, zależnym w dużej mierze od lokalnych zwyczajów i tradycji, nie zaś od zasadniczych różnic petrograficznych obu porównywanych zespołów skalnych. Ich daleko idące podobieństwo wynika nie tylko z analogicznego składu mineralnego podobnych ogniw litologicznych, lecz także z charakteru struktur, tekstur i to zarówno blastycznych, jak i reliktowych. Dało się również stwierdzić podobną kolejność blastezy poszczególnych składników skalnych. Te dość ogólnikowe stwierdzenia

nia znajdują pełniejsze odbicie w większej pracy, przygotowywanej obecnie do druku. Badania porównawcze potwierdziły również postulowaną od dawna petrograficzną tożsamość gnejsów karkonoskich i towarzyszących im skał paragnejsowo-łupkowych z „grupą gnejsów kowarskich”.

Szczegółowe badania tektoniczne połączone ze skartowaniem szeregu wycinków terenu, jak na razie nie ukończonym, wydają się potwierdzać przypuszczenie, że miąższości podane w profilach litologicznych G. Berga są znacznie przecenione. Błąd ten powstał, jak się wydaje, przez odczytywanie miąższości poszczególnych ogniw litologicznych z mapy sporządzonej przez tego autora, a nie uwzględniającej wielu komplikacji tektonicznych diskutowanego obszaru. Obecność w niektórych skałach intensywnego fałdowania o typie izoklinalnym może też zniekształcać znacznie ich miąższość w obrazie intersekcyjnym. Z błędnej miąższości zespołów skalnych dokonanej przez G. Berga zdawano sobie sprawę już dawniej. Na przykład H. Cloos (1925) wskazywał na intensywne w wielu miejscach sfałdowanie izoklinalne skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, a M. Schwarzbach (1943) pisze o zbyt dużej miąższości, którą G. Berg przypisuje skałom amfibolowym tych pasm górskich. Właściwa ocena miąższości poszczególnych ogniw litologicznych diskutowanego zespołu skalnego jest ze względu na wymienione komplikacje bardzo trudna i może być w obecnym stanie wiedzy określona tylko w sposób bardzo przybliżony. W podanych niżej opisach profiliów wybranych jako typowe, miąższości określone są na podstawie następujących metod. Pierwszą metodą określenia miąższości jest odczyt z obrazu intersekcyjnego mapy geologicznej, po przeprowadzeniu redukcji na kąt upadu i kąt nachylenia stoku. Pomiaru te były wykonywane wielokrotnie na jednym i tym samym ogniwie litologicznym w co najmniej siedmiu przekrojach wybranych w miejscach mało zaburzonych tektonicznie. Odrzucano wyniki skrajne, a z pozostałych wartości wyznaczano średnią arytmetyczną. Drugą metodą było określanie miąższości na podstawie szacunku tej wartości w specjalnie zaprojektowanych profilach szurfowych, wyzna-

czonych w miejscach, gdzie należało się spodziewać charakterystycznych zmian w litologii badanych zespołów skalnych, a jednocześnie mało skomplikowanym tektonicznie. Na ogół wyniki otrzymywane obydwoma metodami były dość zbieżne. W opisywanych niżej profilach litologicznych podawano z reguły uzyskaną średnią miąższość wydzielonych jednostek, a w niektórych przypadkach wartość średnią i minimalną. Wyjątkiem były wkładki soczewkowego kształtu, przy których uwzględniono maksymalną i minimalną wartość, tzn. zerową.

Przeprowadzona przez G. Berga niewłaściwa ocena stosunków tektonicznych doprowadziła do jeszcze jednego błędnego założenia w skonstruowanych przez tego badacza profilach litologicznych. Szczegółowa analiza obrazu intersekcyjnego map geologicznych nasuwa wnioski, że powtarzanie się niektórych typów litologicznych w diskutowanych profilach nie jest pierwotnym zjawiskiem sedymentacyjnym, ale rezultatem przełałowania całego zespołu skalnego w postaci szeregu łusek czy też fałdów leżących.

Zaproponowany przeze mnie schemat litologiczno-stratygraficzny został oparty zarówno na niezdeaktualizowanym materiale obserwacyjnym, zawartym w dotychczasowej literaturze, jak i na opublikowanych tylko częściowo rezultatach własnych badań. Zarówno przyjęta przeze mnie nomenklatura, jak i też sposób definiowania jednostek litologicznych jest oparty możliwie najściślej na zleceniach Międzynarodowej Podkomisji do Spraw Nomenklatury Stratygraficznej, przyjętych na XXI sesji Kongresu Geologicznego w Kopenhadze, w takim stopniu w jakim stosowanie tych dość formalistycznych reguł było w przypadku skał metamorficznych możliwe i celowe. Staralem się przy tym zachować jak najwięcej dawnych nazw w przypadku, gdy dało się je redefiniować w sposób nie budzący wątpliwości co do ich istotnej treści zawartej w pierwotnym znaczeniu tych nazw. Tego rodzaju postępowanie wydaje się być celowe nawet jeżeli nie jest zupełnie poprawne od strony formalnej, ponieważ ostatnio w wiedzy geologicznej o Sudetach nadmiar nowych terminów powoduje szereg nieporozumień.

NOWY SCHEMAT LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

Jak już wspomniano, skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego stanowią jedynie część większego i bardzo niejednorodnego zespołu skał metamorficznych, otaczających waryscyjski pluton granitowy Karkonoszy. Zespół ten został nazwany przez M. Ma-

škę (1954) karkonosko-izerską serią metamorficzną, którą to nazwę proponuję zmienić na „kompleks karkonosko-izerski”, aby dostosować ją do przyjętych wyżej hierarchii jednostek litologiczno-stratygraficznych.

Kompleks karkonosko-izerski wykazuje na

terenie Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego duży stopień zróżnicowania wewnętrznego, co usprawiedliwia jego podział na szereg mniejszych jednostek. Na podstawie opublikowanych dotychczas badań, a w szczególności obszernie dyskutowanych profilów litologicznych G. Berga, jak również moich własnych obserwacji, można wyróżnić trzy większe jednostki litologiczne. Pierwsza z nich odpowiada w przybliżeniu „grupie amfibolitu” oraz „grupie gnejsu paczyńskiego” G. Berga, czy też „serii Leszczyńca” M. i J. Szałamachów lub „serii amfibolitowo-gnejsowej” J. Oberca, zawiera przede wszystkim produkty metamorfozy skał wulkanicznych piroklastycznych i żyłowych, będąca w przybliżeniu odpowiednikiem „grupy łupku łyszczkowego” G. Berga i „serii Niedamirowa” M. i J. Szałamachów, zawiera produkty metamorfozy skał osadowych klastycznych i węglanowych; w jej stropie dość znaczna jest domieszka materiału piroklastycznego. Trzecia, składająca się w głównej mierze z gnejsów, jest odpowiednikiem „grupy gnejsu kowarskiego” G. Berga (1912b), „serii kowarskiej” bądź „karkonoskiej” M. i J. Szałamachów (1958, 1966, 1968). Dwa pierwsze z wymienionych zespołów skalnych łączy wspólna cecha: osiągnięty przez te skały stopień metamorfizmu nie zatarł szeregu pierwotnych cech skał wyjściowych. Staranna analiza reliktowych struktur, tekstur a nawet obecnego składu mineralnego może w wielu wypadkach pozwolić na ustalenie pierwotnego charakteru materiału skalnego. Natomiast w przypadku gnejsów kowarskich rekrytalizacja posunięta jest tak daleko, że w olbrzymiej większości wypadków rekonstrukcje takie są niemożliwe. Dlatego też postanowiłem dwa pierwsze zespoły w przyjętym schemacie przeciwstawić trzeciemu. Ogólny podział kompleksu karkonosko-izerskiego na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przedstawia się następująco:

Grupa Rudaw Janowickich
 Formacja wulkanitów z Leszczyńca
 Formacja łupków z Czarnowa
 Grupa gnejsów z Kowar.

GRUPA RUDAW JANOWICKICH

Formacja wulkanitów z Leszczyńca. Duża ta jednostka litostratygraficzna odpowiada „grupie amfibolitu” i „grupie gnejsu paczyńskiego” G. Berga (1912b), „serii Leszczyńca” wraz z zieleńcami zaliczanymi do „serii Niedamirowa” w ujęciu M. i J. Szałamachów (1958) lub „strefie” bądź „serii” amfibolitowo-gnejsowej w ujęciu J. Oberca (1960 oraz 1968, in: „Budowa Geologiczna Polski”). Określeń G. Berga należy zaniechać ponieważ rozbijają one ze względów czysto formalnych tę jednostkę na dwie części. Nazwa nadana przez M. i J. Sza-

łamachów, jakkolwiek nieformalna, ma prawo priorytetu. Proponuję tylko termin „seria” zastąpić terminem „formacja” oraz dodać określenie podające charakter genetyczny skał w niej przeważających. Jako skrót nazwy „formacja wulkanitów z Leszczyńca” proponuję „formacja z Leszczyńca”, a jako jej odpowiednik nieformalny „formacja wulkanitów”.

Zespół zmienionych skał wulkanicznych i towarzyszących im skał piroklastycznych i żyłowych czy hypabysalnych, zwany formacją wulkanitów z Leszczyńca, ma szerokie rozprzestrzenienie wzdłuż wschodnich stoków Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, rozciągając się od odcinka rzeki Bóbr w okolicach Ciechanowic na północy, aż po granicę państwa na południe od Niedamirowa. Pochodzenie tych skał zostało wyjaśnione do pewnego stopnia już przez badania G. Berga (1912b), który opisał liczne struktury reliktowe. Moje ostatnie badania potwierdziły zasadnicze wnioski tego autora, uzupełniając je szeregiem nowych szczegółów. Wielką pomocą w prawidłowej interpretacji genezy tych skał, których główne minerały skałotwórcze są często wykształcone bardzo drobnoziarniście, są badania geochemiczne W. Narębskiego (1968). Wyniki oznaczeń chemicznych W. Narębskiego (*op. cit.*) oraz ich interpretacja podana przez tego autora, wskazują że skały o charakterze geochemicznym należące do formacji wulkanitów z Leszczyńca odpowiadają asocjacji spilitowo-keratofirowej typowej dla wulkanizmu inicjalnego. Rezultaty badań geochemicznych są zbieżne z wynikami mikroskopowych opracowań tych skał podanych w dwu moich ostatnich publikacjach dotyczących tego zespołu skalnego (J. Teisseyre 1968b, c).

Rozciągłość wychodni formacji z Leszczyńca wynosi około 24 km. Jest sprawą dość oczywistą, że zespół skalny, a zwłaszcza powstały z metamorfozy skał wulkanicznych, piroklastycznych, hypabysalnych i żyłowych, rozwinięty na tak wielkiej przestrzeni, musi wykazywać znaczną zmienność. Wybór okolic Leszczyńca do określenia nazwy tej jednostki wydaje się być celowy z wielu względów. Po pierwsze nazwa mająca już pewną tradycję znajdzie swoje formalne uzasadnienie. Po drugie okolice Leszczyńca, leżące na pograniczu Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wykazują szczególną szerokość wychodni formacji wulkanitów. Skały występujące na tym obszarze łączą pewne cechy charakterystyczne dla jej rozwoju na obszarach położonych dalej na północ, jak i na południe. Rozpatrzmy zatem bliżej profil skał formacji Leszczyńca wzdłuż doliny potoku Świdnika, począwszy od Szarocina aż po Ogorzelec.

W okolicy Szarocina występuje zespół skalny, zaliczony przez G. Berga do gnejsów Paczyna. Są to dość masywne gnejsy hornblendowe, wśród których tkwią niewielkie ciała skał

o charakterze metadiabazów, metagabr bądź też skał pochodzących niewątpliwie z zasadowych skał żyłowych czy wulkanicznych, zmienionych w skały zielencowe o zatartych pierwotnych cechach strukturalnych. W dolnej części gnejsów paczyńskich o miąższości około 600 m przeważają skały o typie keratofirów kwarcowych i mikrogranitów kwarcowo-albitowych o strukturze granofirowej, przemieszanych z ciemniejszymi skałami bogatymi w hornblendę bądź też chloryt i epidot. Daje to stopniowe przejście do skał określonych przez G. Berga jako amfibolity kwarcowe z żyłami „porfiroidów”. Jak wykazały bliższe badania, ten zespół skalny o niewątpliwie przewadze ciemnych skał pochodzenia żyłowego bądź wulkanicznego wykazuje skład litologiczny o wiele bardziej skomplikowany niż sądził to G. Berg. Wyróżniłem w nim obok skał o charakterze metabazaltów, zawierających miarole wypełnione kwarcem, i porfiroidów, skały dające się sklasyfikować jako metadiabazy, łupki zielencowe, chlorytowe czy aktynowolity. Miąższość całego zespołu należy określić na 600—800 m przy odczycie miąższości wprost z mapy bez uwzględnienia zaburzeń tektonicznych, których charakter na tym odcinku jest trudny do ustalenia.

„Amfibolity kwarcowe” są ograniczone od północnego zachodu zespołem należącym do gnejsów paczyńskich, rozwiniętych podobnie jak opisane uprzednio, przy czym szczególnie dużą rolę odgrywają w tej partii gnejsy hornblendowe. Graniczy z nimi od północnego zachodu zespół ciemnych skał wulkanicznych, określanych przez G. Berga jako amfibolity masywne. Skały te budują łańcuch wzgórz na południowy zachód od doliny Świdnika — Szeszynie 690 m, Zieloną Skałę 675 m. Głównym typem skalnym są tu metadiabazy o bardzo dobrze zachowanych strukturach reliktowych. Miąższość zespołu ciemnych metawulkanitów ocenić można na 200 do 250 m. Graniczy on od północnego zachodu z gnejsami paczyńskimi, których szerokość wychodni wynosi w tej partii około 600—700 m. Kontakt tych skał z ciemnymi metawulkanitami jest dobrze odsłonięty w jednym z przekopów kolejowych na północny zachód od Leszczyńca. Można tam obserwować wielokrotną alternację ciemnych skał o charakterze metadiabazów, łupków chlorytowych itp. z jasnymi skałami złożonymi prawie wyłącznie z kwarcu i albitu, z reguły wykazujących objawy silnej kataklazy. Profil ten, opisany przez G. Berga (1912), był przez niego interpretowany jako rezultat iniekcyjnego wnikania magmy granitowej w amfibolity. Ostatnio obserwacje G. Berga były reinterpretowane jako rezultat migmatytyzacji (Szalamachowie 1968) bądź granityzacji (Oberc 1960) „serii amfibolity”. Wyniki niepublikowanej pracy L. Seredy-Porębskiej (1960), potwierdzone ostatnio przez moje własne badania wskazują, że

w profilu dyskutowanego przekopu kolejowego mamy do czynienia z epimetamorficznymi skałami pochodzenia żyłowego, wulkanicznego bądź piroklastycznego (zachowane struktury relikto-we), które lokalnie uległy silnej kataklazie. Obserwacje te trudno pogodzić zarówno z koncepcją migmatytycznego, jak i granityzacyjnego pochodzenia tych skał. Bardziej prawdopodobne wydaje się, że obserwowany w przekopie kolejowym na północny zachód od Leszczyńca zespół skalny jest rezultatem pierwotnej alternacji na przemian jasnych i ciemnych skał wulkanicznych piroklastycznych i zapewne żyłowych.

Skały położone bardziej na północny zachód od opisanej strefy przejściowej, znane przede wszystkim z licznych przekopów kolejowych oraz wciniek drogowych, reprezentują przede wszystkim łupki amfibolowe często o prazynitowym charakterze, z podrzędnymi wkładkami łupków stilpnomelanowych², zielencowych, keratofirów i metadiabazów. Kontakt tego zespołu z łupkami łyszczykowymi jest, jak się wydaje, tektoniczny.

Opisany profil odcinka doliny Świdnika między Szarocinem a Ogorzelcem mógłby być charakterystycznym profilem przez formację wulkaniczną Leszczyńca, gdyby nie zachodziły uzasadnione obawy, że istniejące komplikacje tektoniczne spowodowały wielokrotne powtarzanie się w nim identycznych ogniw litologiczno-stratygraficznych. Należy przede wszystkim zwrócić uwagę na fakt, że powtarzają się w tym profilu trzykrotnie skały należące do gnejsów paczyńskich i tę samą ilość razy powtarzają się ciemne skały metawulkaniczne. Poszczególne powtarzające się zespoły wykazują dość duże podobieństwo litologiczne. Niewielkie stosunkowo różnice występujące między nimi mogą mieć swoje źródło w składzie pierwotnego materiału skalnego, jak też w warunkach przemian metamorficznych, zależnych w tym zespole skalnym w dużym stopniu od lokalnych deformacji tektonicznych. W przypadku gdybyśmy przyjęli trzykrotną alternację gnejsów paczyńskich oraz ciemnych skał wulkanicznych jako efekt powtarzających się trzykrotnie cykliw intruzywno-effuzywnych, miąższość takiego kompleksu należałoby określić na 2500 do 3500 m, co wydaje się mało prawdopodobne. Hipoteza, że deformacje tektoniczne nie miały zasadniczego wpływu na pozorne następstwo i miąższość skał formacji Leszczyńca, w świetle powyższych obserwacji i uwag wydaje się być co najmniej trudna do przyjęcia.

Zgodnie z powyższymi przesłankami schemat litologiczno-stratygraficzny formacji wulkanicznej z Leszczyńca można przyjąć następująco (fig. 8).

² Stilpnomelan w tych skałach nie został dotychczas zbadany rentgenograficznie.

I — Gnejsy paczyńskie: gnejsy albito-hornblendowe, zawierające nieregularne masy metadiabazów i metagabr. Te ostatnie skały szczególnie dobrze rozwinięte w okolicy miejscowości Paczyn, podrzędne żyły keratofirów, keratofirów kwarcowych, mikrogranitów albitowych wraz z gniazdami i żyłami kwarcowymi i kwarcowo-albitowymi oraz dużymi masami kataklastycznych gnejsów albitowo-kwarcowych, mają szczególne znaczenie w spągowej części zespołu. Ogólna miąższość ponad 600 m.

II — Ogniwu zasadowych metawulkanitów: granica z leżącymi wyżej gnejsami paczyńskimi jest przejściowa. Jest to kilkadziesiąt do kilkuset metrów gruby zespół alternujących skał, należących do gnejsów paczyńskich bądź też reprezentujących wulkaniczne skały przeważnie o charakterze zasadowym. Główną masę tego ogniwu stanowią zasadowe metawulkanity, których dobrze zachowane w wielu miejscach struktury reliktowe pozwalają sklasyfikować jako metadiabazy i metabazalty. Grubiej ziarniste odmiany, stanowiące przejście do metagabr, są rzadkie. Stosunkowo nieliczne są też żyły keratofirów kwarcowych. Skały te alternują z łupkami zieleńcowymi — amfibolowymi, prazynitami, łupkami chlorytowymi i amfibolitami albitowymi, stanowiącymi częściowo zapewne produkt silnego mechanicznego złupkowania metawulkanitów masywnych, częściowo zaś niewątpliwie zmetamorfizowane tufy wymienionych skał. Rola metatufitów wydaje się wzrastać ku spągowi tego ogniwu. Miąższość metawulkanitów jest dość zmienna; jej wartość minimalną można określić na około 250 m, średnią na około 500 m, maksymalną wartością, na pewno nigdzie nie przekroczoną, jest 800 m.

Formacja z Leszczyńca, pomimo swej znacznej miąższości i dużej zmienności litologicznej budującego ją zespołu skał, jest jednostką genetycznie dość jednorodną. Poza niewielkimi soczewkami wapieni lub łupków chlorytowo-węglanowych nie występują tu żadne skały osadowego pochodzenia, nie licząc oczywiście proklastów. Dość jednolity genetycznie zespół skalny, w połączeniu z niewielką na ogół rozciągłością poziomą poszczególnych wyróżniających się odmian, powoduje, że zespół ten o dość dużej miąższości jest trudny do dokładniejszego rozpozniowania. Na tak wielkim obszarze, na jakim ta jednostka występuje, musi zaznaczyć się pewna zmienność lokalna, dlatego też wydaje się prawdopodobne, że w pewnych regionach można będzie wykazać obecność jakiegoś charakterystycznego typu litologicznego, którego zasięg poziomy będzie na tyle szeroki, że umożliwi dokonanie lokalnego bardziej szczegółowego podziału tej jednostki. Już przy obecnym stanie badań można sugerować, że występujące między Wieściszowicami a Raszowem łupki kruszczońskie mogą stanowić taki właśnie charakterystyczny horyzont, nadający się do przeprowadzenia lokalnego podziału.

Omawiając kwestię regionalnej zmienności formacji wulkanicznej z Leszczyńca nie sposób pominąć problemu stosunku jej zespołu skalnego do tzw. zieleńców z Niedamirowa. Moim zdaniem, zieleńce te stanowią po prostu dalszy ciąg niższego ogniwu dyskutowanej formacji. Prace porównawcze nie wykazują żadnej odęb-

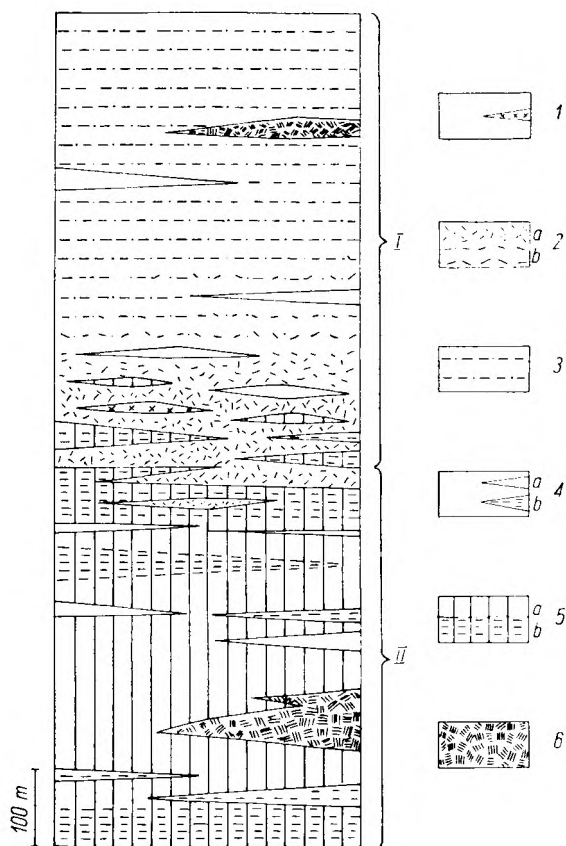


Fig. 8

Profil formacji wulkanicznej z Leszczyńca

I — gnejsy paczyńskie, II — ogniwu zasadowych metawulkanitów, 1 — mikrogranity albitowe, 2 — a — kataklastyczne gnejsy kwarcowo-albitowe, b — kataklastyczne gnejsy, przejście do gnejsów hornblendowych, 3 — gnejsy hornblendowe, 4 — a — masywne keratofiry, b — keratofiry złupkowane, tufy keratofirowe i łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe, 5 — a — metabazalty i metadiabazy masywne lub prawie masywne, b — zieleńce, łupki amfibolowe, amfibolity albitowe, 6 — metagabra (amfibolity zoizytowe i paczyńskie)

Profile of the volcanic formation of Leszczyńca

I — Paczyn gneisses, II — member of the basic metavolcanites, 1 — albite microgranites, 2 — a — cataclastic quartz-albite gneisses, 3 — cataclastic gneisses passing into hornblende gneisses, 4 — a — massive keratophyres, b — schistose keratophyres, keratophyre tuffs and quartz-albite-chlorite shales, 5 — a — metabasalts and massive or almost massive metadiabases, b — greenstones, amphibole shales, albite amphibolites, 6 — metagabbros (zoisite and Paczyn amphibolites)

ności zespołu skalnego opisywanego tradycyjnie jako zieleńce lub też łupki zieleńcowe w stosunku do skał formacji z Leszczyńca. Podobne analogie zauważył już G. Berg (1908, 1912b), który odrębność skał opisywanych jako zieleńce widział w ich pozycji tektonicznej. Ich występowanie w okolicy Niedamirowa łączył on z bliżej nieokreśloną strukturą opisywaną jako blok (Scholle), mając na pewno na myśli formę zrębową (Berg 1912b). Koncepcja ta, będąca w pełnej harmonii z poglądami jej autora w kwestii tektoniki Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego nie znajduje potwierdzenia w praktyce. Brak też dowodów, że wzdłuż granicy między zieleńcami okolic Niedamirowa a grupą amfibolitu (*sensu* Berg) biegnie duże nasunięcie, jak to sugerowały koncepcje O. Kodyma i J. Svobody (1948b). Natomiast przebiegający na południowy wschód od miejscowości Opawa uskoki jest jedną z wielu dyslokacji o kierunku NW-SE, zaburzających obszar południowej części Rudaw Janowickich oraz cały Grzbiet Lasocki i nic nie wskazuje, jakoby oddzielał on dwie różnowiekowe jednostki wyższego rzędu.

Z powyższych rozważań wypływa ważny wniosek, że formacja wulkanitów z Leszczyńca stanowi zapewne przedłużenie tzw. „wulkanicznego kompleksu” w terminologii geologów czeskich znanego z Gór Rychorskich (Kodym & Svoboda 1949a, Tasler 1950, Dudek, Fediuk 1954, Fediuk 1958), stanowiąc prawdopodobnie jego odpowiednik wiekowy, to znaczy należy do najwyższego syluru. Sugestie takie wysuwałem już uprzednio (J. Teisseyre 1968b, c), opierając się na uderzających analogiach litologicznych metawulkanitów górnego syluru z okolic Żelaznego Brodu, a przede wszystkim Gór Rychorskich. Obecnie uzyskały one szerszą podbudowę w badaniach regionalnych. Wspomnieć należy, że tak zwane kataklastyczne granity albitowe okolic Bituchowa koło Żelaznego Brodu (Fediuk 1953), są zaliczane przez niektórych geologów czeskich do dolnego dewonu. Ich podobieństwo litologiczne do niektórych przynajmniej odmian gnejsów paczyńskich jest bardzo wyraźne (J. Teisseyre 1968b, c). Jest zatem nie wykluczone, że gnejsy paczyńskie, stanowiące wyższe ogniwo formacji z Leszczyńca, są jeszcze młodsze i reprezentują dolny dewon.

Formacja z Leszczyńca graniczy od południowego wschodu wzdłuż całej rozciągłości swojej wychodni ze zlepieńcami kulmu. Przebieg granicy w intersekcji jest bardzo skomplikowany i, jak się wydaje, jest on w dużym stopniu zaburzony przez uskoki poprzeczne bądź skośne. Wydaje się, że na niektórych przynajmniej odcinkach przebiega ona wzdłuż dyslokacji, rozwijających się współcześnie z sedymentacją kulmu, podobnie jak to zostało udowodnione ostatnio dla północnej granicy kulmu niecki śródsudeckiej przez A. K. Teisseyre'a (1968)

oraz dla tej granicy w rejonie Ciechanowice przez A. K. i J. Teisseyre'a (1969).

Granica zachodnia i północno-zachodnia formacji wulkanitów z Leszczyńca przebiega wschodnimi zboczami Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Wzdłuż całej rozciągłości wychodni skał tej jednostki graniczą one z leżącą niżej formacją łupków z Czarnowa, której dokładną definicję i opis podam dalej. Kontakt ten w części północnej wydaje się być stopniowy i przejściowy, natomiast w środkowej i południowej części Rudaw Janowickich jest mniej lub bardziej wyraźnie tektoniczny. Dyslokacja na granicy obu jednostek litologicznych jest, jak się wydaje, w historii geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego zjawiskiem stosunkowo młodym, łączącym się prawdopodobnie z ruchami bretońskimi.

Północną granicę formacji wulkanitów z Leszczyńca stanowi uskoki śródsudecki, odgraniczający tę jednostkę od zieleńców górnego kambru Gór Kaczawskich.

Formacja łupków z Czarnowa. Ta duża jednostka litostratygiczna odpowiada w przybliżeniu wydzielonej przez G. Berga (1912) „grupie łupku łyszczkowego” czy też wprowadzonej przez M. i J. Szałamachów (1958) „serii Niedamirowa”, ale raczej w nowym znaczeniu nadanym przez tych autorów w ich późniejszych pracach (Szałamachowie 1966, 1968). Ten sam zespół skalny nazwałem (J. Teisseyre 1968a) „serią Rudaw Janowickich-Snieżki”. Nazwa ta nie wydaje się być trafna, co już wykazałem wyżej. W podziale skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego J. Oberca, brak jest odpowiednika dla wyróżnionego tu zespołu. Nazwa nadana przez G. Berga, eksponująca jedynie litologiczny charakter budujących ją skał, nie jest odpowiednia. Tak samo, z innych jednak przyczyn, nie wydaje się być trafny termin wprowadzony przez M. i J. Szałamachów. Określał on początkowo niewielki zespół skalny w południowej części Grzbietu Lasockiego. Wydaje się zatem celowe, aby rewizję zawartą w ostatnich pracach M. i J. Szałamachów, polegającą na znacznym rozszerzeniu jej zasięgu oraz na pewnych przesunięciach jej dolnej a zwłaszcza górnej granicy, którą postuluję w niniejszej pracy, połączyć ze zmianą nazwy tej jednostki. Jest to tym bardziej usprawiedliwione, że okolice Niedamirowa nie wydają się być szczególnie charakterystyczne dla skał tej jednostki.

Zbudowana głównie z łupków łyszczkowych i fyllitów formacja z Czarnowa rozciąga się od przełomowej doliny Bobru na odcinku między Janowicami Wielkimi a zachodnim skrajem wsi Ciechanowice na północy, ciągnąc się wzdłuż grzbietu głównego Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, aby na południe od szczytu Łysocina (1187 m) przeciąć granicę państwową z Czechosłowacją. Ogólna rozciągłość

wychodni tej jednostki przekracza 22 km. Zespół skalny występujący na tak wielkim obszarze musi oczywiście wykazywać pewną zmienność. Wybierając jako miejsce lokalizacji profilu typowego dla tej jednostki okolice Czarnowa, kierowałem się następującymi względami. Na obszarze tym sposób wykształcenia dyskusowanego zespołu skalnego łączy pewne charakterystyczne cechy rozwojowe specyficzne dla jej części północnej i południowej. Ponadto w okolicach Czarnowa nie zaobserwowano intensywnych deformacji tektonicznych, których wyraźne przejawy silnie zaburzają wszystkie ogniwa tej formacji prawie na całym obszarze jej występowania. Z tych względów wybrano pasma wzgórz otaczające od północy i od południa wieś Czarnów, jako miejsce opisanego niżej profilu typowego jednostki litologiczno-stratygraficznej, zwanej dalej „formacją łupkową z Czarnowa”. Jako odmianę skróconą tej nazwy należy uważać „formację z Czarnowa”, natomiast określenie „formacja łupkowa” ma charakter nieformalny.

Profil typowy formacji łupkowej z Czarnowa określono głównie na podstawie obserwacji w dwu ciągach sztucznych wkopów. Pierwszy z nich przebiegał od szczytu Wołkowyji (773 m) po Bobrzak (838 m), obejmując oprócz skał formacji z Czarnowa także część zespołu skalnego jednostek sąsiednich. Ciąg drugi uzupełniający, rozpoczynał się około 250 m na WN od starej kopalni arsenu, ciągnąc się dalej w kierunku WNW na przestrzeni około 600 m.

Uzyskany z powyższych prac ziemnych, a uzupełniony obserwacjami z najbliższych odkrywek, obraz następstwa ogniw litologicznych jest następujący (fig. 9).

IV — Górne amfibolity smużyste „Oberer Dioritschiefer” (Websky 1853), „Oberer Diopsid-führender Amphibolit” (Berg 1912b), „amfibolity wyższe” (J. Teisseyre 1968a). Ciemno zabarwione skały o wyraźnej alternacji lamin, prawie czarnych, złożonych głównie z hornblendy oraz lamin szarozielonych, bogatych w krzemiany wapienne. To ogniwo litologiczne zawiera miejscami wkładki skał wapienno-krzemianowych. Miąższość górnych amfibolitów smużystych w okolicach Czarnowa wynosi około 30 m; rośnie ona ku północy, osiągając w profilu Bobru około 300 m. Na południe od Czarnowa skały tego ogniwa zanikają.

III — Górne łupki łyszczykowe z leptynitami (górne łupki i paragnejsy — J. Teisseyre 1968a). Szare, na ogół dość bogate w kwarc, łupki łyszczykowe wykazujące miejscami strukturę perełkową wskutek intensywnego rozwoju kulistych blastów albitu. Podścielają je leptynity dość masywne o oddzielności płytkowej złożone z kwarcu, skalenia potasowego i zmienionych ilości łyszczyku jasnego. Leżące niżej łupki łyszczykowe wykształcone są podobnie, jak

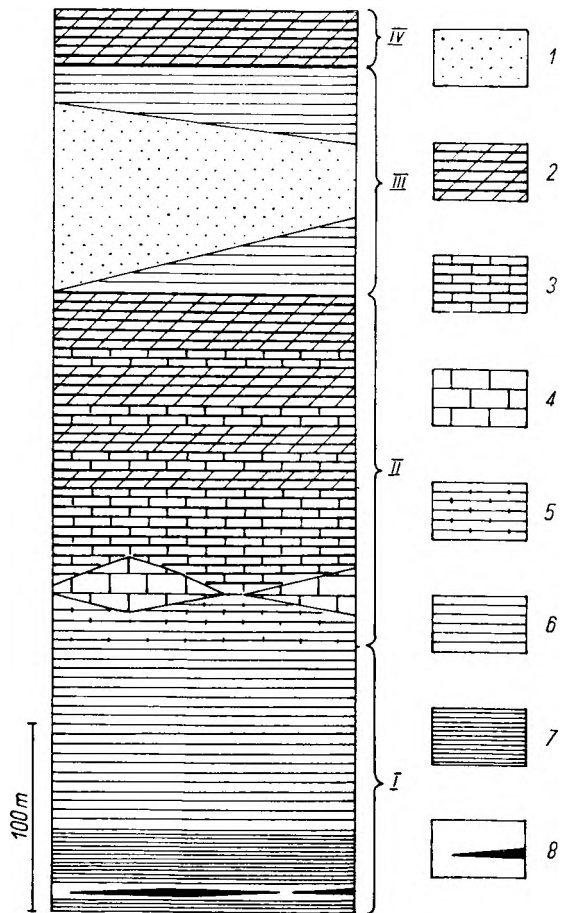


Fig. 9

Profil formacji łupkowej z Czarnowa

I — dolne łupki łyszczykowe (z wkładkami łupków grafitowych), II — dolne amfibolity smużyste (z marmurami), III — górne łupki łyszczykowe (z leptynitami), IV — górne amfibolity smużyste, 1 — leptynity, 2 — amfibolity smużyste, 3 — skały wapienno-krzemianowe, 4 — marmury, 5 — łupki łyszczykowo-węglanowe, 6 — łupki łyszczykowe, 7 — łupki grafitowe, 8 — kwarcyty grafitowe

Profile of the schist formation of Czarnów

I — lower mica schists (with intercalations of graphite schists), II — lower striped amphibolites (with marbles), III — upper mica schists (with leptynites), IV — upper striped amphibolites, 1 — leptinites, 2 — striped amphibolites, 3 — calc-silicate rocks, 4 — marbles, 5 — calc-mica schists, 6 — mica schists, 7 — graphite schists, 8 — graphite quartzites

opisane w stropie tego ogniwa. Miąższość tego ogniwa w profilu typowym wynosi około 120 m.

II — Dolne amfibolity smużyste z marmurami. W stropie tego zespołu spotykamy amfibolity smużyste, zupełnie podobne do opisanych w punkcie IV, różniące się jedynie ilością wkładek skał wapienno-krzemianowych, które są tu o wiele częstsze. Wkładek skał wapienno-krzemianowych przybywa ku partiom spagowym tego ogniwa. W partiach tych występują soczewki marmurów, na ogół wyraźnie dolomitycznych i miejscami zawierających znaczną

domieszkę krzemianów wapnia i magnezu. W spągowej części tego zespołu spotyka się wkładki łupków łyszczykowych bądź łyszczykowo-węglanowych do kilku, a miejscami kilkunastu metrów miąższości. Miąższość tego ogniwa w profilu typowym wynosi około 180 m.

I — Dolne łupki łyszczykowe z wkładkami łupków grafitowych. Opisany wyżej zespół łączy się z dolnymi łupkami łyszczykowymi ciągłym przejściem. Miejscami w partiach granicznych rozwijają się wspomniane wyżej łupki łyszczykowo-węglanowe. Dolne łupki łyszczykowe różnią się na ogół od wyżej opisanych ciemniejszą barwą. Powoduje ją domieszka pigmentu grafitowego, którego zawartość rośnie ku spągowi tego ogniwa. W partiach spągowych obecne są czarne łupki grafitowe, zawierające cienkie soczewki kwarcytów grafitowych. Miąższość tego ogniwa w profilu typowym wynosi około 150 m.

Summaryczną miąższość formacji łupkowej z Czarnowa w profilu typowym ocenić można na około 480 m. Miąższość ta, jak się wydaje, może wahać się w szerokich granicach.

Granica formacji łupkowej z Czarnowa z leżącą niżej grupą gnejsową ma prawdopodobnie charakter przejściowy. Lokalne niezgodności kątowe mają, moim zdaniem, wtórny charakter tektoniczny i lokalny zasięg. Zjawiska te uwarunkowane są różnicą kompetencji sąsiadujących zespołów skalnych.

Wielka rozciągłość wychodni formacji łupkowej z Czarnowa powoduje wyraźne różnice w rozwoju litologicznym poszczególnych obszarów. Obecny stan wiedzy o petrografii tej jednostki litologiczno-stratygraficznej pozwala stwierdzić, że są one wywołane przede wszystkim zróżnicowaniem litologii pierwotnego materiału skalnego, chociaż wpływ czynników wywołujących metamorfizm na tak wielkim obszarze musiał być także niejednakowy. Obecnie obserwowana zmienność jest rezultatem oddziaływania obydwu tych czynników. Przykładowo można podać, że na północ od uznanych za typowe okolic Czarnowa bardzo silnie rozwinięte są górne amfibolity smużyste, a w ogniwie łupków łyszczykowych silnie rozwinięte są leptynity, kontaktujące w rejonie Miedzianki i Mniszkowa bezpośrednio z dolnymi amfibolitami smużystymi. Natomiast na północ od Grzędzin zanikają marmury na korzyść silnie w tym regionie rozwiniętych amfibolitów smużystych oraz skał wapienno-krzemianowych. W północnej części Rudaw Janowickich wyraźnie zmniejsza się udział pigmentu grafitowego w ogniwie opisanym jako dolne łupki łyszczykowe z wkładkami grafitowymi. Wychodnia kwarcytów grafitowych towarzysząca tym skałom jest ścięta przez granit w regionie Mniszkowa i nie jest notowana dalej na północ.

Na północ od regionu Czarnowa zachodzą zmiany również w składzie litologicznym dy-

skutowanej jednostki. Zanika tam górny amfibolit smużysty. Leptynity, tworzące w północnej i środkowej części Rudaw Janowickich regularny horyzont, na południe od Czarnowa przechodzą w ciąg soczewek kwarcytów, bogatych w serycytowo wykształcony łyszczyk jasny. Zmiana charakteru litologicznego tych skał związana jest zapewne ze zmianą charakteru metamorfizmu. Odpowiednikiem dolnych amfibolitów smużystych na południe od Przełęczy Kowarskiej wydają się tak zwane amfibolity skaleniowe G. Berga (1912b) (Feldspat Amphibolite). Jak wykazały badania, są to w większości przypadków skały nie amfibolitowe, ale chlorytowe, zawierające zmienne ilości albitu i epidotu. W tym przypadku nie tylko czynniki metamorfozy, ale też materiał wyjściowy musiał być inny. Analizując cechy strukturalne, teksturalne, zespół minerałów skałotwórczych oraz stosunek do sąsiednich typów skalnych została wysunięta hipoteza, że skały te pochodzą z serii tufitowej, o zmiennym udziale materiału węglanowego (J. Teisseyre 1968a). Wydaje się, że amfibolity skaleniowe mają również pochodzenie piroklastyczne, jednak brak tutaj było większej domieszki węglanowej w materiale wyjściowym.

W przeciwieństwie do opisanych ogniw litologicznych, które w południowej części Rudaw Janowickich i w Grzbiecie Lasockim wykazywały znaczne zmiany litologiczne bądź też zupełnie zanikały, soczewki marmurów, a zwłaszcza łupki grafitowe z soczewkami kwarcytów grafitowych są dość stałym horyzontem i mogą być użyte do lokalnej korelacji.

Porównując omówiony schemat litostratygraficzny z próbą podziału tzw. „serii Rudaw Janowickich — Śnieżki”, zamieszczonej w mojej pracy (J. Teisseyre 1968a), łatwo wykazać istniejące między nimi analogie. Wątpliwości budzi tylko zaszeregowanie łupków łyszczykowych okolic Orliny do ogniwa „górných łupków i paragnejsów”. Ogólnie biorąc, budowę fałdu Orliny przedstawiono we wspomnianej pracy w sposób mogący budzić pewne wątpliwości, których źródła z resztą nie ukrywałem. Wydaje się, że pewne uzupełnienia obserwacji w przyszłości mogą się przyczynić do wyjaśnienia kwestii spornych dotyczących zarówno problemów strukturalnych tego wycinka, jak i przynależności skał budujących fałd Orliny. Kończąc tymi rozważaniami dyskusję nad regionalną zmiennością formacji łupkowej z Czarnowa, przechodzę do omówienia granic tej jednostki litologiczno-stratygraficznej.

Górna granica formacji łupkowej z Czarnowa została już wyżej omówiona. Granica dolna biegnie od wschodniego skraju miejscowości Janowice Wielkie wzdłuż doliny Miedzianego Potoku, dalej zachodnimi zboczami Małego Wołka, Wielkiego Wołka (877 m), Dziczkiej Góry (871 m) i Bielca nad Przełęcz Rudawską. Na

tym odcinku formacja z Czarnowa graniczy z granitem Karkonoszy. Od Przełęczy Rudawskiej skały formacji z Czarnowa graniczą z gnejsami grupy kowarskiej. Granica obu jednostek biegnie wschodnimi zboczami Skalnika (940 m), Bobrzaka (839 m), Rudnika (853 m) i przekracza następnie dolinę nie nazwanego prawobrzeżnego dopływu Jedlicy około 200 m na NW od Przełęczy Kowarskiej. Granicę formacji z Czarnowa z grupą gnejsową z Kowar można dalej prześledzić wzdłuż lewego zbocza doliny wspomnianego dopływu Jedlicy, aż po wschodni skraj miejscowości Podgórzyn. Dalej przebiega ona wschodnimi zboczami góry 941, w przybliżeniu równolegle do ciekę Jedlicy, a później jej prawobrzeżnego dopływu Jeleniej Strugi, osiągając łagodną siodłową przełęcz bez nazwy na SE od szczytu 941 m. Dalsze przeprowadzenie granicy między formacją z Czarnowa a gnejsami grupy kowarskiej jest trudniejsze. Nie wiadomo bowiem, do którego z tych dwu zespołów skalnych zaszeregować łupki, występujące na północnych zboczach Łysociny. Niewątpliwym wydaje się kontakt skał formacji łupkowej z Czarnowa z tzw. gnejsami z Małej Upy przebiegający wschodnimi zboczami Łysociny (1187 m) i przecinający granicę państwa około 350 m na S od jej szczytu. Dalszy przebieg granicy formacji łupków z Czarnowa ze skałami gnejsowymi można prześledzić na terytorium Czechosłowacji, gdzie również rozciąga się dalsza część wychodni tej grupy skalnej.

Na przedłużeniu wychodni formacji łupków z Czarnowa obserwujemy na terenie Czechosłowacji skały zaliczone przez geologów czeskich do syluru, częściowo być może do najwyższego ordowiku (por. Geologická Mapa ČSSR 1 : 200 000 list M-33-XVI, M-33-X oraz Geologická Mapa Krkonoskeho Nar. Par. 1 : 75 000 wraz z objaśnieniami). Analogie między profilami litologicznymi skał formacji łupkowej z Czarnowa a skałami staropaleozoicznymi kompleksu karkonoskiego (*sensu* Chaloupský) są łatwe do wykazania. Rozpatrując profil litologiczny formacji łupków z Czarnowa, w wykształceniu jakie wykazuje w Grzbiecie Lasockim, łatwo stwierdzimy znaczne analogie między występującymi w spągu tego zespołu skalnego łupkami łyszczkowymi z pigmentem grafitowym, zawierającymi wkładki łupków grafitowych, a skałami opisywanymi jako serycytowe fyllity ze zmienną domieszką grafitu i soczewkami metalidytów (Chaloupský 1965). Leżącemu wyżej zespołowi skał chlorytowych z wapieniami odpowiada ogniwo nazwane w przyjętej klasyfikacji „dolnymi amfibolitami smużystymi”, oczywiście w wykształceniu typowym dla Grzbiecia Lasockiego. Wydaje się też prawdopodobne, że leptynitom i zastępującym je w południowym obszarze występowania formacji z Czarnowa kwarcytom mogą odpo-

wiadać „porfiroidy” geologów czeskich, tutaj jednak brak jest dokładniejszych danych petrograficznych skał występujących na terenie Czechosłowacji.

Obserwacje skał sylurskich południowych Karkonoszy pozwoliły stwierdzić tak znaczny stopień podobieństwa cech obu porównywanych zespołów skalnych, że śmiało można mówić o ich identyczności. Zatem z dość dużym prawdopodobieństwem można mówić o dolnym i środkowym sylurze (piętra gala — taranon — wenlok, być może najniższy ludlow) jako o przypuszczalnym wieku formacji łupków z Czarnowa. Ponieważ w profilu litologicznym zamieszczonym w pracy J. Chaloupský'ego część „fyllitów serycytowo-chlorytowych” jest zaliczona do ordowiku, można by przypuszczać, że analogicznie część najniższego ogniwa formacji z Czarnowa reprezentuje najwyższy ordowik. Jak się wydaje, brak jest pewniejszych podstaw aby do ordowiku zaliczyć całość występujących w okolicach Niedamirowa fyllitów, jak uczynił to J. Oberc (1960). Stwierdzenie tego autora cytuję dosłownie (*op. cit.* str. 10): „O. Kodym i J. Svoboda (1948b, str. 27) zaszeregowali fyllity do ordowiku i zieleńce do gotlandu”. Wydaje się to być nieporozumieniem, ponieważ w cytowanej pracy nie używa się terminu gotland na oznaczenie syluru, a profil starszego paleozoiku podawany w pracy O. Kodyma i J. Svobody (1948) jest w wielu szczegółach odmienny od cytowanego przez J. Oberca (por. tabela 3), a ponadto na dawniejszych mapach geologów czeskich (Svoboda, Kodym, Prokop 1947), nieznaczono utworów ordowiku tak daleko na wschód, aby można było fyllity okolic Niedamirowa uważać za ich przedłużenie. Wschodnie serycytowych kwarcytów, stanowiące w schemacie stratygraficznym geologów czeskich najwyższe ogniwo ordowiku, nie są znaczone na wschód od doliny rzeki Upa. Co więcej, A. Dudek i F. Fediuk (1954), opisując łupki dachówkowe okolic Sklenařovic w Górach Rychorskich podkreślają wyraźnie, że są one teksturalną facją serycytowych i serycytowo-chlorytowych fyllitów syluru, nie zaś stratygraficznym ekwiwalentem ordowiku z okolic Żelaznego Brodu. Nadmienić przy tym należy, że podobne sugestie o przynależności większej części skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbiecia Lasockiego do syluru, można odczytać z mapy dołączonej do pracy J. Svobody (1956), omawiającej paleogeografię syluru w masywie czeskim.

GRUPA GNEJSÓW Z KOWAR

Jest to duża jednostka litologiczno-stratygraficzna, odpowiadająca w przybliżeniu wydzielanej przez G. Berga (1912b) „grupie gnejsu kowarskiego” (Gruppe des Schmiedeburger-

Gneises). W podanym niżej rozumieniu jednostka ta obejmuje też pewne odmiany skalne, przydzielone przez G. Berga do „grupy łupku łyszczykowego”, jak „gnejsy z Małej Upy” i tzw. „formację rudonośną”. Jakkolwiek termin wprowadzony przez G. Berga należy uznać za nieformalny, podkreślić należy jego trafność i pełne prawa jako autora do priorytetu. W podobnym znaczeniu, w jakim będę używał terminu „grupa gnejsowa z Kowar”, M. i J. Szałamachowie używali terminów „seria kowarska”, „seria Kowar”, których synonimem jest też prawdopodobnie używany przez tych autorów termin „seria karkonoska” (Szałamachowie 1966). O synonimicznym charakterze tych terminów zorientować się można jedynie z kontekstu w jakim są używane.

Wyodrębnienie tej jednostki dyktuje przede wszystkim jej litologiczna odrębność. W przeciwieństwie do opisanych formacji złożonych ze skał, których wzajemne stosunki czasowo-przestrzenne dają się w przybliżeniu odtworzyć dzięki dość dobremu zachowaniu cech pierwotnych, w zespole skalnym grupy kowarskiej bardzo silna rekrytalizacja praktycznie uniemożliwia rekonstrukcję wewnętrznej stratygrafii. Podział ten więc, ugruntowany zarówno tradycją, jak i odrębnością litologiczną tej jednostki ma też pewne względy praktyczne. Z powyższych względów, odstępując w przypadku tej jednostki od wyróżnienia i opisanie profilu typowego, określono okolice Kowar Górnych i Podgórze jako tak zwany obszar typowy.

Litologię obszaru typowego można określić następująco:

A — Granitognejsy, megaskopowo masywne lub prawie masywne skały „homofaniczne” (*sensu* Mehnert 1962), średnio- lub gruboziarniste, są w obszarze typowym wykształcone na północno-zachodnich stokach Rudaw Janowickich między Bobrzakiem, a północno-zachodnimi stokami Rudnika.

B — Gnejsy oczkowe i laminowane, średnioziarniste odmiany skalne, wykazujące zarówno na obszarze typowym, jak i na całym obszarze występowania grupy kowarskiej duże rozprzestrzenienie. Dwie główne odmiany strukturalne wydzielanego tu typu litologicznego nie dają się w praktyce polowej od siebie oddzielić ze względu na łączące je liczne przejścia.

C — Gnejsy cienko laminowane i oczkowe z wkładkami paragnejsów i łupków. Jest to zespół skalny o typie przejściowym od wyżej opisanych gnejsów laminowanych i oczkowych do łupków łyszczykowych, paragnejsów, skał amfibolowych, skarnów i innych. Skały te występują wzdłuż południowo-zachodniej granicy grupy z Kowar oraz w sąsiedztwie gnejsów z opisaną niżej formacją rudonośną.

D — Formacja rudonośna stanowi zespół skalny, zwany w dawniejszej literaturze „krusz-

conośną strefą gnejsów” bądź „formacją kruszconośną” (Wedding 1859). Badania G. Berga (1902, 1912b) ustaliły nazwę tego zespołu jako „Schmiedeberger Erzformation”. Nazwę tę spolszczyła K. Mochnacka (1966, 1967) na „formację rudonośną”. Ze względów czysto formalnych proponuję zespół ten nazwać „formacją rudonośną z Podgórze”, termin „formacja z Podgórze” traktować jako skrótowy, a „formacja rudonośna” jako ich odpowiednik nieformalny. Skały tej formacji wyróżniają się wyraźnie spośród dość monotonnego zespołu gnejsowego grupy kowarskiej swoją litologiczną odrębnością. Budujące ją marmury, skały amfibolowo-epidotowe i amfibolowe są przeważnie bardzo źle odsłonięte. Odkrytki powyżej dworca kolejowego w Kowarach Górnych oraz w sąsiedztwie jaru potoku Piszczak należą do wyjątków. Pełny profil opisywanej formacji jest znany tylko z wyrobisk górniczych, dziś niedostępnych. Dlatego proponuję bardzo szczegółowe profile tej formacji, opublikowane przez K. Mochnacką (1967), uznać za typowe.

Skały grupy gnejsów z Kowar wykazują pewne regionalne różnicowanie. Przede wszystkim podkreślić należy występowanie dużego zespołu łupków łyszczykowych wzdłuż grani Kowarskiego i Czarnego Grzbietu. Wśród skał tych występują odmiany litologiczne, podobne do notowanych w formacji rudonośnej z Podgórze. Jest to jednak odrębne ogniwo litologiczne, nawiązujące do skał opisanych z terenów Czechosłowacji przez J. Chaloupsky'ego (1965).

Południowo-wschodnia granica skał grupy gnejsowej z Kowar została podana już wyżej. Od północnego zachodu grupa gnejsowa z Kowar kontaktuje z granitem Karkonoszy. Linia graniczna w obrazie intersekcyjnym mapy przebiega, począwszy od Przełęczy Rudawskiej, na południe wschodnimi stokami głównego grzbietu Rudaw Janowickich aż po Przełęcz Czarnowską. Począwszy od niej przechodzi ona przez grań grzbietu głównego i na południe od szczytu Bobrzak (839 m) biegnie południowymi zboczami grzbietu głównego. Przecinając dolinę prawobrzeżnego, nie nazwanego dopływu Jedlicy około 150 m na południowy wschód od dawnej kopalni Wolność, przecina ona dolinę potoku Piszczak około 200 m na północ od partii przełomowej tego potoku, zwanej Kowarskie Uroczysko. Dalszy przebieg linii granicznej grupy z Kowar z granitem Karkonoszy w obrazie intersekcyjnym mapy przebiega łukiem północnymi zboczami Wołowej Góry 1033 m w pobliżu jej podnóża, towarzysząc następnie południowym stokom Kowarskiego Grzbietu w ich dolnej partii, dalej około 300 m na południe od leśniczówki Jedlinka osiąga dolinę Płomnicy nieco poniżej Krucznych Skał. Linia kontaktu między granitem Karkonoszy a skałami grupy kowarskiej jest w regionie Karpacza i Wilczej Poręby silnie zaburzona młodszymi uskokami.

Uskok czy też raczej system uskoków, jak pozwala sądzić mapa G. Berga, izoluje duży płat skał gnejsowych w okolicy basenu kąpielowego w Karpaczu. Poza komplikacjami, spowodowanymi przez uskoki, przebieg linii kontaktowej jest w okolicach Wilczej Poręby maskowany przez bardzo w tym miejscu grube aluwia potoków Płomnicy i Łomniczki. Dalszy przebieg linii granicznej daje się prześledzić na prawym orograficznie stoku doliny Łomniczki aż po grzbiet główny Karkonoszy, który linia ta przecina około 300 m na zachód od szczytu Śnieżki. Do grupy gnejsowej z Kowar zostały też zaliczone w nowym ujęciu skały gnejsowe, nazwane przez G. Berga (1908, 1912b) gnejsami Małej Upy, a występujące w okolicy szczytu oraz na północnych i północno-zachodnich stokach Łysociny (1188 m). W dawnym podziale G. Berga skały te zaliczane były do grupy łupku łyszczkowego.

Grupa gnejsów z Kowar znajduje swój odpowiednik na terenie Czechosłowacji w zespole złożonym z szarych łupków muskowitzowo-albitowych, zielonych łupków albitowo-chlorytowo-muskowitzowych, penetrowanych przez duże ciała ortognejsowe, jak podaje J. Chaloupský (1965). Zespół ten jest, zdaniem wymienionego badacza oraz innych geologów czeskich, wieku algonckiego. O ile tożsamość grupy z Kowar oraz opisanego wyżej zespołu litologicznego, wydzielanego w dawniejszej literaturze czeskiej (Kodym & Svoboda 1948) pod nazwą „serii paragnejsowej” bądź też „strefy paragnejsowej” (Svoboda 1955) nie wydaje się budzić wątpliwości, takie zaszeregowanie wiekowe tych skał oraz wyciągane stąd wnioski tektoniczne są dyskusyjne. Podobnie niejednolite są poglądy na genezę tych skał. Zestawienie tych opinii wydaje się niezbędne do przeprowadzenia ich rzeczowej dyskusji poczynając od poglądów G. Berga. Badacz ten uważał gnejsy należące do grupy kowarskiej, z wyjątkiem gnejsów z Małej Upy, jako typowe ortognejsy, powstałe przez mechaniczną deformację skał granitowych (Berg 1908, 1910, 1912b). Podobne stanowisko zajmowali także inni geolodzy niemieccy traktujący z reguły wyjściowy materiał granitowy jako intruzję typu synorogenicznego (synkinematycznego) *sensu* Stille (1940). Najpełniej przedstawił te poglądy M. Schwarzbach (1943). Poglądy zbieżne z powyższym stanowiskiem przedstawił M. Maška (1954). Inni natomiast badacze czescy, jak O. Kodym i J. Svoboda (1948), ostatnio także J. Chaloupský (1963, 1965) bronią poglądów o prekambryjskim wieku „ortognejsów karkonoskich”, wprowadzonych do literatury geologicznej ponad sto lat temu przez J. Jokely'ego (1860, 1862). Zmiana poglądów J. Chaloupsky'ego (1958), który zdawał przychylić się raczej do poglądów reprezentowanych przez M. Maškę (1954) i badaczy niemieckich, ma swoją genezę w badaniach nad zna-

lezionymi ostatnio w Karkonoszach południowych metakonglomeratami. J. Chaloupský (1963) opisał materiał otoczków znalezionych w tych metakonglomeratach, określając szereg typów skalnych jako typowe dla regionu izerskiego. Z tego wynika wnioski o prekambryjskim wieku gnejsów izerskich oraz ich odpowiedników w postaci gnejsów karkonoskich i kowarskich. Wyniki badań J. Chaloupsky'ego nad zupełnie unikalnym typem skalnym jakim są zlepnie, są niewątpliwie bardzo ważne. Niemniej nie należy rezultatów tych przecenian należy bowiem wziąć pod uwagę, że kilka istotnych danych dotyczących tych właśnie metakonglomeratów, a mających istotny wpływ na możliwości wykorzystania obserwacji dla ustaleń stratygraficznych, pozostaje niedostatecznie poznanych. Przede wszystkim niezupełnie jasna jest pozycja stratygraficzna tych skał, których przynależność do ordowiku postuluje praca J. Chaloupsky'ego (1963). Szczegółowa stratygrafia ordowiku okolic Żelaznego Brodu została ustalona przez Havlička i Snajdra (1954) na podstawie korelacji litologicznej z ordowikiem Gór Żelaznych i tzw. wysp metamorficznych. Litostratygrafia taka musi mieć charakter bardzo przybliżony i nie wydaje się być zupełnie pewną podstawą do konstruowania następnych hipotez stratygraficznych. Jest bowiem dość oczywiste, że wnioskowanie takie może być obarczone błędem.

Wydaje się, że niezbyt zaawansowana metamorfoza metakonglomeratów krystaliniku Karkonoszy sprzyja odtworzeniu warunków sedimentacji tych skał, co przyczyniłoby się zapewne do pełniejszej analizy warunków sedymentacyjnych w karkonoskim wycinku geosynkliny kaledońskiej i jak się wydaje mogłoby dać pełniejszy obraz do rozważań stratygraficznych.

W świetle powyższych rozważań hipotezę podaną przez J. Chaloupsky'ego należy traktować jako jedną z możliwości interpretacyjnych, jakkolwiek dość prawdopodobną. Inną propozycję przynoszą prace E. Bederckego (1939, 1956), który od dawna pisał o trzech generacjach granitoidów w bloku Karkonoszy. Najstarsza z nich — przedkaledońska — jest, zdaniem tego badacza, reprezentowana przez otoczki metakonglomeratów. Należy w tym miejscu podkreślić, że w opisanych przez J. Chaloupsky'ego (1963) metakonglomeratach brak jest zupełnie skał gnejsowych, które można by odnieść bądź do gnejsów izerskich, bądź też do gnejsów kowarskich. Pogląd o pochodzeniu części materiału otoczkowego z Gór Izerskich został oparty jedynie na występowaniu wśród nich granitów albitowych, które badacz ten porównuje z leukogranitami opisanymi w regionie izerskim przez K. Smulikowskiego (1958) oraz apłitów i porfirogranitów, mających być brzeżną facją granitu rumburskiego (Ebert 1937).

W świetle powyższych zastrzeżeń wydaje

się, że badania J. Chaloupsky'ego nad meta-konglomeratami południowych Karkonoszy, niewątpliwie pionierskie i bardzo dla znajomości całego regionu ważne, nie mogą w obecnym stanie znajomości problemu przesądzać w sposób autorytatywny o wieku gnejsów izerskich ani też kowarskich. Należy bowiem zwrócić uwagę, że szereg obserwacji wykonanych wzdłuż partii granicznych między gnejsami izerskimi a metamorfikami kaczawskim trudno jest pogodzić z wnioskami J. Chaloupsky'ego (1963). J. Gierwielaniec (1956) i W. Schmuck (1957) stwierdzili, że gnejsy izerskie nie są oddzielone od fyllitów Gór Kaczawskich żadną dyslokacją. Obserwacje te zostały ostatnio w pełni potwierdzone przez J. Gorczycę-Skałową (1966) i W. Smulikowskiego (1966). Autorzy ci stwierdzili, że kontakt między gnejsami izerskimi a fyllitami Gór Kaczawskich (górnny kambr?) jest nieostry, przejściowy i ma najprawdopodobniej charakter metasomatyczny. Obserwacje te trudno pogodzić z wnioskami o prekambryjskim, a w każdym razie przed-

ordowickim wieku gnejsów. Oba te problemy należy traktować jako otwarte.

Poglądy G. Berga (1912b) o ortognejsowym charakterze gnejsów z Kowar wydają się być nie do obrony w świetle nowszych obserwacji. Szereg badaczy, jak: J. Oberc (1960), J. Chaloupský (1963) a ostatnio też M. i J. Szałamachowie (1966, 1968), przyjmuje metasomatyczno-granitizacyjną naturę tych skał. Poglądy te, sformułowane niekiedy w sposób dość skrajny, budzą pewne zastrzeżenia tym bardziej, że jedynie w pracy J. Chaloupsky'ego (1965) oparte zostały na szczegółowej analizie petrograficznej. Wydaje się, że stanowisko kompromisowe, które znalazło swój wyraz w dawniejszej pracy M. i J. Szałamachów (1958), w sposób bardziej pewny tłumaczy zmienność obserwowaną wśród gnejsów kowarskich. M. i J. Szałamachowie (1958) wyróżnili wśród gnejsów z Kowar odmiany orto- meta-³ i para-, porównując genezę tych skał z procesami petrogenetycznymi gnejsów izerskich opisanymi przez M. Kozłowską-Koch (1951).

PROBLEM WIEKU TZW. „SERII PRZYBKOWIC”

W pracy niniejszej nie został poruszony problem podziału i wieku fyllitów i zieleńców występujących na obszarze między Przybkowicami a Ciechanowicami, a wydzielonymi w mojej dawniejszej pracy jako „seria Przybkowic” (J. Teisseyre 1968a). Jest to zagadnienie odrębne; skały te należy korelować raczej z epimetamorficznymi zespołami skalnymi Gór Kaczawskich, jak to czynili wszyscy dotychczasowi badacze. Zarówno wiek tych skał, jak i charakter tektoniczny zbudowanej przez nie jednostki, zwanej elementem Przybkowic (J. Teisseyre 1968a), jest dyskusyjny. W chwili obecnej można stwierdzić, że skały epimetamorficzne okolic Ciechanowic i Przybkowic oddziela od podobnie zresztą wykształconych skał formacji Leszczyńca strefa dyslokacyjna, w której skały uległy silnemu brekcjowaniu a następnie nasyceniu krzemionką. Obserwacja ta na podstawie ostatnich prac szurfowych potwierdza dawniejsze przypuszczenie szeregu badaczy, że fyllity i zieleńce elementu Przybkowic są na terenie wschodniej okrywy granitu Karkonoszy zespołem obcym, kontaktującym tektonicznie ze skałami należącymi do grupy Rudaw Janowickich. Według poglądów G. Berga (1912b, 1938) fyllity i zieleńce okolic Przybkowic są ściśle związane z zieleńcowym zespołem Gór Ołowianych. Zestawiając te opinie z nowszymi poglądami H. Teisseyre'a na tektonikę południowego pnia Gór Kaczawskich należy uznać, że fyllity i zieleńce Przybkowic stanowiłyby fragment wydzielonej przez tego

badacza płaszczowinowej jednostki Dobromierza. Niemniej na różnych mapach publikowanych przez H. Teisseyre'a, zespół skalny elementu Przybkowic był wydzielany jako fragment jednostki Cieszowa, stanowiącej według tego badacza najwyższą strukturę tektoniczną w budowie siodła Bolków — Wojcieszów. W mojej pracy (J. Teisseyre 1968a) wysunąłem hipotezę, że fyllity i zieleńce okolic Przybkowic i Ciechanowic są wieku ordowickiego i stanowią fragment jednostki Bolkowa, wydzielonej już dawniej przez H. Teisseyre'a (1963) w obrębie siodła Bolków-Wojcieszów. Przy obecnym stanie badań trudno określić, która z powyższych hipotez jest najbardziej prawdopodobna. Jak bowiem wykazały nowsze spostrzeżenia, nawet historycznie najstarsze poglądy G. Berga w pełni zasługują na ich ponowne szczegółowe rozpatrzenie. Wydaje się być mało prawdopodobne, aby w przyszłości nowe, bardziej szczegółowe badania okolic Ciechanowic i Przybkowic dały materiał potwierdzający w sposób bardziej pełny jedną z powyższych hipotez. Rozstrzygnięcia oczekiwać raczej należy dzięki bardziej szczegółowemu rozpoznaniu litologii zespołów skalnych oraz ich stratygrafii i tektoniki trzech wyższych jednostek strukturalnych, budujących siodło Bolków — Wojcieszów.

³ Autorzy nigdzie nie wyjaśniają terminu meta-gnejs, budzącego, moim zdaniem, poważne wątpliwości co do swojej poprawności i zawartości znaczeniowej.

ZAKOŃCZENIE

Jakkolwiek moje badania nad budową geologiczną Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego nie zostały jeszcze ukończone, przedstawiona próba nowego podziału skał metamorficznych tych pasm górskich wydaje się być dostatecznie zaawansowana do jej opublikowania i poddania pod publiczną dyskusję. Praca niniejsza jest kontynuacją dawniejszych badań autora nad problematyką geologiczną tak zwanej „wschodniej okrywy granitu Karkonoszy”.

Jak już podałem, nowy podział różni się od przyjętego w mojej dawniejszej pracy (1968a) omawiającej budowę geologiczną okolic Miedzianki.

Podobieństwa i różnice w obydwu schematach warte są obszerniejszego omówienia. W opracowanym przeze mnie uprzednio (1968a) rejonie Miedzianki nie występują skały należące do grupy gnejsów z Kowar. Są obecne natomiast skały grupy Rudaw Janowickich, przy czym dolna część tej jednostki litologiczno-stratygraficznej w postaci formacji łupkowej z Czarnowa wykazuje w regionie tym dość swoisty rozwój. Podział formacji z Czarnowa na cztery ogniwa odpowiada dość dobrze podziałowi zastosowanemu dla tzw. serii Rudaw Janowickich — Snieżki w okolicach Miedzianki, co już wyżej wykazano. Dość niepewna wydaje się tylko korelacja łupków łyszczykowych okolic Orliny z zespołem nazwanym w dawnym podziale „górnymi łupkami i paragnejsami”, a reprezentowanym w okolicach Miedzianki głównie przez leptynity. Poglądy te wymagają starannej i wszechstronnej rewizji w toku dalszych badań. Duży zespół skalny, złożony głównie z produktów metamorfizmu skał wulkanicznych, przyporządkowany w dawnym podziale wyróżnionej przez M. i J. Szałamachów „serii Leszczyńca”, odpowiada w nowym schemacie formacji wulkanitów z Leszczyńca. Jak widać, główna różnica między podziałem dawniejszym a nowym schematem litostratygraficznym polega na zastosowaniu bardziej poprawnej i jednolitej terminologii oraz przeprowadzeniu korelacji, pozwalającej nieco ściślej sprecyzować wiek badanych skał. Zasięgi wydzielonych jednostek skalnych pokazuje fig. 10.

Jak już starałem się wykazać w moich dawniejszych pracach (J. Teisseyre 1968b, c), istnieje daleko posunięte podobieństwo metamorficznych zespołów skalnych, należących do tzw. południowo-zachodniej gałęzi kaledonidów sudeckich (*sensu* H. Teisseyre 1956). Analogie uwydatniają się szczególnie wyraźnie w następstwie warstw utworów należących do syluru, które zostały w kilku punktach datowane biostratygraficznie — okolice Żelaznego Brodu (Perner 1919, Chlupać 1953, Chalupský 1963)

i w tzw. „krystalinikum kłodzkim” (Gunia & Wojciechowska 1964).

Sformułowanego schematu litostratygraficznego nie uważam ani za podział sztywny, ani ostateczny. Wydaje się być dość prawdopodobne, że nawet w najbliższym czasie w związku z dalszym rozwojem badań może się okazać konieczne wprowadzenie pewnych zmian. Wydaje się jednak, że dotychczas stosowane metody nie doprowadzą do zasadniczej rewizji przedstawionego podziału. Rewizji takiej można by się spodziewać raczej w przypadku nowych ustaleń biostratygraficznych w obrębie Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego bądź też najbliższej sąsiadujących z nimi i dających się dobrze korelować zespołów skalnych.

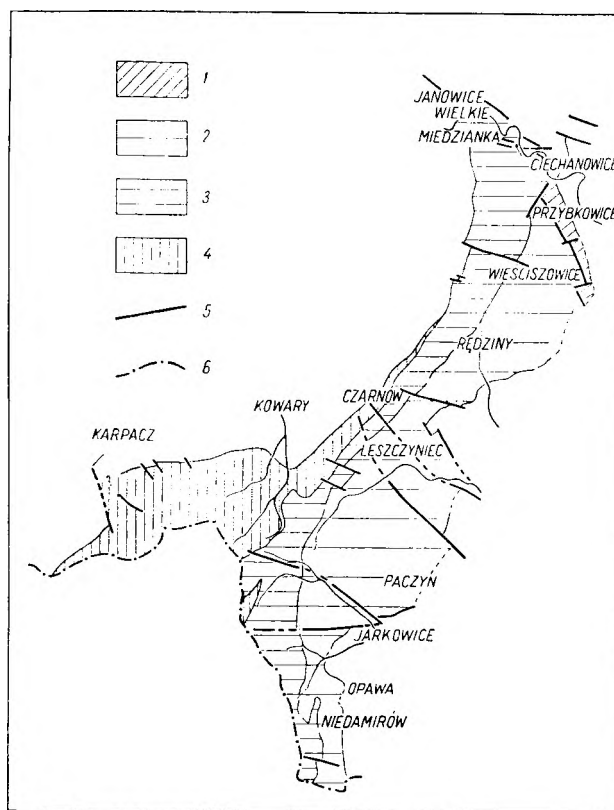


Fig. 10

Podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przyjęty przez autora w niniejszej pracy

1 — fyllity i zieleńce okolic Ciechanowice i Przybkwice, 2 — formacja wulkaniczna z Leszczyńca, 3 — formacja łupkowa z Czarnowa, 4 — grupa gnejsów z Kowar, 5 — główne uskoki, 6 — granica państwa

Subdivision of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge according to J. H. Teisseyre

1 — phyllites and greenstones from the vicinity of Ciechanowice and Przybkwice, 2 — Leszczyńca volcanic formation, 3 — Czarnów schist formation, 4 — Kowary gneiss group, 5 — major faults, 6 — state boundary

Poddając pod publiczną dyskusję niniejszy projekt nowego schematu litostratygraficznego skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, pragnąłem jednocześnie dać moim poglądom szerokie tło literatury zarówno regionalnej, jak i teoretycznej. Omawiając szeroko prace regionalne, włącznie z najstarszymi, chciałem podkreślić historyczne podłoże wielu sporów, mających za temat kwestię

wieku i podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Duży postęp, jaki wykazują w ostatnich czasach badania biostratygraficzne zmetamorfizowanych zespołów skalnych Sudetów Zachodnich pozwala mieć nadzieję, że datowanie i korelacja dyskutowanego wyżej zespołu skalnego w niedalekiej przyszłości uzyska bardziej sprawdzalne podstawy.

Pracownia Petrografii
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, czerwiec 1969

LITERATURA

- AMERICAN Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1961: Code of Stratigraphic nomenclature. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 45. Nr 5.
- BECKE F., 1892: Gneissformationen des Niederösterreichischen Waldviertels. — Sitz. Ber. d. Wiener Akad. Jb. 52.
- BECKE F., 1896: Über die Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Wiener Akad. Anzeiger Bd. 30.
- BECKE F., 1903: Über Mineralabstand und Struktur der krystallinen Schiefer. — Sitz. Ber. d. Wiener Akad. Jb. 63.
- BEDERKE E., 1939: Die Kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 91.
- BEDERKE E., 1956: Die Granitgenerationen des Riesengebirges Geotekt. Symposium zu Ehren von H. Stille. Stuttgart.
- BERG G., 1902: Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. — Jahrb. Königl. Geol. L.—A. Bd. 23.
- BERG G., 1908: Über die Aufnahmenarbeiten auf den Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf im Jahre 1908. — Jahrb. Königl. Preuss. Geol. L.—A. Bd. 29. T. II.
- BERG G., 1910: Die Entstehung der Orthogneise. — Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62.
- BERG G., 1912a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. L.—A.
- BERG G., 1912b: Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. — Abh. Preuss. Geol. L.—A. N. F. 68.
- BERG G., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Kupferberg. II. Aufl. Preuss. Geol. L.—A.
- BERG G., DATHE E., 1912: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Schmiedeberg. Preuss. Geol. L.—A.
- BERG G., DATHE E., 1940: Geologische Karte des Deutsches Reiches 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf. II Aufl. Reichstelle Bodenforsch.
- BLOCK W., 1938: Altpaläozoikum des östlichen Boberkatzbachgebirges. Geotekt. Forsch. H. 2. Berlin.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K—A) granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute age determinations (K—A) of the Lower Silesian granitoid Rocks. — Kwart. geol. nr 1.
- BROCK R. W., R. G. Mc CONNELL 1904: Report of the great landslide of Frank, Alberta, Canada. Can. Dept. Interior. Ann. Rept. 8.
- BRÜHL E., 1942: Zur Altersfrage des Isergebirgesgneises und des Gneises von Gross-Wandriss. Zentralblatt Min. Jahrg. 51.
- BUBNOFF S., 1930: Geologie von Europa. Bd. II. Das ausseralpine Westeuropa. T. I. Kaledoniden und Varisciden. Berlin.
- BUDOWA Geologiczna Polski, 1968 — (Praca Zbiorowa). T. I. Stratygrafia. Prekambr i paleozoik, cz. 1.
- BURCHART J., 1967: Uwagi o wieku bezwzględnym skał — nowe kierunki interpretacji w geochronologii izotopowej. Remarks on absolute age of rocks: modern trends in isotope geochronology. — Kwart. geol. nr 3.
- [CHAIN V. E.], 1964: Хайн У. Э. — Общая геотектоника. Москва.
- CHALOUPSKÝ J., 1958: Geologicko-petrografické pomery v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí. Geologické-petrografické Verhältnisse im Isertal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnice (Riesengebirge). — Sb. Ústř. Úst. Geol. R. 24.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. Die Konglomerate im Kristallin der Krkonoše. — Sb. Ústř. Úst. Geol. R. 28.
- CHALOUPSKÝ J., 1965: Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. Krystalinikum 3. Praha.
- CHLUPAČ I., 1953: Nález graptolitu v metamorfovaném siluru u Železného Brodu v Podkrkonoší. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. 28.
- CHLUPAČ I., 1963: Vydání mezinárodních zásad stratigrafické klasifikace a terminologie. Publication of international principles of stratigraphic classification and terminology. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. 38.
- CHLUPAČ I., 1966: Mezinárodní diskuse o vymezení geologických útvarů. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. R. 41.
- CHLUPAČ I., 1968: Příprava návrhu mezinárodní litostratigrafické klasifikace. The proposal of international lithostratigraphical classification. — Věstn. Ústř. Geol. Vol. 43, č. 1.
- CHLUPAČ I., HORNÝ R., 1955: Zpráva o paleontologickém výzkumu fylitové zóny v zapadosudeckém krystaliniku. Note sur l'étude paléontologique de la zone de fylitades du Cristallin des Sudetes Occidentaux. Zpravy o geologických výzkumach v r. 1954. — Ústř. Úst. Geol.
- CLOOS H., 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- CLOOS H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I. Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.
- ČESKOSLOVENSKÁ Stratigrafická Terminologie 1960: Usnesení libické konference o Č.S. Stratigrafické terminologie. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. R. 35.
- CODE of Stratigraphical Nomenclature of Norway

- 1960: Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 213 (A—b. 1960).
- DAHLGRÜN F., 1934: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 86.
- DALE T. N., 1902: Structural details in the Green Mountain region and in eastern. New York. U. S. Geol. Survey Ann. Rept.
- DUDEK A., FEDIUK F., 1954: Zprava o vyzkumu krystalinika Rychor (vychodni Krkonoš). Note sur l'étude du Cristallin des Rychory à l'extrémité orientale des Monts Géants. Zpravy o geol. vyzkumach v r. 1954 — Ústř. Úst. Geol.
- DUDEK A., FEDIUK F., 1955: Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum. Geologie 4.
- EBERT H., 1937: Das vortertiäre Grundgebirge des Kartenblattes Hirschfelde. Erläuterungen zur geologische Karte von Sachsen 1 : 25 000. Bd. 89, Hirschfelde, II Aufl.
- FAIRBAIRN H. W., 1949: Structural petrology of deformed rocks. Cambridge.
- FEDIUK F., 1953: Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Spalovem a Bituchovem (Železnobrodsko). The geological and petrographical conditions in the valley of the Jizera between Spalov and Bituchov. Ústř. Úst. Geol. Sv. 20.
- FEDIUK F., 1958: Staropaleozoické bazické vulkanity v Rychorských Horách. Die altpaläozoischen basischen vulkanite in Rychorske Hory (Rehborn östl. Riesengebirge). Prace Kraj. Musea v Hradci Kral. A I f. 2—5.
- FEDIUK F., 1962: Vulkanity železnobrodského krystalinika. Volcanic rocks of the Železný Brod metamorphic Region. Rozpr. Ústř. Úst. Geol. Sv. 29.
- GEOLOGIA Regionalna Polski 1957: T. 3 Sudety. (Praca zbiorowa pod redakcją H. Teisseyre'a).
- GIERWIELANIEC J., 1956: Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. — Inst. Geol., Biul. 106.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural reserches in the boundary area between Kaczawa Mts. and the Izera Region. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. et géogr. Vol. 14, no 3.
- GRUBENMANN U., 1904: Die Kristallinen Schiefer. Berlin.
- GUNIA T., 1967: Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. Cambrotrypa (Tabulata) from metamorphic rocks of the Western Sudetes. — Roczn. Pol. Tow. Geol. T. XXXVII, z. 3.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1964: Silurian Anchozoa localized in the metamorphic of the Middle Sudetes. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr., Vol. XII, no 4.
- GÜRICH A., 1882: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. — Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 34.
- GÜRICH A., 1929: Silesicaris von Leipe und die Phyllokariden überhaupt. — Mitteil. Miner. Geol. Staatsinstitut. H. 11.
- HAVLIČEK V., ŠNAJDR M., 1954: Někteří problémy paleogeografie středoevropského ordoviku. Some problems of the paleogeography of the central Bohemian Ordovician. Sb. Ústř. Úst. Geol. Sv. 21.
- HEDBERG H. D., 1959: Towards harmony in Stratigraphic Classification — Am. Journ. Sci. Vol. 257.
- HEDBERG H. D., 1964: Definition of geologic systems. — Inter. Geol. Congr. Rep. 22. Sess. India 1964. New Delhi.
- HENNINGSMOEN G., 1960: Remarks on stratigraphical classification. Norges Geologiske Undersøkelse, Nr 213.
- HISE van C. R., 1896: Principles of North American Precambrian Geology. — Am. Journ. Sci. Vol. 4.
- HISE van C. R., 1909: Principles of the classification and correlation of the Precambrian Rocks. — Am. Journ. Geol. 17.
- HISE van C. R., 1910: Treatise on Metamorphism. — U. S. Geol. Surv. Monographs 59.
- INTERDEPARTMENTAL Stratigraphic Committee of the USSR 1965: Stratigraphic classification terminology and nomenclature (In Russian and English). Nedra. Leningrad.
- INTERNATIONAL Subcomission on Stratigraphic Terminology, 1961: Stratigraphic classification and terminology. — Intern. Geol. Rep. 21 Sess. Norden 1960. Kopenhagen.
- JAANUSSON V., 1960: The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. — Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala, Vol. 38.
- JAEGER H., 1963: Monograptus hercynicus in den Westsudeteten und das Alter der Westsudeteten — Hauptfaltung. — Berichte Geol. Ges. Bd. 8, H. 5/6. Berlin.
- JERZMAŃSKI J., 1955: Nowe stanowisko graptolitów w Górach Kaczawskich. The new locality of graptolites in the Góry Kaczawskie (Katzbachgebirge). — Inst. Geol., Biul. 95.
- JERZMAŃSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the north-eastern part of the Kaczawa Mts. and of their eastern extent. — Inst. Geol., Biul. 185.
- JOKELY J., 1860: Bericht vom 31 August. Sitzungsbericht am 11 Dezember. — Verh. Geol. Reichsanst. XI. 1.
- JOKELY J., 1862: Das Riesengebirge in Böhmen. — Jb. Geol. Reichsanst. 12.
- KALKOWSKY F., 1876: Über grüne Schiefer Niederschlesiens. — Tscherm. Min. Mitt. 32.
- KATZER B., 1886: Načrt geologickeho vyvoje Čech. Vlast. 2.
- KETTNER R., 1921: Geologie stareho pohorí železnobrodského. Géologie de l'ancienne chaîne des montagnes de Železný Brod dans la Bohême du Nord. — Sb. St. Geol. Úst. Sv. 1.
- KODYM O., 1952: Geologie českého masivu III. Soustava zapadosudetská. Praha.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Zprava o geologickém mapování Krkonoš. Compte rendu des levées géologiques exécutées dans les Krkonoše (Monts Géants). — Věstn. St. Geol. Úst. Sv. 23.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948b: Kaledonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských Hor. The Caledonian nappe structure of Karkonoše and Jizerske Hory. — Sb. St. Geol. Úst. Sv. 15.
- KODYM O., SVOBODA J., 1949a: Zprava o geologických vyzkumach v Rychorech. Compte rendu des levées géologiques exécutées dans les Rychory. — Věstn. St. Geol. Úst. Sv. 24.
- KODYM O., SVOBODA J., 1949b: Zprava o detailním geologickém mapování v Krkonoších. Compte rendu des levées géologiques détaillées exécutées dans les Monts-Géants. — Věstn. St. Geol. Úst. Sv. 24.
- KODYM O., SVOBODA J., 1951: Druhá správa o detailním geologickém mapování v Krkonoších. Deuxième compte rendu des levées géologiques détaillées dans les Monts-Géants. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. Sv. 26.
- KOLICHA J., 1929: Svrchní devon v pohorí ještědském. Le Devonian superier dans les Montagnes de Ještěd. — Věstn. St. Geol. Úst. R. 5.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1951: Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granitegneisses of Izera Highlands. — Arch. Min. T. 25 z. 1—2.
- KREJCI J., 1870: Předběžné poznámky. — Arch. přírodov. prozk. Čech. I.

- MAŠKA M., 1950: Sprava o geologickym mapovani v oblasti vychodnich Krkonoš. Compte rendu des levées géologiques des les Monts-Géants orientaux. — Věstn. Ústř. Úst. Geol. R. 25.
- MAŠKA M., 1951: Zprava o vyslednich geologických rendu des levées géologiques des les Monts-vyzkumu v oblasti vychodnich Krkonoš. Compte Géants orientaux. Věstn. Ústř. Úst. Geol. 25.
- MAŠKA M., 1954: K tektonicke analize krystalinika (Drobna tektonika Krkonoš). Knihovna Ústř. Geol. Úst. Sv. 27.
- MILLER W., J., 1922: Intraformational corrugated rocks. *J. Geol.* 30.
- MOCHNACKA K., 1966: Minerály polimetaliczne złoża w Kowarach (Dolny Śląsk). Ore minerals of the polymetalic deposits at Kowary (Lower Silesia). *Pol. Akad. Nauk. Prace Min.* 4.
- MOCHNACKA K., 1967: Geologia złoża polimetalicznego w Kowarach (Dolny Śląsk). The geology of the polymetalic deposits at Kowary (Lower Silesia). *Pol. Akad. Nauk. Prace Geol.* 40.
- MURAWSKI H., 1943: Das Kambro-Silur am Nordrande der Innersudetische Mulde. *Geol. Rundschau* Bd. 34.
- MEHNERT K. R., 1962: Zur Systematik der Migmatits. *Krystalinikum* I.
- NALIVKIN D. V., 1955: Geological Map of the U.S.S.R. (1 : 2 500 000) Ministry of Geology, Moskva, (English edition).
- NAREŃSKI W., 1968: Geochemistry and the Problem of Origin of Metabasic Rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (Eastern Karkonosze). — *Bull. Acad. Pol. Sér. Sc. géol. géogr.* Vol. XVI, no 1.
- NEVIN C. M. 1942: Principles of Structural Geology. New York.
- OBERC J., 1960: Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonic and their position in the Sudeten structure. — *Acta Geol. Pol.* Vol. 10 z. 1.
- OBERC J., 1966a: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. The early—assyntic orogene in Lower Silesia. — *Z geologii Ziemi Zach. Wrocław.*
- OBERC J., 1966b: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Prace Inst. Geol. T.* 47.
- PERNER J., 1919: Silur v Krkonošich. *Čas. Mus. Kral. Čes. Odd. Přírodov* 43.
- PFOHL J., 1858: Das Jeschkengebirge. Eine geognostische Skizze. *Siebenter Iber. der Oberrealschule zu Reichenberg.*
- PRANTL F., 1948: Paleontologický vyzkum vapencu na Železnobrodsku i Vrchlabsku. *Recherches paléontologiques sur les calcaires des régions de Železny Brod et de Vrchlabi.* — *Věstn. St. Úst. Geol. R.* 23.
- PROKOP F., 1950: Zprava o geologickym mapovani v Krkonošich. *Compte rendu des levées géologiques dans les Monts-Géants.* — *Věstn. Ústř. Úst. Geol. R.* 25.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H., FOUL H., 1961: Age of some granitic rocks in Poland. — *Geochim. and Cosmochim. Acta.* Vol. 26.
- REGIONALNI GEOLOGIE ČSSR, 1964: Díl I, Česky masiv sv. 1. *Krystalinikum* (praca zbiorowa pod redakcją J. Svobody). Praha.
- RODGERS J., 1959: The meaning of correlation. — *Am. Journ. Sci.* Vol. 257. No 10.
- RODGERS J., Mc CONNELL R. B., 1959: Need of rock stratigraphic units larger than group. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* Vol. 43. No 8.
- RÖMER F., 1868: Auffindung von Graptolithen in schwarzen Kieselschiefern bei Willenberg (Schönau) in Katzbachthal. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 18.
- ROTH J., 1867: Erläuterungen zur geologischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden. — *Auftrage des Königl. Preuss. Handelsministeriums bearbeitet.* Bd. 31.
- ROTH Z., 1942: Geologicka stavba uzemi krystalických břídlíc v okolí Hohenelbe v Riesengebirge. *Rozpravy II tr. C. Ak. Věd.*
- SCHINDEWOLFF O. H., 1957: Comments on some stratigraphic terms. *Am. Jour. Sci.* Vol. 255. No 11.
- SCHINDEWOLFF O. H., 1960: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — *Geol. Rundschau.* Bd. 49.
- SCHMUCK W., 1957: Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid. Sudeten fault in the Pilchowice area. — *Acta Geol. Pol.* vol. 7, z. 1.
- SCHWARZBACH M., 1932: Zur Stratigraphie des Cambriums in der Oberlausitz. *Zentralblatt. f. Min. etc. Jahrg. 1932. Abt. B., Nr 9.*
- SCHWARZBACH M., 1933: Das Cambrium der Oberlausitz. — *Abh. Naturforsch. Ges. zu Görlitz.* H. 2. Bd. 32.
- SCHWARZBACH M., 1934: Beiträge zur Geologie des Bober—Katzbachgebirges. *Zentralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1934. Abt. B. Nr 10.*
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober—Katzbachgebirges. — *Jb. Schles. Ges. Vaterl. Kultur* 113.
- SCHWARZBACH M., 1943: Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. — *Geol. Rundschau.* Bd. 34.
- SEREDA-POREBSKA L., 1960: Gnejsy i amfibolity okolic Leszczyńca. *Maszynopis pracy magisterskiej. Arch. Kat. Petrografii Skał Krystal. Uniw. Warsz.*
- SHAW A. B., 1964: Time in stratigraphy. New York—Toronto—London.
- SHROCK R. R., 1948: Sequence in layered Rocks. New York—Toronto—London.
- SITTER L. U. de 1959: Structural geology. London—New York—Toronto.
- SLOSS L. L., KRUMBEIN W. C., DAPPLES E. C., 1949: Integrated facies analysis. — *Geol. Soc. Am. Mem.* Vol. 39.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. — *Rocz. Pol. Tow. Geol. T.* 21 z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of the genetic classification of granitoides. — *Studia Geol. Pol.* vol. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1966: Some geological observations concerning the Eastern Part of the Izera Gneiss Complex (West Sudetes). — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* Vol. 14 No 4.
- STILLE H., 1940: Einführung in den Bau Nordamerikas. G. Borntraeger. Berlin.
- STOREY T. P., 1959: Stratigraphy — traditional and modern concepts. *Am. Journ. Sci.* Vol. 257, No 10.
- SVOBODA J., 1948: Zprava o geologickym mapovani Jeřtedu a okoli. — *Věstn. St. Úst. Geol. R.* 25.
- SVOBODA J., 1955: Vapence Krkonoš a Jizerských Hor. Die Kalksteine des Riesen- und Isergebirges. — *Geotechnica.* Sv. 21.
- SVOBODA J., 1956: Příspěvek k paleogeografii siluru v českem masivu. A contribution to the paleogeography of the silurian in the Massif of Bohemia. — *Věst. Ústř. Úst. Geol.* Sv. 31.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1958: Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirow (Sudeten). — *Prz. geol.* nr 8—9.

- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1966: Seria Niedamirowa w świetle strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu karkonoskiego. The Niedamirów Series in the light of a new structural subdivision of the eastern part of the Karkonosze Granite Cover. — *Kwart. geol.* nr 2.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1968: Serie metamorficzne bloku Karkonosko-Izerskiego. The metamorphic series of the Karkonosze — Izerskie Mountains Block. — *Inst. Geol., Biul.* 222.
- TASLER R., 1950: Sprava o geologicckym mapovani ve východni oblasti Krkonoš. *Compte rendu des levées géologiques dans la partie orientale des Montis—Géantis.* — *Věstn. St. Geol. Ust. Sv.* 25.
- TEISSEYRE A. K., 1968: Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intra-sudetic Basin. Sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica* vol. IV.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J., 1969: Faulting and sedimentation on the North-Western Margin of the Intra-sudetic Basin. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* Vol. 17, No 1.
- TEISSEYRE H., 1956a: Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Świebodzice Depression as Geological Unit. — *Inst. Geol., Biul.* 106.
- TEISSEYRE H., 1956b: Kaledonity Sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. — *Prz. geol.* nr 3.
- TEISSEYRE H., 1963: Siodło Bolków—Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków—Wojcieszów anticline a representative structure in the Western Sudetes. *Prace Inst. Geol. T. 30. cz. IV.*
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. — *Acta Geol. Pol.* vol. 14, nr 4.
- TEISSEYRE H., 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. *Przew. XL Zjazdu PTG Zgorzelec 24—27 sierpień 1967.*
- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution on the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TEISSEYRE J., 1968a: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TEISSEYRE J., 1968b: On the Old Paleozoic initial volcanism in the West Sudetes. — *Acta Geol. Pol.* Vol. XVII, No 1.
- TEISSEYRE J., 1968c: On the age and petrogenesis of metavolcanic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Ridge. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* Vol. 16. No 1.
- TURNER F., WEISS L., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. Berkeley, California.
- VANGEROW E. F., 1943: Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten. — *Geol. Rundschau.* Bd. 34.
- WATZNAUER A., 1934: Obersilurische Graptoliten aus dem Jeschkengebirge. Firgenwald 7.
- WATZNAUER A., 1939: Stratigraphie und Tektonik der Kristallinen Schiefer des südlichen Riesengebirges. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 91.
- WATZNAUER A., 1953: Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. *Geologie.* Bd. 2. R. 5.
- WEBSKY M., 1853: Über die geognostischen Verhältnisse der Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt in Schlesien. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 5.
- WEDDING, 1859: Die Magneteisensteine von Schmiedeberg. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 11.
- WHEELER H. E., 1959a: Stratigraphic units in space and time. — *Am. Journ. Sci.* Vol. 257, No 10.
- WHEELER H. E., 1959b: Unconformity bounded units in stratigraphy. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* Vol. 43. No 8.
- WILSON G., 1961: The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologists in the field. — *Soc. Geol. Belg. Bull.* T. 84b. No 9.
- ZAPLETAL K., 1928: Zur Altersdeutung der alten sedimentären serien der Sudeten. *Zentralblatt f. Min. etc. Abl. B.* No 11.
- ZIMMERMANN E., 1916: Eigenarten und geologische Schwierigkeiten des Bober-Katzbachgebirges, besonders in seinem altpaläozoischen Anteil auf den Blättern Lähn, Gröditzberg, Goldberg, Schönau, Bolkenhein und Ruhbank. — *Jb. Preuss. Geol. L.-A. N. F.* 37, T. II.
- ZIMMERMANN E., 1926: Beitrag zur Geologie des oberen Bober. — *Katzbach Gebirges.* — *Jb. Preuss. Geol. L.-A. N. F.* 47.

SPIS WYKORZYSTANYCH MAP GEOLOGICZNYCH

- BERG G., 1912: Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten Blatt Kupferberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
- BERG G., 1940: Geologische Karte des Deutsches Reiches Blatt Kupferberg II Aufl. Reichstelle f. Bodenforsch. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1912: Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1940: Geologische Karte des Deutschen Reiches. Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf. Reichstelle f. Bodenforsch. Berlin.
- BEYRICH, ROSE, ROTH, RUNGE 1867: Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge. Berlin.
- GEOLOGICKA MAPA ČSSR, 1964: Mapa předtvyrtornich utvarů 1:200 000. Listek M-33-XVI Hradec Kralove, red. L. Čepek. Listek M-33-X Liberec red. J. Svoboda. Ústí. Geol. Úřad. Praha.
- GEOLOGICKA Mapa Krkonošského Narodního Parku 1968: — Pod redakcją J. Chaloupsky'ego, J. Sekyry i R. Taslera. Ústí. Úst. Geol. Praha.
- KODYM O., SVOBODA J., PROKOP F., 1947: Geologická Mapa Krkonoš a Jizerských Hor. Załącznik do pracy M. Maški 1954.
- MAPA geologiczna regionu dolnośląskiego 1968: Opracowanie zbiorowe pod kierownictwem L. Sawickiego. *Inst. Geol. Warszawa.*
- MIERZEJEWSKI M., BARANOWSKI S., 1968: Mapa geologiczna bloku Karkonoszy (na prawach rękopisu).

Juliusz H. TEISSEYRE

ON THE AGE AND SEQUENCE OF BEDS IN THE METAMORPHIC ROCKS OF THE RUDAWY JANOWICKIE RANGE AND LASOCKI RIDGE

Summary

ABSTRACT. Meta-volcanic rocks and metasediments overlying a basement group consisting of laminated and augen gneisses are compared with similar rock assemblages of Rychorskie Mts., Southern Karkonosze Mts., Żelezny Brod Region and Kłodzko Meta-

morphic Region. The upper Rudawy Janowickie Group, consisting of metasediments and meta-volcanic rocks is correlated with Silurian of Żelezny Brod Region; while the age of the lower Kowary Gneiss Group should be regarded as open question.

GENERAL CHARACTERISTICS OF THE GEOLOGY OF THE RUDAWY JANOWICKIE RANGE AND THE LASOCKI RIDGE

The geological structure of the Rudawy Janowickie Range and that of their continuation, known as the Lasocki Ridge is an intricate one. The western slopes of the Rudawy Janowickie, partly their ridge, too, are built of granitoids belonging to a major plutonic body known as the Karkonosze Granite. The age of this intrusion, since long ago recognized as Upper Carboniferous, has of late, by isotope methods, been estimated at 300 million years (comp. G. Przewłocki *et al.* 1961 and Borucki 1966). The most easterly parts of the two mountain ranges under consideration consist of sedimentary Carboniferous rocks. Between the two rock complexes mentioned above there stretches a strongly elongated zone built of metamorphic rocks, undoubtedly older than either the Karkonosze Granite or the Culm of the Intrasudetic Depression. In the outcrop pattern the width of that zone never exceeds 5.5 km, while in the vicinity of Leszczyniec it is reduced to approximately 1.5 km. The zone of metamorphic rocks, of which the eastern slopes of the Rudawy Janowickie consist, borders on the north on a system of dislocations known as the main Intrasudetic fault, while its western boundary with the Karkonosze Granite has the nature of a thermic

contact. The eastern boundary with the Culm of the Intrasudetic Basin, whose strike, as seen on the maps, seems rather irregular, has, doubtless, in many parts, been disturbed by a complicated system of faults. Quite recently these phenomena have been studied in detail, in the vicinity of Ciechanowice and Przybkowice, by A. K. Teisseyre, with the cooperation of the present writer (1969).

The zone of the metamorphic rocks in the Rudawy Janowickie Range stretches in a roughly N to S direction. The metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and of the Lasocki Ridge are only a part of a major structural unit which is called the metamorphic mantle of the Karkonosze Granite. This mantle is rather complicated. The metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and the Ridge represent the most easterly part of the mantle of the Karkonosze granite. Hence, they are currently defined in the Polish geological literature as „the eastern part of the mantle of the Karkonosze Granite”. The Karkonosze Granite together with its mantle are a structural unit of a higher rank, known as the Karkonosze Block. This is one of the chief structural elements of the Western Sudetes.

Similarly as the other regions of the Western Sudetes built of metamorphic rocks, the area occupied by the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge display considerably complicated structure. Most probably they are the result of the superposition of several tectonic phases, perhaps even orogenic cycles.

The actual state of knowledge concerning the tectonic structure of Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge, though still inadequate, has been reached after long investigations. The works by G. Berg have not contributed much information concerning the structure of Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge since that author's main attention was turned to fault tectonics. Great progress was, however, made in structural investigation by H. Cloos (1922, 1925) who was the first to observe minor tectonic structures, including the folded structures within the area of Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge. He recognised there two main axial directions of the minor fold structures — ESE and NNE, the latter confined to the most easterly part of the massif. M. Schwarzbach (1939) shared this view point when he compared the two directions of folds with the structural characteristic of the Bolków — Wojcieszów anticline.

The above opinions are confirmed by the more recent investigations of the Polish geologists J. Oberc (1960), J. & M. Szałamacha (1966, 1967) and J. Teisseyre (1968a). These authors all agree in their interpretation of the two directions of folds mentioned above as being the result of two deformations differing in age, but disagree in the interpretation of their age and chronological succession. J. Oberc (1960) supposes that the two deformations are Pre-Caledonian and correspond to the so called older and younger Pre-Taconian movements. In his later papers that author mentions the old- and young Assyntian movements.

In the present writer's earlier work (J. Teisseyre 1968a, p. 538—539) the ESE-WNW system is referred to the Caledonian, the NNE-SSW system to the Old-Hercynian (Bretonnian movements). An intermediate viewpoint is taken up by J. & M. Szałamacha (1968). Within the area of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge they differentiate structures connected with the Assyntian, Caledonian and Post-Upper-Silurian (overthrust of the unit of Leszczyniec) stages of the tectonic evolution of this region.

SUB-DIVISION AND AGE OF THE METAMORPHIC ROCKS OF THE RUDAWY JANOWICKIE RANGE AND LASOCKI RIDGE IN THE LITERATURE

In the oldest publications on the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge, down to the second half of the 19th century, there is a marked preponderance of operative problems connected with the deposits of mineral resources. The question of the age of metamorphic rocks is altogether disregarded by some authors from that period. We may only suppose that these geologists are convinced of the Pre-Cambrian age of the rocks on the ground that they are metamorphosed. Hence, today, their papers are rather only of historical value.

The investigations of G. Berg, carried out at the beginning of the present century, are, however, of outstanding importance for the knowledge of the geology of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge.

Two rock complexes are differentiated by that author within the metamorphic rocks of the mountain ranges just mentioned. They are the „greenstone formation”, — in his other papers also called „the old phyllite formation” or the „old Paleozoic shales” — (Berg 1938), and the „crystalline schists”. From the north the occurrence of rocks from the „greenstone formation” is confined to the Ołowiane Mts area and the vicinity of Przybkowice and

Ciechanowice, from the south to the vicinity of Niedamirów and Opawa. On the other hand, G. Berg postulates a wide-spread distribution for the „crystalline schists” of which the eastern slopes of the Rudawy Janowickie Range and all of the Lasocki Ridge are built. This complex has been divided into four groups:

- A — the Mica-Schist Group (Gruppe des Glimmerschiefers)
- B — the Amphibolite Group (Gruppe des Amphibolites)
- C — the Kowary Gneiss Group (Gruppe des Schmiedeberger Gneises)
- D — the Paczyn Gneiss Group (Gruppe des Petzelsdörfer Gneises).

The above lithological units have been mentioned in the order given by G. Berg (1912), their distribution is shown in sketchmap on Fig. 2.

Out of all the previous attempts at a classification of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge this one is grounded on thorough petrographic studies. The cartographic basis of G. Berg's division is, on the whole, also quite sound, in spite of certain deficiencies in his maps and the now obsolete tectonic interpretations.

G. Berg was the first geologist who discuss the metamorphism of rocks in the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge as a function of such physical agents as pressure or temperature but not as that as time. For that reason G. Berg had to take up a standpoint in the matter of the age of these rocks.

He don't expresses his opinion on the question of the age relations between the „greenstone formation” and the „crystalline schists”.

Wherever these two rock complexes border one on the other, faults, often whole fault systems, in many cases of a complicated pattern, are plotted on the map by G. Berg.

With the object of correlating the „crystalline schists” with other metamorphic rock complexes, then known from the Sudetes, G. Berg (1912c) carries out detailed comparative studies of the rocks he was investigating with the gneisses of the Izera Mts. and of the Sowie Mts., with rocks of the Orlickie Mts. and the greenstones of the Kaczawa Mts.

Analogies with the rocks from the Kaczawa Mts. led G. Berg to the inference as regards the similar age of the „crystalline schists”, which differed merely in stronger metamorphism.

Since the Silurian age of some phyllites from the Kaczawa Mts. had already long ago been accepted on the basis of graptolites found by F. Roemer (1868) while other unfossiliferous rock complexes had been marked as „Archaic” (*vide* G. Berg 1912b p. 165) the age of the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge is similarly estimated by G. Berg (1912b p. 174) when he writes of the „Late Archaic, or even Old Paleozoic” age of the original material of mica schists.

Later studies of the German geologists did not introduce any substantial changes in to the views held concerning the age and classification of the metamorphic rocks from Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge. M. Schwarzbach's (1939) notes on the age and Caledonian metamorphism of these rocks are somewhat cursory character but this problem is discussed more at length in another of his papers (1943).

The opinions of O. Kodym Sen., and of J. Svoboda (1948) concerning the age and classification of the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge seem to have been influenced by G. Berg's conception. The whole occurrence area of the „crystalline schists” has by them been included in to the Sudetic nappe which — according to the authors here mentioned — is built of the Algonkian series of paragneisses. On the other hand, the „greenstone formation” occurring in the vicinity of Niedamirów has been included by O. Kodym & J. Svoboda (1948) in to the Subsudetic nappe built of the Ordovician-Silurian „phyllite series”.

The complicated system of dislocations,

marked on the maps by G. Berg & E. Dathe (1912, 1940) between Opawa and Niedamirów, is interpreted by the above authors as an trace of overthrust plane of the Sudetic nappe into the Subsudetic one. An illustration of these concepts is shown in a sector of the map of the Karkonosze Block plotted by J. Svoboda, O. Kodym Sen. & F. Prokop (1947) which comprises the area of the Rudawy Janowickie Range, the Lasocki Ridge and the neighbouring terraines within Czechoslovakia (Fig. 3).

The concepts of O. Kodym Sen. & J. Svoboda (1948b) sharply contested by the Czech geologists (M. Maška 1954) as well these from Germany (A. Watznauer 1953) have, on the whole, met with the approval of the Polish geologists (K. Smulikowski 1954, H. Teisseyre in: *Geologia Regionalna Polski* 1957).

M. & J. Szałamacha (1958) have proposed a new classification of the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge (see. Fig. 4). This subdivision (*op. cit.* p. 353) is given below:

- 1) series of Niedamirów (phyllites, greenstones and albitised amphibolites)
- 2) migmatic series of Leszczyniec (hornblende gneisses under a amphibolite cover)
- 3) series of Kowary (gneisses intruding in to the older cover of mica schists).

In what the question of age is concerned M. & J. Szałamacha took up no definite standpoint but rather restricted themselves to quoting the earlier works of G. Berg (1912), O. Kodym & J. Svoboda (1948b), K. Smulikowski and H. Teisseyre.

The subdivision proposed by M. & J. Szałamacha was subsequently criticised by J. Oberc (1960, pp. 10—11). The following two litho-stratigraphic units were distinguished by him within the area of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge. A — the schist-gneiss zone (mica schists, group of Kowary gneisses, group of gneisses from the Mala Upa valley, the co called quartzite schists); B — the amphibolite-gneiss zone (amphibolites proper, hornblende gneisses, cataclasites and diaphthorites). Both these zones are by J. Oberc set against with the Old Paleozoic series of the eastern Karkonosze Mts. The extent of the particular lithological units after J. Oberc is shown in the sketchmap on Fig. 5.

J. Oberc (1960b) does not directly express his opinion on the age of rocks belonging to the zone of schists-gneisses or to that of the amphibolite-gneisses. It is, however, seen from the context of his paper that he regards them as sediments and volcanites Pre-Cambrian in age, folded, metamorphosed and granitised before the Old Paleozoic sedimentation in the southern Karkonosze Mts. and the Kaczawa Mts.

Ordovician phyllites and greenstones (Gothlandian?) have been distinguished within the Old Paleozoic series of the Eastern Karkonosze whose occurrence area J. Oberc confines within the area under consideration to the vicinity of Niedamirów.

In the course of the next years J. Oberc (1960) further modified his views. When discussing the units of Rudawy Janowickie — Śnieżka and that of Leszczyniec, previously differentiated by him, in a paper on the Old-Assyntian formation in Lower Silesia (J. Oberc 1966a) that author includes the two above units into the Proterozoic complex folded during the Old Assyntian movements and mentions that, prior to the over thrusting of the unit of Leszczyniec into the unit of Rudawy Janowickie — Śnieżka, they were one unit (J. Oberc 1960 pp. 69—70). In another paper J. Oberc (1966b) subdivided the rocks referred by him to the Proterozoic in — to the older Proterozoic I and Proterozoic II (younger). The metamorphic rocks of Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge are by him referred to Proterozoic I.

In the „Regionalni Geologie CSSR”, pp. 219—220, 233, 237—238, J. Chaloupský refers the Karkonosze gneisses, the gneisses of the Mala Upa valley, also the adjacent and the overlying paragneisses and mica schists to the Algonkian-Cambrian complex of which the so called Karkonosze Crystallinum is built. In the unit of Leszczyniec, differentiated after M. & J. Szałamacha (1958), J. Chaloupský (*op. cit.*) stresses the volcanic origin of the majority of rocks of which it is built (p. 233), also their Pre-Ordovician age.

The phyllites and greenstones from the vicinity of Niedamirów are by him referred to the Ordovician-Silurian series, assigning them to the „Crystallinum of the Rychory Mts. This is shown in the sketch map in Fig. 7.

The latest papers by J. & M. Szałamacha (1967, 1968) contain an important revision of their earlier conceptions. The former division into three series of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge is retained, but their extent is differently regarded and this is well illustrated by the already cited sketchmap in Fig. 6. The following views are now held by the above authors on the age of the lithological units distinguished by them: the series of Kowary is regarded as Pre-Ordovician (M. & J. Szałamacha 1967, p. 245) or not more precisely determinate, between the Pre-Cambrian and the Cambrian (M. & J. Szałamacha 1968, p. 63); the series of Niedamirów is assigned to the Cambro-Silurian accepting that rather the lower members of that series occur within the area of the Ru-

dawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge. In the earlier papers by J. & M. Szałamacha the age of the series of Leszczyniec is not discussed; this problem is taken up by them in their latest work (M. & J. Szałamacha 1968) in which they postulate — similarly as was done by J. Oberc (1960) in the case of the amphibolite-gneiss zone — that the characteristic assemblage in this series is the complex of hornblende and chloritic gneisses, of migmatic rocks with amphibolites, also of cataclasites and diaphctorites. The age of the series remains an open question, but the context reasonably suggests the Pre-Cambrian age of the rocks of which it is built, if it is believed by J. & M. Szałamacha (1968, p. 64) that the metamorphism of these rocks should be associated with the Assyntian or the Old Caledonian movements from the Pre-Cambrian-Cambrian boundary.

So far, the writer's research work has been concentrated first and foremost in the northern part of the Rudawy Janowickie Range. The synthetic report on the results of these investigations sent to the printing press in April 1965 did not appear before 1968. Hence, some of the views it contains does not always coincide with the more up-to-date investigations reported in the present paper.

Complicated fault zone occurring along the valley of the Bóbr, between Janowice Wielkie and Ciechanowice, have made the lithological correlation of the metamorphic rocks from the cover of the Karkonosze Granite with the older Paleozoic of the Kaczawa Mts. impossible. His division of the metamorphic rock complex of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge is based on structural grounds. Each tectonic unit differentiated by J. Oberc (1960) also by J. Teisseyre (1968a), has its corresponding rock complex called a series: the Series of Rudawy Janowickie — Śnieżka, the Series of Leszczyniec, the series of Przybkowice and the Greenstones of the Ołowiane Mts.

This subdivision, stressing chiefly the tectonic dismemberment of the region is not adequate. The concept of the so to say „tectonic” subdivision of the rock complexes under consideration has been strongly influenced by the opinions of a number of geologists, beginning with those of O. Kodym and J. Svoboda (1948b).

The writer's statement that the series here discussed represent the metamorphosed Old Paleozoic rocks (J. Teisseyre 1968a, p. 537) is based chiefly on the results of a comparative studies of the tectonic structures from the Rudawy Janowickie, the southern Karkonosze Mts. and the Kaczawa Mts. as well as on the authority of earlier authors. The concept postulating the Old Paleozoic age for all, or at least most of the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge, has

been worked out on new evidence obtained in the field, in the laboratory and from the literature. An attempt is made to retain as many as possible of the old names when they could

be re-defined so as not to incur the risk of their being misunderstood when compared with the actual meaning conveyed by their original names.

NEW LITHOSTRATIGRAPHIC SCHEME OF THE METAMORPHIC ROCKS FROM THE RUDAWY JANOWICKIE RANGE AND THE LASOCKI RIDGE

As has already been mentioned, the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge represent one part only of a major and strongly diversified complex of metamorphic rocks surrounding the Hercynian granite plutonic body of the Karkonosze Mts. M. Maška (1954) has called this complex the metamorphic series of Karkonosze-Izera but it is now suggested to change the name to that of the „Karkonosze-Izera Complex” in order to adjust it rules of International Subcommission on Stratigraphic Terminology.

Karkonosze-Izera Complex. This major rock complex displays strong internal differentiation within the area of Rudawy Janowickie Rang and Lasocki Ridge which justifies its subdivision in to several smaller units. The writer's study of the results of earlier investigations, particularly of the lithological profiles by G. Berg, already discussed here at some length, also his own observations have led him to distinguish here three major lithological units. The first one, roughly corresponding to G. Berg „amphibolite group” and the „Paczyn gneiss group”, also to the „Leszczyniec Series” of M. & J. Szalamacha, or the „amphibolite-gneiss group” of the J. Oberc, in the first place comprises the products of the metamorphism of volcanic, pyroclastic and vein rocks. The second unit, an approximate equivalent of the „Mica Schist Group” of G. Berg, and of the „Niedamirów Series” of M. & J. Szalamacha, contains products of the metamorphism of sedimentary clastic and carbonate rocks. There is a rather large admixture of pyroclastic material in the top of this unit. The third unit, composed chiefly of gneisses is the equivalent of G. Berg's „Group of the Kowary Gneiss”, and of the „Kowary series” of M. & J. Szalamacha (1958, 1966, 1968). The first two of the above units have one feature in common — namely the degree of metamorphism attained by them has not obliterated a number of their initial features of the original rocks.

Hence an accurate analysis of the relict structures, textures, even of the present mineral composition, may, in numerous cases, lead to determine the character of the original rock material. In the „Kowary gneisses”, however,

the recrystallisation process is so far advanced that no such reconstructions are im possible in a great majority of cases. Therefore, in the here accepted classification, the two first units will be a counterpart of the third unit. A general division of the metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie and the Grzbiet Lasocki is as follows:

The Rudawy Janowickie Group
 Leszczyniec Volcanic Formation
 Czarnów Schist Formation
 The Kowary Gneisses Group.

THE RUDAWY JANOWICKIE GROUP

The Leszczyniec Volcanic Formation. This major lithostratigraphic unit corresponds to the „Amphibolite Group and the „Paczyn Gneiss Group” of G. Berg (1912b), to the „Leszczyniec Series” of M. & J. Szalamacha (1958), or to the „Amphibolite-Gneiss Zone or Series” of J. Oberc (1960, 1968).

The complex of the altered volcanic rocks and the associated pyroclastic vein and hypabyssal rocks, called the Leszczyniec Volcanic Formation is widely distributed along the eastern slopes of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge. They stretch from the river gorge of the Bóbr in the vicinity of Ciecchanowice in the north as far as the State boundary south of Niedamirów. The outcrops of these rocks occur over a distance of 24 km.

The lithostratigraphic scheme of the Leszczyniec Volcanic Formation is probably as follows (see Fig. 8):

I — Paczyn Gneisses: albite-hornblende gneisses containing irregular bodies of metadiabases and metagabbro, the last named rocks are particularly well developed in the vicinity of Paczyn, subordinate veins of keratophyres, quartz keratophyres, albite microgranites with nests and veins of quartz and quartz-albite are of particular significance in the bottom part of the complex. Total thickness exceeds 600 m.
 II — member of basic metavolcanites: the boundary with the overlying Paczyn gneisses is transitional, it consists of alternating rocks, belonging either to the Paczyn gneisses or representing volcanic rocks, mostly basic ones, this rock assemblage is some tens to some hundred meters thick. The bulk of this member consists

of metalvolcanites, whose well preserved relict structures in many cases allow them to be classified as metadiabases-metabasalts. The more coarse-grained varieties transitional to the metagabbro are rare. The veins of keratophyres and of quartz keratophyres are comparatively rare, too.

These rocks alternate with the schists and greenstones which most likely are partly a product of the strong mechanic cleavage of massive metavolcanites, partly undoubtedly represent the metamorphosed tuffs of the rocks above mentioned. The amount of metatuffitic intercalations seems to increase towards the base of this member. The thickness of the metavolcanites of the Leszczyniec Formation is rather variable, its minimum value may be estimated at a. 250 m, the mean one at a. 500 m, while 800 m, is the maximum thickness probably never exceeded.

In spite of its considerable thickness and the strong lithological variability of the rock complex of which it is built, the Leszczyniec Formation is genetically a fairly homogeneous unit. Besides some minor lenses of limestones or of chlorite-carbonate schists, no rocks of sedimentary origin occur here.

The rather marked genetic uniformity of the rock complex is responsible for the difficulties encountered in the more accurate subdivision of the fairly thick assemblage.

When discussing the regional variability of the Leszczyniec Volcanic Formation we cannot omit the problem of the relation of its rock complex to the so called greenstones of Niedamirów. In the writer's opinion these greenstones are simply a continuation of the lower member of the Leszczyniec Formation (see Fig. 10). A comparative analysis does not show any distinct differences between the rock complex traditionally described as the greenstones or the greenschists and the rocks from the Leszczyniec Volcanic Formation. Similar analogies have already been observed by G. Berg (1908, 1912c, 1940).

An important inference may be drawn from the above speculations, namely that the volcanic formation from Leszczyniec is probably a continuation of the so called „volcanic complex” of the Czech geologists, known from the Rychory Mts. Most probably it is also its age equivalent, i. e. belongs to the Upper Silurian. These suggestions have already been advanced by the writer (J. Teisseyre 1968b, c). They were based on the striking lithological analogies of the Upper Silurian metavolcanites from the vicinity of Źelezny Brod, particularly in the Rychory Mts. Regional investigations have provided a broader basis for these suggestions. It is noteworthy to mention that the so called cataclastic albite granites from the vicinity of

Bituchov near Źelezny Brod (F. Fediuk 1953) have been referred by some Czech geologists to the Lower Devonian. Their lithological analogies with some of the varieties of Paczyn gneisses are very distinct (J. Teisseyre 1968b, c). Hence, it is not excluded that the Paczyn gneisses which are an upper member of the Leszczyniec Formation are still younger.

From the SE, along the full length of its outcrops, the formation of Leszczyniec borders on the Culm conglomerates (see Fig. 10).

The W and NW boundary of the Leszczyniec Volcanic Formation runs along the eastern boundaries of the Rudawy Janowickie Range and the Grzbiet Lasocki Ridge. All along their length the outcrops of that unit border on the underlying Czarnów Schist Formation, whose accurate definition and description will be given later. In the northern part this contact seems gradual and transitional while in the central and southern parts of the Rudawy Janowickie it is more or less distinctly tectonic.

On the N the volcanic formation of Leszczyniec borders on the Intrasudetic fault which delimits that unit from the Upper Cambrian greenstones of the Kaczawa Mts. (see Fig. 10).

The Czarnów schists formation. This is a major lithostratigraphic unit roughly corresponding to Berg's (1912b) „Group of the Mica Schists”, and to the Niedamirów Series” introduced by M. & J. Szałamacha (1958) but rather to its newer concept advanced by these authors in their later papers (*op. cit.* 1966, 1968). The same rock complex was given by the writer (J. Teisseyre 1968a) the name of the „Śnieżka—Rudawy Janowickie Series”. As has already been mentioned, this name does not seem a suitable one. Hence, it might be convenient to change the name of that unit simultaneously with the revision postulating an important extension of the limits of that series (M. & J. Szałamacha 1966, 1968) as well as a shifting of its lower, but first and foremost of its upper boundary, as is proposed in the present paper. This would seem all the more correct since the vicinity of Niedamirów is not particularly characteristic of that Formation.

The profile of the above unit is as follows (see Fig. 9).

IV — Upper striped amphibolites, the upper amphibolites of J. Teisseyre 1968a (Oberer Dioritschiefer — M. Websky 1853, Oberes Diopsidführender Amfibolit G. Berg 1912), dark-coloured rocks, showing distinct lamination of nearly black laminae consisting chiefly of hornblende and of grey-green laminae rich in calc-silicates. This lithological member contains intercalations of calc-silicate rocks in places. In the vicinity of Czarnów the thickness of the upper amphibolites is about 30 m, increasing to the N to attain

about 300 m in the profile of Bóbr. South of Czarnów the rocks of that member disappear.

III — Upper mica schists with leptynites („upper schists and paragneisses of J. Teisseyre”).

Grey micaceous schists, mostly rich in quartz, often displaying „perlen structure” due to the strong development of round albite blasts. They are underlain by leptynites. These are rather massive rocks with platy cleavage, composed of quartz, potassium feldspar and variable amounts of light mica. Leptynites are underlying by mica schists whose development resembles that described from the top of this member. In its type profile the Upper Mica Schist Member is about 120 m thick.

II — Lower striped amphibolites. Striped amphibolites closely resembling those described in item IV are encountered in the top of this complex. They differ only in a greater number of intercalations of the calcareous-siliceous rocks. The number intercalations of calc-silicate rocks increases towards the bottom of this member. Marble lenses occur here, commonly distinctly dolomitic, in places with a large admixture of calcium and magnesium silicates in places. Intercalations of mica schists or of mica carbonate schists, here and there up to well over 10 thick, are encountered in the bottom of this complex. In the type profile the thickness of this member is about 180 metres.

I — Lower mica schists. The complex described above graded into the lower mica schists by a continuous transition; mica-carbonate schists make their appearance in places in the near the boundary of this member. The lower mica schists differ from those described above in generally darker colouration. This is due to an admixture of graphitic pigment whose content increases towards the bottom of the member. Black graphite schists with thin lenses of graphite quartzite are present in the bottom of member. In the type profile the thickness of this member is about 150 m.

The total thickness of the schist formation of Czarnów may be estimated at about 480 m., but its range probably varies strongly. The boundary of the schist formation of Czarnów with the underlying Group of the Kowary gneisses is probably transitional. In the writer's opinion, the local angular unconformities are tectonic in character and have a local extent. These phenomena depend on the difference of competence of the neighbouring rock unit.

The great distance over which stretch the outcrops of the Czarnów Schist Formation accounts for the distinct differences in the lithological development of the particular areas. The present state of knowledge on the petrography of this lithostratigraphic unit reliably indicates that these differences are in the first place due to differences in the lithology of the initial rock material, though the influence of agents responsible for the metamorphism over so large an area must have also been locally demonstrated.

South of the region of Czarnów changes take place also in the lithological composition of the unit under consideration. The upper striped amphibolite disappears there. The leptynites, forming a regular horizon in the northern and central part of the Rudawy Janowickie Range, south of Czarnów graded into a row of quartzite lenses rich in a sericite-like white mica. The change in the lithological character of these rocks is probably connected with a change in the character of the metamorphism. The so called feldspar amphibolites of G. Berg (1912b) seem to be the equivalents of the lower amphibolites south of the Kowary Pass. As microscopical investigations have shown that in most cases these are not amphibole but chlorite rocks, with a variable albite and epidote content. In this particular case, not only the metamorphism agents but the original material must have been different, too.

Strong analogies are readily seen when comparing the above lithostratigraphic scheme with the writer's earlier attempt (J. Teisseyre 1968a, p. 498, chart 1) at a division of the so called „Śnieżka — Rudawy Janowickie series”. Somewhat doubtful is only the assignment of the mica schists from the vicinity of Orlina to the member of the „upper schists and paragneisses”.

The observations of Silurian rocks in the southern Karkonosze Mts. have revealed such strong similarities with the lithological assemblage of the Czarnów Formation that their identity may be reasonably suggested. Hence, it is with high probability that we may speak of the Lower and Middle Silurian age (the Gala, Tarannon, Wenlockian, perhaps the lowermost Ludlovian stages) of rocks of the Czarnów Schists Formation.

Since in the lithological profile published in J. Chaloupski's (1966) paper a part of the phyllites and graphitic sericites has been included into the Ordovician it may be reasonably supposed that, analogously, a part of the lowermost member from the Czarnów formation represents the uppermost Ordovician. There is, however, no adequate evidence for the inclusion into the Ordovician of all the phyllites occurring in the vicinity of Niedamirow as had been suggested by J. Oberc (1960).

KOWARY GNEISSES GROUP

This is a major lithostratigraphic unit roughly corresponding to G. Berg's (1912b) „the Kowary Gneiss Group”. As interpreted below this unit also comprises the rock varieties by G. Berg assigned to the „group of the mica schists”, such as the gneisses from Mala Upa and the so called ore-bearing formations.

The differentiation of the above unit is, in the first place, prompted by its lithological distinctness. In contrast to the above described formations composed of rocks whose mutual relations in time and space may be reconstructed thanks to the good preservation of the initial features, the reconstruction of the internal stratigraphy in the rock complex of the Kowary Group is almost impossible due to very strong recrystallisation. There is also a certain practical aspect to this subdivision based both on tradition and lithological distinctness.

The type area of the Kowary Gneisses Group the vicinity of Kowary Górne and Podgórze was chosen. The lithology of this region may be defined as follows:

A — Granite-gneisses megascopically massive or even massive „homophaneous” rocks (*sensu* Mehnert 1962). These medium grained or coarse grained rocks have developed in the type area on the north-western slopes of the Rudawy Janowickie Range, between Bobrzak and the north-western slopes of the Rudnik.

B — Augen gneisses and laminated gneisses, medium grained varieties of rock, widely distributed both in the type area and throughout the occurrence area of the Kowary Group. The two principal textural varieties of the here differentiated lithological types cannot be separated in field practice due to the numerous mutual passages.

C — Finely-laminated and „Augen” gneisses with intercalations of paragneisses and schist. This is a rock complex of a transition type from the above described laminated and „Augen” gneisses to the mica schists, paragneisses amphibole rocks, skarns etc. These rocks occur along the south-western boundary of the Kowary group, and in the vicinity of gneisses with the ore-bearing formation described below:

D — The ore-bearing formation is a rock assemblage, in the older literature known as the „ore-bearing gneiss zone” or the „ore-bearing formation” H. Wedding 1859. G. Berg's (1902, 1912) investigations established the name of this complex as „Schmiedeberger Erzformation”. For formal reasons it is here proposed to call this complex the „Podgórze Ore-bearing Formation”.

The rocks of this formation stand out clearly by their lithological distinctness from the rather monotonous gneiss complex of the Kowary

Group. The marbles, amphibole-epidote and amphibole rocks of which it is built are, on the whole, poorly exposed. The outcrops above the railway station at Kowary Górne and in the vicinity of the ravine of the Piszczak stream are exceptions. A full profile of the formation here considered is known only from mining shafts, now inaccessible. Hence it is proposed to accept as „type profiles” of this formation, the very detailed ones published by K. Mochacka (1966, 1967).

The rocks from the Kowary Gneisses Group are regionally somewhat differentiated. The occurrence should, foremost, be stressed of a major complex of mica schists along the crest of the Kowarski and Czarny Grzbiet (ridge). Among these rocks there occur some lithological varieties similar to those noted in the Podgórze Ore bearing Formation as a whole, however, this is a separate lithological member connected with the rocks described from Czechoslovakia by J. Chaloupský (1965).

The gneiss group of Kowary has its equivalent in Czechoslovakian territory in a complex composed of grey muscovite-albite shales and green albite-chlorite-muscovite shales, according to J. Chaloupský (1965, p. 36) penetrated by large orthogneiss bodies. In the opinion of that author and of other Czech geologists this complex is Algonkian in age.

In so far as the identity of the Kowary Group and that of the above described lithological complex, previously distinguished in the Czech literature (O. Kodym Sen. & J. Svoboda 1948) under the name of the Paragneiss Series or the „Paragneiss Zone” (Svoboda 1955) seems undoubtless, the age of these rocks and the resulting tectonic conclusions are controversial. Opinions about the age of these rocks are split.

A comparative study of these opinions seems indispensable before they can be soundly discussed, beginning with those of G. Berg. This author regarded the gneisses belonging to the Kowary Group, with the exception of the gneisses from Mala Upa, as typical orthogneisses whose origin is due to the mechanical deformation of granite rocks (G. Berg 1908, 1910, 1912b). Other German geologists took up the same viewpoint, as a rule regarding the original granite material as an intrusion of the synorogenic (synkinematic) type (*sensu* H. Stille 1940). These views have been most completely expressed by M. Schwarzbach (1943). The standpoint of M. Maška (1954) coincided with that given above. Other Czech geologists, however, O. Kodym Sen. & J. Svoboda (1948) and more recently J. Chaloupský (1963, 1965) advocate the Precambrian age of the „Karkonosze gneisses” introduced in to the geological literature more than one hundred years ago by J. Jockely (1860, 1862).

When discussing the time and origin the Kowary Gneisses it seems that, at the present state of knowledge, these problems should be considered as an open question.

The opinions on the age of these rocks have at some length been discussed above.

The opinions of G. Berg (1912b) who postulated the seemingly undoubted orthogneissic character of the Kowary gneisses are hardly acceptable in the light of more recent observations. A number of geologists, such as J. Oberc (1960), J. Chaloupský (1965), and still more recently J. & M. Szalamacha (1966, 1968) have recognised the metasomatic granitisation origin of these rocks. These opinions, some of them very radically expressed, arouse some reservations all the more so that J. Chaloupsky's paper

(1965) is the only one based on a detailed petrographic analysis. It seems that the intermediate standpoint expressed in an earlier paper by M. & J. Szalamacha (1958) gives a fuller interpretation of the variability observed in the Kowary gneisses. Among the Kowary gneisses M. & J. Szalamacha (1958) have distinguished the varieties of orthogneisses, metagneisses¹ and paragneisses comparing the origin of these rocks with the petrogenetic processes of the Iżera gneisses described by M. Kozłowska-Koch (1951).

¹ The authors have never explained the meaning of the term metagneiss which in the present writer opinion is rather non adequate.

FINAL REMARKS

Although the writer's research work concerning the geological structure of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge has not yet been finished, he thinks that the present tentative subdivision of the metamorphic rocks from this mountain range is sufficiently worked out for its publication and a more general discussion. The present paper is a continuation of his earlier investigations of the geological problems in the so called eastern mantle of the Karkonosze Granite.

When presenting for public discussion his proposal for a new lithostratigraphic scheme of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge it is the writer's desire to set his views

against a wide background of regional and theoretical literature. The rather comprehensive treatment in this paper of the regional works, including even the oldest ones, had for its object the laying of emphasis on the historical background of many disputes concerning the age and classification of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and the Lasocki Ridge. The great progress which is recently observable in the biostratigraphic study of the metamorphosed rock complexes of the Western Sudetes can inspire confidence that the age determination and correlation of the rock complex here considered will, in the near future, be based on more reliable evidence.