

Henryk TEISSEYRE

Prekambr w polskiej części Sudetów

Sudety jako jednostka strukturalna wyższego rzędu są skomplikowanym horstem wydzwigniętym w trzeciorzędzie. Jest to zatem jednostka młoda, chociaż jej treść wewnętrzna jest przeważnie stara.

Horst Sudetów jest wydłużony w kierunku NW—SE. Zarówno od strony polskiej, jak i czeskiej ograniczają go obniżone przedpola.

Wewnętrzna treść Sudetów i ich północno-wschodniego przedpola składa się z licznych sekwencji skalnych, związanych z różnymi cyklami tektonicznymi. Poszczególne tektogenezy występują w Sudetach tylko w wycinkach, przy czym ukierunkowanie tych tektogenów jest często skośne, względnie poprzeczne do dyslokacyjnych krawędzi horstu sudeckiego.

Północno-wschodnie przedpole Sudetów ma tę samą mozaikową budowę co Sudety i składa się z wycinków tych samych tektogenez. Nie można go traktować zatem jako zewnętrznej, tj. przedgórskiej strefy którejkolwiek z tektogenez wchodzących w grę.

W pracy niniejszej uwzględniam tylko te sekwencje skalne mozaiki sudeckiej, które z mniejszym lub większym prawdopodobieństwem uważa się dziś za prekambr. Pominę jednakże nie uzasadnione lub niewłaściwie uzasadnione koncepcje stratygraficzne niektórych autorów. Pominę też przegląd historyczny odnośnej literatury, nie chcąc powiększać objętości opracowania. Przedstawiam ujęcie raczej syntetyczne, bez szerszego dyskutowania zagadnień spornych. Nie sposób jednakże nie zaznaczyć na wstępie, że stratygrafia prekambru sudeckiego jest zagadnieniem ciągle jeszcze niejasnym, a nawet kontrowersyjnym w wielu szczegółach. Także granica między starszym paleozoikiem lub dewonem a prekambrzem jest rozmaicie przeprowadzana przez geologów, brak jest bowiem bezpośrednich i oczywistych sprawdzianów poszczególnych opinii.

Istnieją też poważne rozbieżności w poglądach na tektogenezę, a zwłaszcza na wiek głównej deformacji tych sekwencji, które na ogół w Sudetach zaliczamy do prekambru. Opracowanie niniejsze jest tedy tylko próbą podsumowania dotychczasowej dyskusji na te tematy i dlatego moje wnioski wypowiadam najczęściej z większym lub mniejszym zastrzeżeniem.

Główną przyczyną trudności, których nie da się pokonać w obecnym stanie badań, jest fakt, że stratygrafia utworów uważanych w Sudetach

za prekambry opiera się zasadniczo na kryteriach pośrednich. Najczęściej chodzi tu o porównania z sąsiednimi obszarami, w których wiek serii skalnych wydaje się pewniejszy. Bierze się pod uwagę także stosunek nie datowanych serii do przyległych utworów paleozoiku, zwłaszcza starszego, przynajmniej ułamkowo udokumentowanego paleontologicznie.

Niektórzy badacze opierają swe wnioski stratygraficzne w dużej mierze na facji mineralnej skał, a wiek deformacji dostosowują do rzekomo w ten sposób stwierdzonej stratygrafii (J. Oberc, 1960a, 1965, 1966). Takie wnioski odrzucam jako metodycznie błędne i pomijam je niżej w tekście nawet w przypadkach, kiedy podane zostały w literaturze w sposób, z którego wynika, że ich autor nie miał żadnych wątpliwości co do słuszności postawionych tez.

Wszelkie dotychczasowe próby ujęcia stratygrafii prekambry sudeckiego są tedy mniej lub więcej udanymi interpretacjami całokształtu znanych zjawisk. Brak jednak wiarygodnych oznaczeń wieku bezwzględnego skał starokrystalicznych nie pozwala na kontrolę tych interpretacji i rozstrzygnięcie wielu spraw spornych. Naszkicowany niżej obraz geologii sudeckiego prekambry może się tedy zmienić w przyszłości w jednym z nich.

SCHEMAT STRUKTURALNY SUDETÓW I ICH PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO PRZEDPOLA ORAZ ROZMIESZCZENIE PREKAMBRY NA TYCH OBSZARACH

Centralną część obszaru zawartego w ramach Sudetów i ich północno-wschodniego przedpola stanowi trójkątnego kształtu blok sowiogórski (fig. 1). Blok ten składa się z kompleksu gnejsowego, którego uderzające podobieństwo do gnejsów moldanubskich masywu południowoczeskiego (moldanubskiego) zauważono już dawno.

Na ogół zespół gnejsów sowiogórskich uważa się dziś za najstarszą serię Sudetów. Równoległe do trzech boków trójkąta sowiogórskiego przebiegają trzy młodsze łuki fałdowe (fig. 1): północny, południowy i wschodni (H. Teisseyre, 1960). Wspomniane łuki zbiegają się i łączą w trzech narożach bloku sowiogórskiego (porównaj E. Bederke, 1929a, 1929b). „Połączenia” towarzyszące narożom NW i NE dają stosunkowo prosty deseń strukturalnych kierunków. Na załączonym szkicu wyraźnie zaznacza się ich zbieżność (*Scharung, merging* lub *junction, raccordement*). Na peryferii SE naroża bloku sowiogórskiego dostrzegamy prócz tego skomplikowaną wirgację, którą swego czasu nazwałem wirgacją łądecką. Opisywali ją później J. Don (1964) i J. Oberc (1965), ujmując rzecz niezgodnie. Jak to podałem w pracy o sudeckich seriach metamorficznych, w obszarze łądecko-śnieżnickim zaznaczają się dwie wirgacje przeciwstawne, które zgodnie z terminologią geologów francuskich można określić jako podwójną wirgację wymuszoną (*virgation double forcée* — H. Termier, G. Termier, 1956). Liczne lokalne dyskrepancje kierunków strukturalnych (*rélaieiment*) potęgują zawilóść tych wirgacji (fig. 1).

Trzy wyżej wymienione łuki fałdowe składają się z serii silnie przełamanych. Serie metamorficzne zalicza się w tych łukach do prekambry, starszego paleozoiku lub do dewonu, a także do karbonu. Dewon górny łuku południowego i karbon łuku północnego są nie zmetamorfizowane. Pokrywają osadów młodszych są zawsze niemetaformiczne, a ich

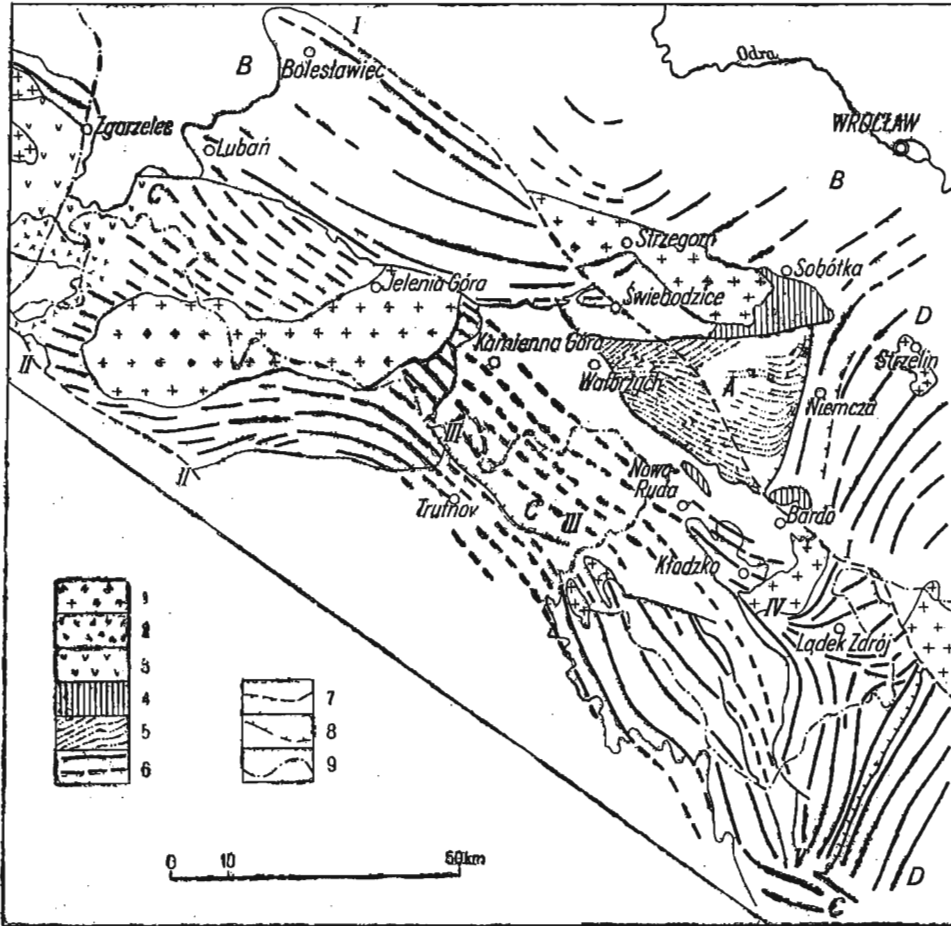


Fig. 1. Schemat strukturalny metamorfiku sudeckiego

Structural scheme of the Sudetes

A — archaiczny? blok sowiogórski; B—B — łuk fałdowy północny; C—C — łuk fałdowy południowy; D—D — łuk fałdowy wschodni; I—I — uskoc sudecki brzeżny; II—II — dyslokacja łużycka; III—III — dyslokacja Poriči-Hronov; IV—V — ogniska podwójnej „wymuszonej” wirgacji łądeckiej (*virgation double forcée*); 1 — granitoidy młodowarwisyjskie; 2 — granit rumburski; 3 — granodioryt zawidowski; 4 — skały zasadowe i ultrazasadowe w otoczeniu bloku sowiogórskiego; 5 — gnejsy sowiogórskie; 6 — przebieg struktur fałdowych; 7 — uskoki; 8 — nasunięcia; 9 — granica państwa

A — Archean? block of the Sowie Mts.; B—B — northern fold arch; C—C — southern fold arch; D—D — eastern fold arch; I—I — marginal fault of Sudetes; II—II — dislocation of Lusatia; III—III — dislocation of Poriči-Hronov; IV and V — centres of the Łądek double virgation (*virgation double forcée*); 1 — Young-Variscan granitoids; 2 — Rumburg granite; 3 — Zawidów granodiorite; 4 — basic and ultrabasic rocks adjacent to the block of the Sowie Mts.; 5 — gneisses of the Sowie Mts.; 6 — direction of fold structures; 7 — faults; 8 — overthrusts, 9 — state's boundary

tektonika, w znacznej mierze sztywna, dostosowała się do ruchów niżej leżącego starszego podłoża (*plissement de revêtement*).

Należy się spodziewać, że pierwsze deformacje serii prekambryjskich zaszyły już w prekambrze. Z drugiej strony jednakże dostrzega się w Sudetach silne ruchy w czasie fałdowań młodokaledońsko-wczesnowarwisyj-

skich, w późniejszym waryscyku, a także w dobie tektogenezy alpejskiej. Należy zatem spodziewać się, że stare prekambryjskie struktury uległy wielokrotnej i prawdopodobnie silnej przebudowie. Co do tego geolodzy sudeccy są na ogół zgodni. Różnie pojmują się jednakże wiek głównej deformacji.

REGIONALNY OPIS SUDECKICH SERII PREKAMBRYJSKICH

BLOK GNEJSOWY SOWICH GÓR

Zgodnie z poglądami E. Bederkego (1929a) musimy przyjąć, że blok gnejsowy Sowich Gór stanowi masę autochtoniczną zakorzenioną na miejscu (fig. 1, 2). W stosunku do otaczających go łuków fałdowych blok ten odgrywa rolę sztywnej masy śródgórskiej (H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc, 1957).

Zasadniczym elementem litologicznym omawianej jednostki regionalnej są paragnejsy i migmatyty. Mniejsze znaczenie mają granitognejsy często oczkowe, a także liczne drobne wystąpienia granitów, wykształconych w formie zgodnych soczew, wkładek i nieregularnych gniazd. Pospolicie napotykamy wkładki amfibolitów zarówno para, jak i orto. W niektórych okolicach zjawiają się granulity lub serpentynity, zaś eklogity i krystaliczne wapienie notujemy wyjątkowo. Do skał postkinematycznych i nie zmetamorfizowanych należą często występujące pegmatyty (A. Polański, 1955; W. Grocholski, 1961).

Paragnejsy sowiogórskie powstały przez przeobrażenie serii suprakrustalnej o niewiadomej, lecz zapewne znacznej miąższości. Seria ta składała się zasadniczo ze skał osadowych ilasto- względnie mułkowo-piaszczystych. Wkładki żelazisto-dolomitycznych margli dały amfibolity, zaś diabazy i ich tufy, oraz drobne intruzje gabrowe zmieniły się w ortoamfibolity w czasie metamorfozy regionalnej.

Skład paragnejsów sowiogórskich jest bardzo monotony. Główne składniki to kwarc, oligoklaz i biotyt. Fengit i muskowit, prawdopodobnie diaforyczny, występują podrzędnie (A. Polański, 1955). Paragnejsy bogate w biotyt zbliżają się swym wyglądem do łupków krystalicznych, najczęściej jednakże przechodzą one w migmatyty. Skład mineralny tych migmatytów jest taki sam jak paragnejsów, z których powstały, jednakże kwarc i plagioklaz koncentrują się w jasnych warstwach przedzielanych zazwyczaj cieńszymi laminami wzbogaconymi w biotyt. Zafałdowanie fluidalne (ptygmatyczne) omawianych skał nie jest rzadkością, jednakże najczęściej drobne fałdki migmatytów wykazują tektonicznie uporządkowane kierunki (W. Grocholski, 1967).

Drobne wystąpienia granitognejsów można znaleźć w różnych częściach bloku sowiogórskiego. Szeroki i wiele kilometrów długi pas tych skał zjawia się na południowych zboczach głównego pasma Sowich Gór. Są to skały bogate w mikroklin zawierające kwaśny plagioklaz (około 12% An) oraz obie mikli. Struktury oczkowe są w nich częste. Granitognejsy Sowich Gór uważane były dawniej za skały orto. Obecnie traktuje się je raczej jako produkty granityzacji metasomatycznej.

Granity sowiogórskie są również bogate w skałeni potasowy i wyróżniają się obecnością muskowitu, który czasem stanowi w nich jedyny łyszczylk.

Podobnie jak metamorfoza, tak i tektonika gnejsów sowiogórskich jest wielofazowa i zawiła. Panuje pogląd, że ten prawdopodobnie archaiczny kompleks skał uległ przeładowaniom jeszcze w prekambrze. Badania W. Grocholskiego (1967) ujawniły w nim trzy raczej różnowiekowe lineacje. Wymieniony autor nadał im symbole B_0 , B_1 i B_2 . Lineację południkową B_0 — reliktową — uważa za najstarszą (W. Grocholski, 1964). Kolejną młodszą lineacją B_1 jest głównym elementem wśród mezostruktur bloku sowiogórskiego. W sudeckiej części tego bloku nachyla się ona niemal stale ku SE. W związku z tym W. Grocholski (1967) zaznacza, że najgłębsze swe partie blok ten odsłania w narożu północno-zachodnim, gdzie zjawiają się granulity, a gnejsy migmatyczne zawierają najwięcej syllimanitu. Trzecią z rzędu lineacją B_2 jest wykształcona raczej podrzędnie i ustawiła się poprzecznie lub skośnie do poprzedniej (najczęściej w kierunku NE—SW).

Wydaje się, że deformacje, które powstały w Sudetach po prekambrze, nie zmieniły w sposób zasadniczy starych struktur sowiogórskich. Wyjątek stanowią jedynie przykrawędziowe partie bloku, graniczące wzdłuż dyslokacji z sąsiednimi obszarami. Wszystkim trzem krawędziom bloku sowiogórskiego towarzyszą objawy kataklazy i mylonityzacji gnejsów. Niekiedy sięgają one w głąb tych skał tylko na odległość do kilku metrów, kiedy indziej tworzą zastanawiająco szerokie masy. Potężnie rozwiniętą formację kataklazytów opisał i wydzielił kartograficznie W. Grocholski (1961) wzdłuż wschodniego odcinka południowej krawędzi sowiogórskiego bloku. K. H. Scheumann (1937) wykazał, że gnejsy sowiogórskie przeobrażone zostały w mylonity i ultramylonity wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego w związku z nasuwaniem się tego bloku na młodsze utwory dyslokacyjnej strefy Niemczy. W pobliżu wschodniego obrzeżenia foliacja gnejsów zagina się nagle, dostosowując swój bieg do południkowego kierunku wspomnianej strefy. E. Bederke (1929b, 1931) wiąże wspomniane nasunięcie z fazami bretońskimi, J. Oberc (1960a, 1966) uważa je za prekambryjskie.

Być może, było tu szereg kolejnych faz ruchu aż po młodszy waryscyk włącznie, za czym przemawiałyby wyniki prac H. Dziedzicowej (1960, 1961) i H. Dziedzic, T. Góreckiej (1965).

Północno-zachodnie naroże sowiogórskiego bloku podnosząc się nasuwało się ku zachodowi na karbon niecki śródsudeckiej wzdłuż stromemu ku E zapadającej dyslokacji Strugi. Bardzo stroma dyslokacja Szczawienka oddziela to naroże od górnego dewonu depresji Świebodziec.

Dyslokacje brzeżne bloku sowiogórskiego pozostają w związku z nieciągłościami w budowie skorupy ziemskiej, które ograniczają ten blok i schodzą niewątpliwie do dużych głębokości. Świadczy o tym wieniec skał magmowych, zarówno głębinowych, jak i wulkanicznych, okalający trójkąt sowiogórski (H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc, 1957). Szczególnie charakterystyczne jest sąsiedztwo masywów serpentynitowych i gąbrowych nagromadzonych u brzegów gnejsów sowiogórskich. Wiek tych skał nie jest rozstrzygnięty. Podczas gdy większość geologów przydziela je raczej do dewonu lub starszego paleozoiku, J. Oberc (1960a) uważa je za prekambr, nie podając jednak dowodów na poparcie tej opinii.

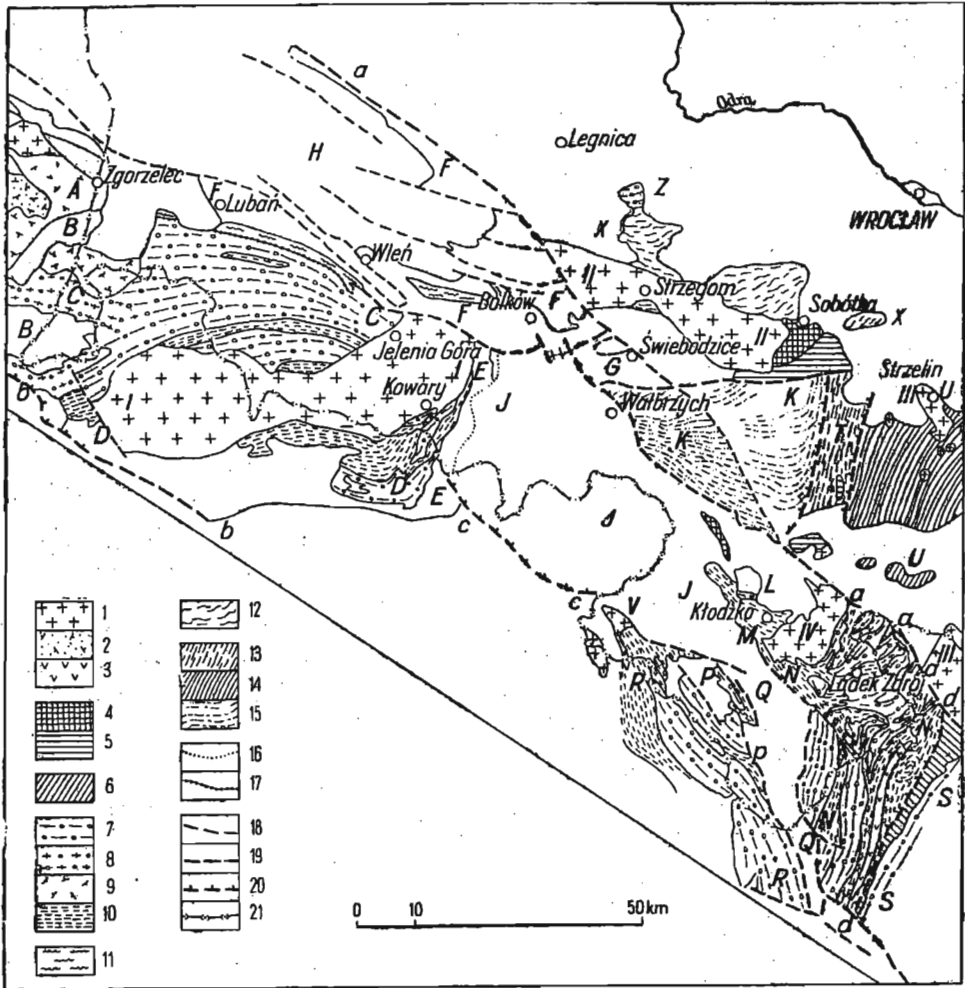


Fig. 2. Rozmieszczenie serii prekambryjskich w Sudetach z uwzględnieniem plutonów waryscyjskich

Distribution of the Pre-Cambrian series in the Sudetes, including Variscan plutonic bodies

A — blok łużycki; B-B — strefa obniżen trzeciorzędowych Zytawa—Węgliniec na granicy bloków łużyckiego i Karkonoszy; C-D-E — blok Karkonoszy; C-C — region Izerski; D-D — południowe Karkonosze; E-E — wschodnie Karkonosze; F-F — Góry Kaczawskie; G — depresja Świebodzic; H — niecka północnosudecka, czyli synklinorium bolesławieckie; I-I — niecka śródsudecka; K-K — blok gnejsowy Sowich Gór; L — metamorfik kłodzki, część północna; M — metamorfik kłodzki, część południowa; N-N — region Łądką i Śnieżnika; Q-Q — rów górnej Nysy; P-P — Góry Bystrzyckie; R-R — Góry Orlickie; S-S — kopuła kepernicka; T — strefa dyslokacyjna Niemczy; U-U — metamorfik strzełński X-X — serie metamorficzne w przedłużeniu wschodnim Gór Kaczawskich; Z — gnejsy Wądroża Wielkiego; I-I — masyw Karkonoszy; II-II — masyw Strzegom — Sobótka; III-III — masyw Strzelin — Żulowa; IV — masyw kłodzko-złotostocki; V — masyw Kudowy; a-a — sudecki uskoc brzeżny; b-b — dyslokacja łużycka; c-c — nasunięcie Pofieci-Hronov; d-d — nasunięcie ramzowskie; 1 — granitoidy waryscyjskie, postkinematyczne; 2 — granodioryt łużycki; 3 — tonality; 4 — gabra, meta-gabra, częściowo diabazy i amfibolity w otoczeniu bloku sowiogórskiego; 5 — serpentynity; 6 — dewon dolny i środkowy Sudetów Wschodnich; 7 — gnejsy przeważnie mikroklino-w-plagioklazowe, metasomatyczne lub poligeniczne — asyntyty (algonk?); 8 — granit rumburski — asyntyty (algonk?); 9 — granodioryt zawidowski — asyntyty (algonk?); 10 — łupki, paragnejsy

Zawiły system uskoków rozcina także wewnątrz bloku sowiogórskiego. Wydaje się, że są to dyslokacje postkinematyczne przynajmniej w przeważającej części. Niekiedy uskoki te są na pewno pokulmowe, ograniczają bowiem rowy, w których formacja ta zachowała się. Najczęściej jednakże wiek ich nie jest jasny, a przesiedzenie w monotonicznych masach paragnejsów i migmatytów trudne. Opisał je ostatnio i usystematyzował W. Grochol-ski (1967), dzieląc blok Sowich Gór wzdłuż tych dyslokacji na pomniejszenie jednostki strukturalne również o blokowym charakterze.

PREKAMBR GÓR ORLICKICH I BYSTRZYCKICH ORAZ W REGIONIE ŁĄDKA I ŚNIEŻNIKA

Kompleksy skalne wyżej wymienionych obszarów mają wiele cech wspólnych. Niewątpliwie istnieją powiązania genetyczne między tymi kompleksami, a także domyślać się można ściślejszych związków strukturalnych między wymienionymi regionami. Związki te nie są jednakże zgodnie oceniane przez geologów. Niemniej istnieją one, zwłaszcza jeśli chodzi o skały starokrystaliczne, i dla tego będzie rzeczą celową omówić te utwory łącznie dla wszystkich trzech regionów (fig. 2).

Zgodnie z opinią dziś ustaloną występuje tu jedna i ta sama seria suprakrustalna, która mimo silnego zróżnicowania, zwłaszcza w kierunku poziomym, jest raczej tego samego wieku we wszystkich strukturach wchodzących w grę. Większość geologów jest zdania, że należy ją zali-

1 — amfibolity — prekambry; 11 — eokambry Gór Kaczawskich; 12 — serie metałupków w przedłużeniu wschodnim Gór Kaczawskich — starszy paleozoik, może częściowo prekambry; 13 — mylonity i serie łupkowe strefy Niemczy — paleozoik, częściowo prawdopodobnie prekambry; 14 — prekambry oraz dewon dolny i być może środkowy w metamorfiku strzezińskim; 15 — gnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego — prekambry, być może w przewadze archaiczne; 16 — linia intersekccyjna dyskordancji między metamorfikiem a kulmem w północnej części niecki śródsudeckiej; 17 — kontakt gnejsów Izerskich z łupkami eokambry; 18 — ważniejsze uskoki; 19 — ważniejsze uskoki na granicy jednostek regionalnych; 20 — ważniejsze nasunięcia na granicy jednostek regionalnych; 21 — granica państwa

A — Lusatia block; B-B — zone of Tertiary subsidence Żytawa-Węgliniec at the boundary of the Lusatia and the Karkonosze blocks; C-D-E — Karkonosze block; C-C — region of the Izerskie Mts.; D-D — Southern Karkonosze Mts.; E-E — Eastern Karkonosze Mts.; F-F — Kaczawskie Mts.; G — depression of Świebodzice; H — North-Sudetic trough, or Bolesławiec synclinalorium; I-I — Intra-Sudetic trough; K-K — gneissic block of the Sowle Mts.; L — Kłodzko metamorphic sequence, northern part; M — Kłodzko metamorphic sequence, southern part; N-N — region of Łądek and Śnieżnik; Q-Q — Upper Nysa graben; P-P — Bystrzyckie Mts.; R-R — Orlickie Mts.; S-S — Kopernik dome; T — dislocation zone of Niemcza; U-U — Strzezieln metamorphic sequence; X-X — metamorphic series in the eastern prolongation of the Kaczawskie Mts.; Z — gneisses of Wądroże Wielkie; I-I — massif of the Karkonosze Mts.; II-II — massif of Strzegom-Sobótka; III-III — massif of Strzezieln-Zulova; IV — Kłodzko-Złoty Stok massif, V — massif of Kudowa; a-a — Sudetic marginal fault; b-b — Lusatia dislocation, c-c — overthrust of Poficił-Hronov; d-d — overthrust of Ramzova; 1 — postkinematic Variscan granitoids; 2 — Lusatia granodiorite; 3 — tonalites; 4 — gabbros, meta-gabbros, partly diabases and amphibolites, adjacent to the block of the Sowle Mts.; 5 — serpentinites; 6 — Lower and Middle Devonian of the Eastern Sudetes; 7 — gneisses, mainly microcline-plagioclase, metasomatic or polygenic — Assyntian? (Algonkian?); 8 — Rumburg granite — Assyntian? (Algonkian?); 9 — Zawidów granodiorite — Assyntian? (Algonkian?); 10 — schists, paragneisses and amphibolites — Pre-Cambrian; 11 — Eocambrian of the Kaczawskie Mts.; 12 — series of metaschists in the eastern prolongation of the Kaczawskie Mts. — Older Palaeozoic, maybe partly Pre-Cambrian?; 13 — mylonites and schist series of the Niemcza zone — Palaeozoic, maybe partly Pre-Cambrian; 14 — Pre-Cambrian and Lower Devonian, maybe Middle Devonian in the metamorphic massif of Strzezieln; 15 — gneisses and migmatites of the block of the Sowle Mts. — Pre-Cambrian, maybe predominance of Archaean?; 16 — intersection line of a discordance between the metamorphic massif and the Culm in the northern part of the Intra-Sudetic trough; 17 — contact of the Izerskie gneisses with the Eocambrian schists; 18 — main faults; 19 — main faults at the boundaries of regional units; 20 — main overthrusts at the boundaries of regional units; 21 — state's boundary

czyć w całości do prekambru, chociaż brak na razie bezpośrednich dowodów na taki właśnie jej wiek. Na obszarze metamorfiku Łądka i Śnieżnika nazwano ją serią strońską. Jej ekwiwalenty po stronie czeskiej dostrzegamy wzdłuż nasunięcia ramzowskiego, a przede wszystkim w serii Starego Miasta, oraz w serii zabrzeskiej okalającej Góry Orlickie od południa.

Głównym składnikiem serii strońskiej są łupki mikowe, przeławicane przez paragnejsy plagioklazowe, miejscami mniej lub więcej zmikroklinizowane. W łupkach obok kwarcu zjawiają się plagioklasy, zwykle są też oba łyszczyki. Miejscami pojawia się chloryt w większej ilości. Partie bogatsze w kwarc mogą przechodzić ku górze i obocznie w łupki kwarcytowe i kwarcyty. Te ostatnie są najczęściej drobnoziarniste i zawierają zmienne ilości skalenia. Kwarcyty są jasne i ciemne aż do prawie czarnych w przypadku, kiedy zjawia się w nich większa domieszka pigmentu grafitowego. Nierzadko napotykamy zespoły złożone z warstw ciemnego kwarcytu przegradzanych warstewkami lub nawet grubymi warstwami czarnych łupków grafitowo-łyszczykowych. Wyjątkowo natomiast zjawiają się kwarcyty gruboziarniste, przechodzące w drobnoziarniste kwarcowe zlepionce. Kwarcyty i łupki kwarcytowe występują, jak się zdaje, nie tylko w podstawowej części serii strońskiej, lecz mogą się też zjawiać w wyższych jej partiach.

W serii strońskiej napotykamy ponadto wkładki amfibolitów zarówno para, jak i orto. Amfibolity cienkolaminowane zawierają prócz hornblendy i plagioklazów także epidot, diopsyd i kalcyt koncentrujące się w jasnych laminach. Towarzyszą im często wapienie smużyste, masywne i przeławicane łupkami. Wystąpienia erlanów przeważnie z grupy diopsydowo-epidotowej dostrzegamy w niektórych okolicach. Tworzą one niejednokrotnie przejścia do marmurów i mogą przeławicać się z amfibolitami.

Szczegółnej wagi jest jednakże zespół gnejsów mikroklino-plagioklazowych, który towarzyszy stale serii łupkowej we wszystkich trzech omawianych regionach.

Wspomniany zespół skalny reprezentowany jest przez wiele różnych odmian strukturalnych, które dotychczas były ujmowane w dwie główne grupy. Są to gnejsy gieraltowskie i śnieżnickie. Grupa gnejsów gieraltowskich obejmuje skały na ogół drobnoziarniste, smużyste, laminowane, granitopodobne, a przede wszystkim migmatyczne. W okolicach Gieraltowa towarzyszą im granulity, a sporadycznie zjawiają się wśród nich niewielkie soczewki amfibolitów i eklogitów. Grupa gnejsów śnieżnickich obejmuje gnejsy oczkowe i słojuowo-oczkowe. Szczególnie charakterystyczne są dla niej gruboziarniste gnejsy oczkowe, w których dostrzegamy oka różowego lub białego mikroklino do 10 cm i więcej długości, najczęściej wyciągnięte wrzecionowato, zgodnie z główną lineacją. W niektórych ławicach megablasy mikroklino przybierają postać automorficzną lub prawie automorficzną.

Stratygrafię omawianych zespołów gnejsowych interpretowano bardzo rozmaicie. Początkowo gnejsy gieraltowskie uważane były za bardzo stare, być może, nawet archaiczne, zaś gnejsy śnieżnickie łączono z kaledońską intruzją magmową o charakterze synkinematycznym. Obecnie uważa się na ogół, że oba zespoły gnejsowe są równowiekowe. Łączy się

je najczęściej z assyntyjską tektogenezą, chociaż brak na to bezpośrednich dowodów. Jedynie J. Don (1963) jest zdania, że gnejsy gierałtowskie, jako leżące z reguły pod śnieżnickimi są od nich młodsze (inwersja stratygrafii w sekwencji infrakrustalnej). Pierwsze można by uważać za kaledońskie, drugie za assyntyjskie. K. Smulikowski (1960) podkreśla jednakże, że oba typy gnejsów są ściśle ze sobą powiązane, a tam gdzie tworzą naprzemianległe ławice, łączą się ze sobą przejściami. Drugim bardzo ważnym wynikiem badań K. Smulikowskiego było stwierdzenie, że zarówno gnejsy gierałtowskie, jak i śnieżnickie powstały na drodze selektywnej granityzacji serii strońskiej, dzięki nakładającym się na siebie procesom metasomatycznych przeobrażeń. Przyczyną tych przeobrażeń były zasadniczo emanacje wędrujące z dużej głębokości.

Koncepcji tej nie przeczą objawy lokalnych reomorficznych mobilizacji i tworzenie się intruzji gnejsów śnieżnickich w łupkach lub pojawianie się drobnych intruzji gnejsów gierałtowskich w gnejsach śnieżnickich. Istnieją też liczne inne objawy uplastycznienia i reomorfozy granityzowanych mas skalnych, zresztą pospolite we wszystkich trzech omawianych regionach.

J. Ansilewski (1966) nieco inaczej przedstawia genezę omawianego zespołu gnejsów niż to czyni K. Smulikowski. J. Ansilewski przyjmuje wprawdzie również, że chodzi tu o skały tego samego wieku, pochodzące z materiału osadowego, jednakże przeciwstawia się wędrowkom emanacji granityzujących z dużej głębokości. Zdaniem tego autora wędrowki jonów odbywały się zasadniczo tylko w obrębie jednej z tej samej ławicy, w związku z czym pierwotny skład ławic klastycznych decydował o charakterze skał, które powstały z nich w czasie metamorfozy regionalnej. I tak paragnejsy plagioklazowe utworzyły się z plagioklazowych szarogłazów, zaś gnejsy mikroklinowo-plagioklazowe z arkoz o tym samym mniej więcej składzie.

Pozostawiając petrologom dalszą dyskusję nad tym problemem przejdę do uwag o tektonice. Zarówno styl, jak i wiek głównych etapów tej tektoniki są różnie pojmowane przez geologów. J. Don (1963, 1964) opisuje z obszaru Łądką i Śnieżnika cztery antyklinoria przedzielane trzema synklinoriami. F. Pauk (1953) zakłada natomiast, że kopulaste wypiętrzenie skał starokrystalicznych regionu Łądką i Śnieżnika, oraz Gór Byszczyckich i Orlickich zbudowane jest z płaszczowin. Płaszczowiny te są wieku waryscyjskiego i nasunęły się w kierunku wschodnim względnie północno-wschodnim. A. Watznauer (1955) określa koncepcję F. Pauka jako przedwczesną. Niemniej większe i mniejsze nasunięcia znane są z tych obszarów względnie są suponowane przez wielu geologów. Szczególnie ważne jest nasunięcie ramzowskie, znane już od dawna. Wzdłuż tego nasunięcia moldanubska część masy czeskiej, a wraz z nią także opisane wyżej regiony nasunęły się w czasie faz bretońskich ku wschodowi na utwory dewonu i serie starsze tektogenu morawsko-śląskiego. Amplituda nasunięcia ramzowskiego jest znaczna i może wynosić kilkadziesiątków kilometrów, przynajmniej w niektórych przekrojach, jak na to wskazują niedawne badania J. Oberca (1967).

Tak wielkie nasunięcie łączy się najprawdopodobniej z głównym okresem przefaldowania. Istnieje zresztą wiele innych wskazówek przemawiających za szczególnie dużym znaczeniem ruchów, które w Sude-

tach rozpoczęły się, jak się zdaje, w górnym kaledoniku i rozwijały się dalej w waryscyliku, zwłaszcza starszym. W tym ujęciu duże struktury regionu Łądka i Śnieżnika, Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich, o ile zbudowane są z serii metamorficznych, byłyby związane zasadniczo z wyżej wymienionym cyklem diastroficznym. Nie wyklucza to oczywiście możliwości istnienia deformacji znacznie starszych, związanych z młodo- czy też staroassyntyjską tektogenezą. Formy inicjalne mogą być w znacznej mierze przebudowane i zatarte przez ruchy późniejsze. Tektonika późniejsza może rozwijać się wedle starych założeń strukturalnych, zmieniając swój charakter stosownie do środowiska fizykalnego i nowych właściwości fizycznych zespołu skalnego.

Na obszarach, które rozpatrujemy, znaleźć można trzy różne i różnowiekowe zespoły struktur liniowych (M. Dumicz, 1960, 1964; H. Teisseyre, 1964). Określono je symbolami B_1 , B_2 i B_3 . Na plan pierwszy występuje lineacja B_1 równoległa do osi głównych struktur, a zatem związana genetycznie z główną deformacją. Jest ona najstarszym zespołem liniowym omawianych regionów, najbogatszym w różnorodne formy i przynajmniej w dużej mierze równoczesnym z ostatnimi procesami krystalizacji. Możemy w niej wyróżnić drobne fałdy częściowo asymetryczne, zmarszczkowanie (*gufra*), różne struktury pręcikowe, struktury mulionowe, kierunkowe wydłużenia minerałów i agregatów mineralnych, budinaż i ślady przecięć foliacji ze złupkowaniem wtórnymi. Jest rzeczą możliwą, że lineacja ta jest zbiorem heterogenicznym i powstała przez prawie równoległe nałożenie się deformacji odległych od siebie w czasie geologicznym. Obecność struktur mimetycznych w tym zespole jest prawdopodobna. Struktury takie powstają wtedy, gdy kierunkowa rekryształizacja nakłada się zgodnie na struktury znacznie wcześniej powstałe.

Lineacja następna — B_2 ułożona skośnie względem lineacji B_1 składa się tylko z fałdów i zmarszczek. Deformuje ona zespół lineacji B_1 i wedle obserwacji autora zjawiała się po głównej fazie krystalizacji metamorficznej.

Najmłodsza lineacja B_3 jest zjawiskiem dość rzadko obserwowanym. Składa się ona z drobnych fałdów fleksurowych lub systemu fałdów ostrych dachowato załamanych i zdradza dużą sztywność materiału skalnego w czasie tworzenia się deformacji, czym różni się od lineacji starszych, a zwłaszcza zespołu lineacji B_1 .

Wszystkie trzy lineacje zdradzają dość dużą lub dużą dyspersję kierunków i kątów nachylenia, która nawet w jednej odkrywce może osiągnąć kilkadziesiąt stopni. Kierunki wszystkich trzech lineacji zachodzą na siebie, jednakże maksima są dość stałe (H. Teisseyre, 1964). Wiekowi opisanych lineacji nie da się na razie ustalić w sposób wykluczający omyłkę.

ZAGADNIENIE PRÉKAMBRU W METAMORFIKU KŁODZKIM

Metamorfik, który rozpatrzmy w tym rozdziale, tworzy stosunkowo niewielką wyspę, mierzącą ponad 100 km² powierzchni, a ukazującą się wśród młodszych, nie przeobrażonych serii na północ od Kłodzka (fig. 2).

Petrografię tego obszaru opracowała ostatnio M. Kozłowska-Koch (1957), zaś następstwo warstw i tektonikę I. Wojciechowska (1966). Wia-

domości podane niżej opierają się głównie na pracach obu wymienionych autorek.

Poglądy na stratyografię metamorfiku kłodzkiego są sporne. Jako prekambr możemy tu wydzielić warunkowo następujące zespoły skalne: ortoamfibolity, metawulkanity i zespół gnejsów Ścinawki.

Ortoamfibolity powstały z diabazów i gabra, a w czasie regionalnej feldspatyzacji wzbogaciły się w jasne składniki, które nagromadziły się wzdłuż powierzchni złupkowania. W ten sposób powstały amfibolity paskowane z charakterystycznymi, cienkimi laminami zbudowanymi głównie z kwarcu i plagioklazu.

Metawulkanity pojawiające się w południowej części omawianego regionu reprezentują złupkowane i zmetamorfizowane ryolity, andezyty i różne skały wylewne z grupy bazaltu. Podobnie jak amfibolity uległy one silnej feldspatyzacji, która ujawnia się przez kilka generacji wtórnych skaleni (albit, mikroklin, mikroklin mikroperytowy i albit szachownicowy).

Część serii suprakrystalnej uległa silnej granityzacji i została przeobrażona w zespół gnejsów znanych pod nazwą zbiorową gnejsów Ścinawki. Są to skały mikroklinowo-plagioklazowe o podobnej generacji wtórnych skaleni jak wspomniane wyżej metawulkanity. Silna deformacja wywołała zjawiska kataklazy we wszystkich opisanych zespołach skalnych, przeobrażając część gnejsów Ścinawki w mylonity (M. Kozłowska-Koch, 1958).

Tektonika metamorfiku kłodzkiego była przedmiotem badań I. Wojciechowskiej (1966). Główna deformacja przypada tu najprawdopodobniej na najmłodszy kaledonik, chociaż fałdowania wcześniejsze są tu prawdopodobne. W czasie głównego fałdowania wykształcił się zespół lineacji B_1 , reprezentowany częściowo, być może, przez struktury mimetyczne. Lineacja ta nachyla się niemal zawsze ku ESE, czasem ku SE, wskazując, że zachodnia część metamorfiku kłodzkiego podniosła się w stosunku do jego części wschodniej.

To ustawienie osi fałdów skośne względem poziomu może być w metamorfiku kłodzkim zjawiskiem wtórnym. Z głównym fałdowaniem łączy się natomiast spiętrzenie środkowej części tego obszaru w formie antyklinorium o przebiegu WNW—ESE. W antyklinorium tym odsłaniają się na powierzchni najgłębsze elementy strukturalne regionu, zbudowane, jak to można przypuszczać, ze skał prekambryjskich. Antyklinorium centralne ograniczają dwie strefy synklinalne, złożone z syluru wykazującego tu pokaźne miąższości i duże urozmaicenie litologiczne. Są to synklinoria północne i południowe.

Starsze kierunki strukturalne, reprezentowane przez duże formy fałdowe i lineację B_1 , przecięte są przez zespół najprawdopodobniej późniejszy, który w odkrywkach ujawnia się obecnością drobnych fałdów ustawionych poprzecznie względem wspomnianej lineacji. Możemy go wydzielić jako lineację B_2 . Liczne uskoki należą najczęściej także do zjawisk subsekwentnych względem głównej deformacji, podobnie jak nasunięcie północnego synklinorium na centralną strefę antyklinorialną, z czym pozostaje w związku mylonityzacja gnejsów Ścinawki. W ten sposób właśnie można by przedstawić w skrócie wyniki badań tektonicznych I. Wojciechowskiej odnoszące się do metamorfiku kłodzkiego.

PREKAMBR W STREFIE NIEMCZY I W METAMORFIKU STRZELIŃSKIM

Rejony wymienione w tytule leżą na przedpolu sudeckim na wschód od bloku sowiogórskiego (fig. 2). Pomijając cienką pokrywę trzeciorzędu i czwartorzędu zbudowane są one z serii metamorficznych, które otulają młodowaryscyjskie ciała granitoidowe w znacznej mierze ukryte w dużej głębokości, jednakże ukazujące się na powierzchni w wielu okolicach.

Serie metamorficzne strefy Niemczy i regionu strzelińskiego mają niewątpliwie swe przedłużenia w Sudetach, jednakże ze względu na brak odsłoneń w strefie granicznej, ich nawiązania do serii sudeckich nie są zawsze jasne i pewne.

Starokrystaliczne skały strefy Niemczy i metamorfiku strzelińskiego zalicza się częściowo do prekambru, częściowo zaś do paleozoiku (G. Fischer, 1936; J. Oberc, 1960a, 1966). Rozgraniczenie obu zespołów stratygraficznych jest raczej umowne w obecnym stanie badań. Interpretacje stratygraficzne różnią się niekiedy w sposób zasadniczy i na ogół, jak dotąd, nie wyszły poza ramy dyskusji.

Dyslokacyjna strefa Niemczy przylega bezpośrednio do bloku sowiogórskiego od strony wschodniej. Strefa ta w dużej mierze zbudowana jest z mylonitów, które powstały z gnejsów sowiogórskich wskutek silnej przeróbki mechanicznej. Mylonityzacja wiąże się z nasuwaniem się wspomnianych gnejsów ku wschodowi i miejscami jest tak intensywna, że zjawiają się skrajne jej produkty w postaci pseudotachylitów. Obok mylonitów w strefie Niemczy występują blasto-mylonityczne łupki łuszczkowe, łupki kwarcytowe, grafitowe i kwarcyty, które zdaniem H. Dziedzicowej (1960, 1961) odpowiadają podobnym skałom algonckim regionu Ładka i Snieżnika. Godne uwagi są również wystąpienia słabo metamorficznych łupków, w których znaleziono spory karbońskie, zapewne przynależne do najwyższego wizenu (H. Dziedzic, T. Górecka, 1965).

Wiek mylonitów strefy dyslokacyjnej Niemczy jest sporny. Podczas gdy większość geologów uważa je za produkty bretońskich przeobrażeń tektonogenicznych, to J. Oberc (1960a) przypisuje im wiek późnprekambrzyjski.

Procesy kataklazy, zablizniane w mniejszym lub większym stopniu przez późniejszą rekrystalizację, mogły tu narastać jednakże w szeregu deformacji odległych od siebie w czasie geologicznym. Z badań H. Dziedzicowej (H. Dziedzicowa, 1960, 1961; H. Dziedzic, T. Górecka, 1965) wynika jasno, że także waryscyjskie deformacje pokulmowe były bardzo silne w strefie Niemczy. W czasie tych deformacji powstały niemczańsko-złotostockie ciała granitoidowe, częściowo metamorficzne, częściowo syntektyczne.

Zdania są podzielone, czy nasunięcie strefy Niemczy należy łączyć z dyslokacją ramzowską (E. Bederke, 1931), czy też jest ono od niej niezależne. Wedle J. Oberca (1960a, 1966) dyslokacja ramzowska przebiega na przedpolu Sudetów daleko na wschód od strefy Niemczy, w obrębie wzgórz strzelińskich. Towarzyszą jej młodowaryscyjskie granitoidy masywu Strzelin—Żulowa.

W skład metamorfiku strzelińskiego wchodzi dość różnorodny zespół skalny, który E. Bederke (1929b, 1931) włączył do dewonu. Obecnie dzieli się go na ogół na dwie różnowiekowe serie, zaliczając starszą do pre-

kambru, młodszą zaś do dolnego i ewentualnie środkowego dewonu. Kryteria podziału stratygraficznego oparte na danych litologicznych nie są jednakże dostatecznie pewne, a przeprowadzenie granicy między prekambrzem i paleozoikiem jest raczej dyskusyjne.

J. Oberc (1966) wydzielił jako prekambr następujące utwory: łupki lyszczykowe, paragnejsy (plagioklazy), gnejsy mikroklinowo-plagioklazowe, amfibolity, skały wapienno-krzemianowe, wapienie krystaliczne, kwarcyty i łupki kwarcytowe. Wyżej wymieniony autor ograniczył serię dewońską do tzw. warstw w Jęglowej. Są to kwarcyty, meta-konglomeraty, tektonity zlepieńcopodobne, metaarkozy, łupki serycytowe, fility i metafity skał zasadowych.

Metamorfizm strzeliński jest silnie przeładowany, przetasowany przez nasunięcia i pocięty licznymi uskokami. Jego tektonikę opisują niezależnie, lecz nie zupełnie zgodnie J. Oberc (1966) i L. Wójcik (w przygotowaniu do druku).

Nie wchodząc w opis lokalnych szczegółów strukturalnych można stwierdzić, że wspomniane przeładowanie wiąże się z główną deformacją obszaru i wykazuje południowo-wschodnią wergencję ruchu, zarówno w serii zaliczanej do prekambru, jak i w zespole, który uważa się za dolny i ewentualnie środkowy dewon.

Według L. Wójcika deformacja główna jest wspólna dla obu serii metamorfizmu strzelińskiego i łączy się z tektonogenezą bretońską, co jest zgodne z poglądami badaczy niemieckich. Za taką interpretacją przemawiają: 1) konkrepanne przeładowanie domniemanego prekambru i dewonu, 2) zgodne ułożenie i podobne wykształcenie drobnych form strukturalnych. L. Wójcik wydzielił wśród tych form trzy różne i zapewne różnowiekowe lineacje, które oznaczył symbolami: B₁, B₂ i B₃. Lineacja główna B₁, najsilniej zaznaczona, jest równocześnie najstarszą i łączy się zasadniczo z główną deformacją. Z reguły wykazuje ona kierunki NNE—SSW, z tym że jej nachylenie na ogół mierne zwraca się ku NNE w północnej części wzgórz strzelińskich, zaś ku SSW w ich części południowej. Lineację pierwszą przecina młodszą lineacja B₂, złożona z drobnych fałdów i zmarszczek. Nachyla się ona najczęściej ku SSE w południowo-wschodniej części wspomnianych wyżej wzgórz, zaś ku NNW w części północno-zachodniej.

Obie omówione lineacje zaznaczają tedy kopulaste wypiętrzenie, którego część centralną tworzą w okolicy Strzelina granitoidy młodowaryscyjskie.

Lineacja B₃, trzecia z rzędu i najmłodsza, zjawia się rzadko i jest reprezentowana przez fałdki sztywne i ostro zarysowane o pokroju fleksurowym lub dachowatym, często z pęknięciami w partii osiowej. Lineacja ta przebiega w kierunku równoleżnikowym lub w azymutach zbliżonych.

PREKAMBR W GÓRACH KACZAWSKICH I ICH WSCHODNIM PRZEDŁUŻENIU

Pod wapieniami wojcieszowskimi, które w Górach Kaczawskich reprezentują najprawdopodobniej zarówno dolny, jak i środkowy kambr, leży seria łupkowa znana pod nazwą warstw radzimowickich (fig. 2). Opisywano ją jako algonk (W. Block, 1938; M. Schwarzbach, 1939). J. Samsowicz (1955) zaliczał warstwy radzimowickie do ryfeju, zaś

autor niniejszego opisał je jako eokambr, przetasowany częściowo z młodszymi utworami i w ten sposób przeobrażony lokalnie w formację tektoniczną (H. Teisseyre, 1956).

Zespół łupków radzimowickich wykształcony jest na ogół monotonnie, jednakże zmiennie, zależnie od okolicy. Dominują w nim łupki szare i ciemnoszare do czarnych. Czasem zjawiają się wkładki łupków srebrzysto-żółtawych lub seledynowych. W skład łupków radzimowickich wchodzi: kwarc, albit (wtórny), węglany i serycyt (oznaczenia St. Maciejewskiego). W. Block (1938) wspomina również o klastycznych plagioklazach. Ciemne zabarwienie pozostaje w związku z pigmentem grafitowym, którego ilość jest zmienna.

Charakterystyczną cechą łupków radzimowickich jest cienka laminacja, często zniekształcona tektonicznie i nieregularna. Lamininy prawie białe, zbudowane w przewadze z kwarcu przeplatają się z laminami ciemnymi, bogatymi w serycyt i pigment grafitowy lub żółtawo-zielonymi bez tego pigmentu.

Tam gdzie lamininy kwarcowe grubieją, a warstewki serycytowe stają się cieńsze lub zanikają, zjawiają się łupki kwarcytowe i kwarcyty. Tu i ówdzie występują wkładki czarnych łupków, nie różniących się wyglądem od utworów typowych dla syluru lub obserwujemy gniazda ciemnoszarego i czarnego metalidytu.

Warstwy radzimowickie łączą się przejściem litologicznym z wyżej-ległymi wapieniami wojcieszowskimi niższej części kambru. Na granicy obu zespołów brak łuki i niezgodności zakładanej tu przez W. Blocka i niektórych innych geologów (W. Block, 1938; M. Schwarzbach, 1939).

W najwyższej części warstw radzimowickich zjawiają się w okolicy Wojcieszowa jasne łupki serycytowe, rzadziej chlorytowo-serycytowe z laminami kwarcowymi i zazwyczaj licznymi soczewkowatymi gniazdami mlecznego kwarcu, ułożonymi zgodnie z laminacją skały. Na przejściu do kambru obserwujemy soczewki i gniazda szarych wapieni, łupki stopniowo stają się coraz cieńsze, a w miejscu gdzie wapień (zwykle ciemnoszare) osiąga nad nimi znaczną przewagę, kładziemy zazwyczaj granicę między warstwami radzimowickimi a wapieniem wojcieszowskim.

Do eokambru wypadnie prawdopodobnie zaliczyć także szare fility ukazujące się na granicy gnejsów izerskich i Gór Kaczawskich między okolicami Jeleniej Góry a obszarem położonym na zachód od Lubania. W górnej części fility te przypominają na ogół utwory zaliczane w Górach Kaczawskich do ordowiku. W stropowej części łączą się jednakże stratygraficznie z wapieniami wojcieszowskimi. Ku dołowi zdają się przechodzić w grubiej skryształizowane łupki, które pbrzeżają od północy wspomniane gnejsy i wykazują wzdłuż kontaktu feldspatyzację mikroklinową (J. Górczyca-Skała, 1966; W. Smulikowski, 1966).

Omawiany zespół łupkowo-filitowy oraz wapień mu towarzyszące przynależą do najgłębszej jednostki tektonicznej południowego pnia Gór Kaczawskich. J. Gierwielanec (1956) wydzielił ją jako jednostkę Pilchowic.

Kaczawski kompleks łupkowy, który rozpoczynają utwory eokambru, kończy się ku górze serią sylurską, przy czym obecność skał niższej części dewonu jest tu możliwa. Całości tego kompleksu nie można jednakże omawiać w niniejszej pracy poświęconej zagadnieniom sudeckiego pre-

kambriu. Podkreślę natomiast, że główna deformacja zaszła w metamorfiku kaczawskim najprawdopodobniej dopiero po sylurze, być może, w dewonie dolnym lub środkowym, albo na granicy tego ostatniego z dewonem górnym i jest wspólna zarówno dla łupków radzimowickich i innych utworów eokambriu, jak i dla niższej części paleozoiku.

Duże struktury fałdowe i nasunięcia powstały w Górach Kaczawskich w czasie tej właśnie deformacji, rozwijały się jednakże w dalszym ciągu podczas tektogenezy waryscyjskiej we wschodniej części, głównie w czasie faz bretońskich. Ku zachodowi, jak się zdaje, faza sudecka coraz bardziej dominowała. To ostatnie przypuszczenie wynika z badań geologów niemieckich, którzy stwierdzili, że na Łużycach seria paleozoiczna, rozpoczynająca się dolnym kambrem a kończąca się w kulmie, uległa silnemu przefaldowaniu dopiero w tej fazie. H. Jaeger (1963) oraz H. Brause (1965) nie stwierdzili kaledońskiej tektogenezy w obszarze łużyckim, a także zaprzeczają jej istnieniu w całych Sudetach. Uogólnienie ostatnie, jakkolwiek może słuszne, idzie zbyt daleko, jeśli chodzi o obecny stan badań.

Drobne struktury, które dominują w najwyższym prekambrze i kambro-sylurze kaczawskim związane są genetycznie z dużymi formami fałdowymi i z nasunięciami. W seriach łupkowych powszechnie występuje wtórne złupkowanie (złupkowanie spękania — *fracture cleavage*), tnące foliację skał pod różnymi kątami, zazwyczaj dużymi. Jeszcze ważniejsza jest lineacja układająca się mniej lub więcej równoległe do przebiegu dużych jednostek strukturalnych. Lineację tę określił autor jako lineację B_1 (H. Teisseyre, 1964). Tworzy ją bogaty zespół form, które powstały częściowo równocześnie z metamorficzną krystalizacją kompleksu łupkowego. Należą tu przede wszystkim kierunkowe wydłużenia ziarna skalnego i agregatów mineralnych, dające czasem początek nieregularnym strukturom pręcikowym. Kierunkowe wydłużenie struktur migdałowcowych w metaspilitach datuje się także zapewne z tego okresu. Inne struktury liniowe natomiast powstały lub mogły powstawać też po zakończeniu zasadniczego etapu krystalizacji metamorficznej. Są to drobne fałdki, częściowo asymetryczne i wówczas opisywane często jako fałdki ciągnięte, zmarszczkowania powierzchni foliacji, rzadko natomiast zmarszczki i fałdki na powierzchniach złupkowania spękania. Do drugiej grupy struktur liniowych zespołu B_1 zaliczyć można struktury pręcikowe, które powstały wskutek przecinania się foliacji lub laminacji ze złupkowaniem spękania, dalej osie budinażu i struktury mulionowe.

W południowym pniu Gór Kaczawskich, w którym występują utwory zaliczone do eokambriu, lineacja B_1 wykazuje układ na ogół mało skomplikowany. Na zachód od okolic Wlenia dominują w niej kierunki nachylenia WNW i NNW, zaś na wschód od wspomnianej okolicy nachyla się ona najczęściej w kierunku wschodnim. Maksyma omawianej lineacji leżą tu w azymutach $90-95^\circ$ i są niezależne od biegu foliacji.

Znacznie słabiej rozwinięte są w Górach Kaczawskich lineacje późniejsze, które opisałem jako lineacje B_2 i B_3 (H. Teisseyre, 1964). Są one reprezentowane tylko przez zmarszczki i drobne fałdki o kierunkach NE—SW lub NW—SE do N—S. Wykazują one częstokroć formy bardziej sztywne niż lineacja B_1 . Lineacje B_2 i B_3 reprezentują niejednokrotnie fałdki dachowate z pełnięciami wzdłuż powierzchni osiowych. Nade

wszystko jednakże lineacja B_2 deformuje struktury przynależne do zespołu B_1 , zaś fałdki systemu B_3 przełamują struktury przynależne do grupy B_1 i B_2 .

Drobne fałdki i zmarszczki lineacji B_2 są niewątpliwie waryscyjskiego wieku, jednakże dziś nie sposób określić fazę ruchów, z którą się łączą. Lineacja B_3 jest prawdopodobnie młodowarysycjska, istnieje jednakże możliwość, że zespół ten zawiera również elementy związane z młodosańskimi przeobrażeniami tektonicznymi. Przeobrażenia te w Górach Kaczawskich były bardzo silne i między innymi nałożyły się też na dawniejsze elementy strukturalne eokambru.

Charakter i intensywność odkształceń młodosańskich możemy ocenić w Górach Kaczawskich dzięki obecności utworów górnokredowych w tym regionie. Utwory te wykazują tektonikę osłony osadowej, która dostosowała się do ruchów krystalicznego podłoża (*plis de revêtement* autorów francuskich).

Brak, niestety, kryteriów odnośnie do tektoniki młodosańskiej na przedpolu Sudetów, tam gdzie we wschodnim przedłużeniu Gór Kaczawskich ukazują się różne serie metamorficzne, zaliczane częściowo do starszego paleozoiku, częściowo zaś do prekambriu. Na tym obszarze nie wykształciły się względnie nie zachowały jakiegokolwiek serie mezozoiczne.

Stratygrafia i stosunki strukturalne metamorfiku są tu stosunkowo słabo poznane. Brak ponadto zgodności między autorami, czy i które serie zaliczyć należy do prekambriu. Żadna koncepcja nie została dotychczas poparta przekonującymi argumentami. Stopień i charakter metamorfizmu, intensywność odkształceń, ułożenie foliacji czy też lineacji oraz charakterystyka litologiczna nie są kryteriami wystarczającymi, jeśli chcemy ocenić wiek skał. Z tego względu możemy pominąć nowe koncepcje stratygraficzne J. Oberca (1965), który ostatnio badał omawiany obszar. Nie widzę potrzeby zastępowania niepewnych koncepcji inną interpretacją, jak się zdaje, jeszcze mniej pewną. Natomiast wspomnieć tu trzeba o gnejsach z Wądroża Wielkiego, które, być może, wiążą wypada z assyntyjską tektogenezą. Na ogół są one uważane za wiekowy i facjalny odpowiednik gnejsów izerskich. M. Kozłowska-Koch (1957) wykazała, że gnejsy z Wądroża Wielkiego powstały przez granityzację łupków osadowego pochodzenia i prawdopodobnie prekambryjskiego wieku. Granityzacja mogła nastąpić w czasie ruchów assyntyjskich lub później, jednakże wedle wspomnianej autorki przed tektogenezą, którą w Sudetach określamy jako młodokaledońską.

PREKAMBR BLOKU KARKONOSZY

Blok Karkonoszy składa się, jak wiadomo, z centralnie położonego masywu granitowego tej samej nazwy i metamorficznej osłony tego masywu (fig. 2). Wspomniany masyw jest młodowarysycjski i liczy około 300 milionów lat. Wiek metamorficznych sekwencji skalnych, które go otulają, jest znacznie poważniejszy, jednakże dotychczas tylko wycinkowo udowodniony. W dużej mierze określa się go na podstawie kryteriów niewystarczających i stąd biorą się niejednokrotnie zasadnicze różnice poglądów na stratygrafię metamorfiku Karkonoszy.

Okrywę metamorficzną, która będzie nas interesować w niniejszym rozdziale, można podzielić na część południową (Karkonosze południowe),

część północną, czyli region izerski i część wschodnią (Karkonosze wschodnie). Tylko dwa ostatnie obszary leżą jednakże w granicach państwa polskiego i będą niżej krótko rozpatrzone.

KARKONOSZE WSCHODNIE

Badania geologiczne w Karkonoszach wschodnich (fig. 2) przeprowadzali w ostatnich latach: J. Szałamacha i M. Szałamacha (1958, 1967), J. Oberc (1960b), J. Teisseyre (1968) oraz inni geolodzy. Ważniejsze wyniki prac poprzedników cytowane są przez autorów wyżej wspomnianych.

Jednakże nawet czterej wymienieni badacze nie są zgodni co do stratygrafii i tektonicznej ewolucji wschodnich Karkonoszy. Wydaje się, że koncepcje J. Teisseyre'a najlepiej można nawiązać do wyników badań uzyskanych w Karkonoszach południowych, gdzie przynajmniej w młodszej części metamorfiku znaleziono dokumentację paleontologiczną (sylur, górny dewon). Opierając się tedy w głównej mierze na dyskusjach przeprowadzonych z wyżej wymienionym, zagadnienia prekambriu wschodnich Karkonoszy streścić można by w sposób następujący. W regionie tym wyróżnić można cztery zmetamorfizowane serie skalne (porównaj J. Szałamacha, M. Szałamacha, 1958, 1967 oraz J. Oberc, 1960b), niezupełnie zgodnie rozgraniczane przez geologów. Wedle J. Teisseyre'a (informacje ustne) do prekambriu zaliczyć można by tylko serię najniższą, czyli karkonoską (seria kowarska J. i M. Szałamachów). Wyżej leżące serie — niedamirowska i leszczyniecka — należą najprawdopodobniej do syluru, zaś zjawiająca się tylko na północy seria Przybkowic wyglądem swym odpowiada ordowikowi kaczawskiemu (J. Teisseyre, 1968).

Seria karkonoska składa się w dolnej części z gnejsów mikroklino- -plagioklazowych o bardzo zmiennej strukturze i teksturze (gnejsy kowarskie). Słabo ukierunkowane gnejsy oczkowe przechodzą w granity typu rumburskiego. Towarzystwą im gnejsy drobnoziarniste, laminowane i inne. Omawiany zespół gnejsowy łączy się dziś najczęściej z tektogenezą assyntyjską, chociaż brak wystarczających dowodów na takie określenie ich wieku. Najprawdopodobniej jest to zespół poligeniczny, jak to zasugerowali już J. Szałamacha i M. Szałamacha (1958). Ponad gnejsami kowarskimi występuje sekwencja łupków łyszczykowych, jak się zdaje prekambryjskiego wieku. Wyżej mamy do czynienia z utworami raczej sylurskimi, zalegającymi dziś zgodnie z serią karkonoską, lecz pierwotnie oddzielonymi od niej powierzchnią dyskordancji, jak to zakłada J. Chaloupský (1965) dla obszaru czeskiego.

Metamorfik Karkonoszy wschodnich leżał stosunkowo płasko jeszcze w czasie osadzania się utworów kulmowych. W czasie młodszych ruchów waryscyjskich, a być może, także podczas tektogenezy młodosaeksońskiej uległ on silnemu spiętrzeniu. Dziś metamorfik ten zapada monoklinalnie stromo lub pod miernymi kątami ku SE, ESE lub E.

Kierunek głównego fałdowania układu się tu prostopadle lub skośnie do biegu foliacji, o czym świadczy główna lineacja, którą możemy wydzielić jako zespół B₁. Lineacja ta ma kierunek ESE, rzadziej SE i składa się z podobnych elementów strukturalnych jak zespół oznaczony przeze mnie w Górach Kaczawskich symbolem B₁. Oba zespoły są do siebie równoległe i nie stoi na przeszkodzie, aby je uznać za równowiekowe,

zgodnie z poglądami J. Teisseyre'a. Zespół B_1 jest, być może, poligeniczny. W serii karkonoskiej może on zawierać obok struktur równoczesnych z systemem B_1 Gór Kaczawskich także starsze mimetycznie przeobrażone elementy.

Zdaniem J. Teisseyre'a główne przeładowanie wschodnich Karkonoszy jest tedy równoczesne z głównym fałdowaniem Gór Kaczawskich, a zatem najprawdopodobniej schyłkowo-kaledońskie. Dotyczy to również serii karkonoskiej, którą z pewnym prawdopodobieństwem mogliśmy łączyć z tekstogenezą assyntyjską. Warto zaznaczyć, że koncepcja powyższa jest zgodna z poglądami J. Chaloupskýego (1965) na budowę Karkonoszy południowych. Wergencja ruchów w czasie głównego przeładowania we wschodnich Karkonoszach była południowa lub południowo-zachodnia.

Druga z rzędu lineacja B_2 wykazuje przebieg NNE—SSW lub NE—SW z licznymi odchyleniami i jest zgodna w przebiegu i wykształceniu z lineacją B_2 metamorfiku kaczawskiego. Składa się ona z drobnych zmarszczek, a przede wszystkim z drobnych fałdów i najprawdopodobniej łączy się z deformacjami waryscyjskimi.

REGION IZERSKI

W regionie izerskim (fig. 2), położonym na północ od masywu granitowego Karkonoszy występuje zespół gnejsów o zmiennym składzie mineralnym, a także zmiennych cechach strukturalnych i teksturalnych. Zespół ten nosi nazwę gnejsów izerskich. Towarzyszą im łupki mikowe układające się na ogół zgodnie z foliacją gnejsów i tworzące trzy stosunkowo wąskie pasy (fig. 1). Wśród gnejsów izerskich napotykamy najczęściej odmiany mikroklinoowo-plagioklazowe, jednakże nierzadko trafiają się tu skały ubogie w skałen potasowy lub pozbawione takowego niemal zupełnie. Gnejsy izerskie bywają drobnoziarniste, warstewkowe, słojuwe, drobnoczkowe itp. Szczególnie charakterystyczne są jednakże gruboziarniste skały oczkowe z dużymi megablastami mikroklinu. Przechodzą one w granity rumburskie (mikroklin, oligoklaz-albit, niebieski kwarc, łyszczyki). Z drugiej strony wiadomo, że ciemne gnejsy plagioklazowe ubogie w mikroklin powstały przez deformację granodiorytów zawidowskich (M. Kozłowska-Koch, 1965).

Genezę gnejsów izerskich wyjaśniły prace M. Kozłowskiej-Koch (1965). Okazało się, że gnejsy te tworzą zespół poligeniczny, który powstał — z jednej strony — przez granityzację starszej serii suprakrustalnej, z drugiej zaś — przez deformację granitowych ciał intruzywnych magmowego pochodzenia. Wśród gnejsów izerskich wykryto bowiem relikty skał hornfelsowych z andaluzytem, syllibanitem, pokordierytowym pinitem i korundem (M. Borłowska, 1957; M. Kozłowska-Koch, 1965).

Powstanie poligenicznego zespołu gnejsowego nie zakończyło jednakże przeobrażeń infrakrustalnych w obrębie regionu izerskiego. K. Smulikowski wykazał (1960), że albitowe leukogranity charakterystyczne dla wspomnianego regionu powstały przez wtórną przeróbkę gnejsów. Przeróbki tej dokonały emanacje zawierające sód, bor i fluor. Mikrokliny uległy albityzacji, powstały skupienia turmalinowe, znikły łyszczyki, a żelazo i magnez uruchomione w ciągu tego procesu dały początek wtórnym

biotytom i chlorytom, które pojawiły się w przyległych łupkach. Wymienione wtórne minerały mają charakter postdeformacyjnych blastów, ułożonych niezgodnie z metamorficzną foliacją skał. Gnejsy przeobrażone w leukogranity straciły również swą pierwotną kierunkowość.

Wiek gnejsów izerskich jest jeszcze ciągle sprawą dyskusyjną, chociaż zdaje się przeważać dziś pogląd, że jest to zespół raczej assyntyjski. Dawniej panował pogląd, że mamy tu do czynienia z utworami infrakrustalnymi wieku młodokaledońskiego.

Przeciwko tej tezie występuje wielu geologów, jednakże argumentów zasadniczych dostarczył jedynie J. Chaloupský (1963, 1965). Badacz ten znalazł w zlepieńcach zaliczanych do górnego ordowiku otoczaki skał podobnych do niektórych elementów litologicznych regionu izerskiego. Zlepieńce wspomniane występują w południowych Karkonoszach w miejscowościach Vojtešice, Hradsko, a także i w innych okolicach. Wśród otoczków skał niemetaforficznych i zmetaforfizowanych, które tu się zjawiają, dostrzegamy kwarcyty (hornfelsy) turmalinowe, takie jakie miejscami towarzyszą gnejsom izerskim, oraz granity albitowe porównywane do leukogranitów izerskich. J. Chaloupský jest zatem zdania, że gnejsy izerskie są przed-górnoordowickie, najprawdopodobniej assyntyjskie lub starokaledońskie.

Reper przedstawiony przez J. Chaloupskiego jakkolwiek ważny nie jest wyjaśniony dostatecznie we wszystkich szczegółach. Dalsze poszukiwania są tu konieczne. Powinny one, między innymi, wziąć pod uwagę fakty następujące:

1. Zlepieńce, o których mowa, nie są dotychczas datowane paleontologicznie, co wymaga pewnej ostrożności w stratygraficznym ich zaszeregowaniu.

2. M. Kozłowska-Koch (1965) podkreśla, że granity albitowe omawianych zlepieńców nie są identyczne z podobnymi skałami obszaru izerskiego, zawierają bowiem znacznie więcej tlenku Fe i Mg.

3. Uderzający jest zupełny brak otoczków gnejsów izerskich w zlepieńcach, które na południe od Karkonoszy zalicza się do górnego ordowiku. Wśród gnejsów izerskich zdarzają się wszakże odmiany drobnoziarniste niezmiernie odporne na wietrzenie, a w każdym razie znacznie odporniejsze od gruboziarnistych granitów albitowych.

4. Nie zbadano dotychczas warunków sedymentologicznych, w których tworzyły się omawiane zlepieńce, a nade wszystko nie ustalono kierunków transportu.

Dla zagadnienia wieku gnejsów izerskich ma znaczenie nie tylko poszukiwanie tych skał na wtórnym złożu. Także ich kontakt z łupkami brzeżnych struktur kaczawskich może tu być intruzywny. Kontakt ten był badany ostatnio przez J. Gorczycę-Skałą (1966) oraz przez W. Smulikowskiego (1966), a także i innych geologów.

Wspomniani badacze stwierdzili, że kontakt ten nie wszędzie ma charakter dyslokacyjny. W wielu przekrojach, jak np. w profilu Bobra, jest to kontakt pierwotny, raczej metasomatyczny. Łupki przylegające do kontaktu od północy, tj. od strony struktur kaczawskich zawierają blasty mikroklinu, które obserwować można jednakże tylko w najbliższym sąsiedztwie kontaktu. Są to fility, które wprawdzie różnią się od typowych łupków kaczawskich wielkością blaszek łyszczkowych, jednakże zdają

się przechodzić w te ostatnie raczej stopniowo, bez ostrej granicy. Cały ten zespół łupkowy należy prawdopodobnie do eokambru i kambru, ponieważ zawiera soczewki wapieni krystalicznych względnie graniczy ku górze z tymi wapieniami. Są to wapienie wojcieszowskie, w których znaleziono prymitywne koralowce z rodzaju *Cambrotrypa*, a także chistrichosfery i radiolarie (J. Gorczyca-Skała, 1966). Wapienie te reprezentują kambr, najprawdopodobniej dolny i środkowy i wraz z łupkami należą do najniższej jednostki strukturalnej Gór Kaczawskich, wydzielonej jako jednostka Pilchowic przez J. Gierwielanę (1956). Między tą jednostką a gnejsami izerskimi brak walnej i ciągłej dyslokacji (J. Gorczyca-Skała, 1966; W. Schmück, 1957; W. Smulikowski, 1966). Nie obserwowano też oznak ostrej granicy litologicznej i dyskordancji między zespołem skał izerskich a zespołem kaczawskim. Stąd wypływa wniosek J. Gorczyca-Skały (1966), że oba zespoły tworzyły raczej jedną serię suprakrystalną. Do tego można dodać, że starsza — zapewne prekambryjska — część tej serii przypada głównie na region izerski (łupki łyszczkowe), zaś młodsza — kambro-sylurska — dominuje w Górach Kaczawskich.

Szczegóły geologiczne zaobserwowane na pograniczu Gór Kaczawskich i bloku Karkonoszy można jednakże interpretować nieco inaczej. Zwrócił na to uwagę geolog francuski prof. G. Rocci w czasie dyskusji przeprowadzonej na wycieczce A-08 Międzynarodowego Kongresu Geologicznego (1968). Wedle wspomnianego gnejsy izerskie mogą reprezentować mimo wszystko oddzielną prekambryjską serię, oddzieloną od łupków Gór Kaczawskich pierwotnie powierzchnią dyskordancji. Dyskordancja ta uległa zdarciu nie tylko przez późniejsze silne przefaldowanie, ale przede wszystkim na skutek remobilizacji materiału gnejsowego, związanej z tym przefaldowaniem. Taka właśnie sugestia nasunęła się prof. G. Rocci, kiedy porównywał stosunki geologiczne na pograniczu Gór Kaczawskich i bloku Karkonoszy z niektórymi danymi znanymi mu z Pirenejów.

Koncepcja prof. G. Rocci może być traktowana na razie jako hipoteza robocza. Warto ją sprawdzić wnikliwymi badaniami petrologicznymi.

Liczne nawiązania wykazuje również tektonika obu wspomnianych obszarów. Główna lineacja B_1 składa się z tych samych elementów strukturalnych i ma te same kierunki w seriach o podobnej kompetencji zarówno w Górach Kaczawskich, jak i w regionie izerskim. Stąd można wnioskować, że główna deformacja tu i tam była równoczesna, chociaż zgodnie z J. Chaloupským nie możemy wykluczyć wcześniejszych, lecz słabszych ruchów w prekambrze izerskim. Tektonika tego obszaru nie jest jednakże na tyle poznana, aby można było sprawę tę dyskutować. Przebieg elementów litologicznych jest tu lekko łukowaty. We wschodniej części dominują kierunki ESE—WNW, które ku zachodowi skracają na W względnie nawet WSW. Pozostaje to w związku z kopulastą budową Karkonoszy. Upad warstw i foliacji jest monoklinalny, na ogół mierny i zwraca się peryklinalnie od centrum kopuły ku NNE, N lub NNW. Wspomniana wyżej lineacja B_1 związana z główną deformacją układa się w znacznej mierze niezgodnie względem biegu warstw i foliacji, co występuje szczególnie wyraźnie oczywiście tam, gdzie kopuła Karkonoszy zanurza się ku zachodowi. Poza tym musimy tu stwierdzić, że główna deformacja jest znacznie starsza od kopulastego spiętrzenia, o którym mowa. Najprawdo-

podobniej miała ona miejsce pod sam koniec kaledońskiej epoki fałdowania, podczas gdy kopulaste spiętrzanie bloku Karkonoszy, rozpoczęte prawdopodobnie w kulminacji, rozwinęło się głównie po tym ostatnim okresie.

WNIOSKI

Dyskusje prowadzone przez geologów odnośnie do prekambriu Sudetów, ujawnione częściowo w tekście wyżej zamieszczonym, uwydatniają wyraźnie niedostatki naszej wiedzy w tej dziedzinie. Starłem się naszkicować stratygrafię i tektonikę prekambriu Sudetów możliwie obiektywnie, wielokrotnie podkreślając hipotetyczny charakter rozwiązań oraz brak zgodności w ujmowaniu zagadnień o podstawowym znaczeniu, zwłaszcza w problematyce stratygraficznej. Jednakże i ewolucja strukturalna prekambriu sudeckiego bywa rozmaicie interpretowana. Jestem zdania, że główna deformacja wspomnianego prekambriu wiąże się najprawdopodobniej z cyklem tektonicznym, który rozpoczął się pod koniec kaledońskiej epoki fałdowania i trwał w waryscyku, osiągając największe natężenie w różnych fazach zależnie od regionu (lineacja B₁). Jedynie blok sowiogórski zdaje się wykazywać odkształcenie znacznie starsze, dobrze zachowane. Zdając sobie jednakże sprawę z tego, że niejedna koncepcja wyżej zamieszczona ulegnie modyfikacji lub okaże się fałszywa, gdy badania stratygraficzne będą bardziej zaawansowane w metamorfiku sudeckim, a analiza strukturalna tego obszaru jednolicie przeprowadzona i zakończona.

Rozpatrując prekambr Sudetów musimy zachować dużą powściągliwość sądów i skromność w wypowiedzaniu opinii.

Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego
Wrocław, Al. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 16 kwietnia 1968 r.

PIŚMIENICTWO

- ANSILEWSKI J. (1966) — Petrografia metamorfiku Gór Białskich. *Geol. sudetica*, 2, p. 121—244. Warszawa.
- BEDERKE E. (1929a) — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Palaeontol.*, 7, z. 23, p. 429—524. Berlin.
- BEDERKE E. (1929b) — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung fuer die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, 20, p. 186—205. Leipzig.
- BEDERKE E. (1931) — Die moldanubische Ueberschiebung in Sudetenvorland. *Zool. Miner. [B]*, p. 394—408. Stuttgart.
- BLOCK W. (1938) — Das Altpalaeozoikum des oestlichen Bober-Katzbachgebirges. *Geotekt. Forsch.*, 2, p. 57—104. Berlin.
- BORKOWSKA M. (1957) — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. miner.*, 31, p. 229—382. Warszawa.
- BRAUSE H. (1965) — Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpalaeozoikum der Góry Kaczawskie. *Geologie*, 14, z. 2, p. 137—144. Berlin.

- CHALOUPSKÝ J. (1963) — Konglomeráty v Krkonošském krystaliniku. Sborn. Ústr. Úst. Geol., Odd. Geol., 28, p. 143—190. Praha.
- CHALOUPSKÝ J. (1965) — Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. *Krystalinikum*, 3, p. 31—54. Praha.
- DON J. (1963) — Następstwo serii infrakrystalnych w metamorfiku Śnieżnika. *Acta Musei Silesiae*, [A], p. 51—68.
- DON J. (1964) — Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geol. sudetica*, 1, p. 79—114. Warszawa.
- DUMICZ M. (1960) — Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. *Acta geol. pol.*, 1, nr 1, p. 49—70. Warszawa.
- DUMICZ M. (1964) — Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. *Geol. sudetica*, 1, p. 189—204. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H. (1960) — Syenity strefy Niemczy. *Arch. miner.*, 24, z. 2, p. 5—110. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H. (1961) — O wieku niektórych skał strefy dyslokacyjnej Niemczy. *Z. nauk. Uniw. Wr.*, [B], nr 6, 56—117. Wrocław.
- DZIEDZIC H., GÓRECKA T. (1965) — On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone — Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. et géogr.*, 13, p. 161—165, nr 2. Warszawa.
- FISCHER G. (1936) — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayrischen Wald und Mähren. *Jb. Preuss. Geol. L.* — A, 56, p. 733—741. Berlin.
- GIERWIELANIEC J. (1956) — Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. *Biul. Inst. Geol.*, 106, p. 61—106. Warszawa.
- GORCZYCA-SKAŁA J. (1966) — Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and the Tzera region. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. et géogr.*, 14, p. 171—179, nr 3. Warszawa.
- GROCHOLSKI W. (1961) — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. *Studia geol. pol.*, 8, p. 7—78. Warszawa.
- GROCHOLSKI W. (1964) — Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, z. 4, p. 509—542. Kraków.
- GROCHOLSKI W. (1967) — Tektonika Gór Sowich. *Geol. sudetica*, 3, p. 181—249. Warszawa.
- JAEGER H. (1963) — Monographtus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 8, z. 5/6. Berlin.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1957) — Granitognejsy Wądroża Wielkiego. *Arch. miner.*, 21, nr 2, p. 383—408. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1958) — Gnejsy Ścinawki i towarzyszące im skały krystaliniku kłodzkiego. *Arch. miner.*, 22, z. 2, p. 349—400. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1965) — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. *Arch. miner.*, 25, z. 1/2, p. 123—238. Warszawa.
- OBERC J. (1960a) — Podział geologiczny Sudetów. *Pr. Inst. Geol.*, 30, cz. 2, p. 309—347. Warszawa.
- OBERC J. (1960b) — Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta geol. pol.*, 10, p. 1—40, nr 1. Warszawa.
- OBERC J. (1965) — Postępy geologii prekambry na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.*, 13, p. 296—303, nr 7. Warszawa.
- OBERC J. (1966) — Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. *Studia geol. pol.*, 20, p. 5—187. Warszawa.

- OBERC J. (1967) — Fleksura brzeżna Sudetów i stanowisko tektoniczne krystaliniku Gór Rychlebskich. *Časopis pro Min. a Geologii*, 12, p. 1—12, nr 1. Praha.
- PAUK F. (1953) — Poznámky ke geologii Orlických hor a Kralického Sněžníku. *Věst. Ustr. Úst. Geol.*, 28, p. 193—212, nr 5. Praha.
- POLANSKI A. (1955) — Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. *Arch. miner.*, 18, p. 211—292, z. 2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1955) — On the Upper Precambrian (Ryphaean) of Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III*, 3, nr 9, p. 509—511. Warszawa.
- SCHEUMANN K. H. (1937) — Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher-Kristallinzone. *Miner. Petr. Mitt.* 49, p. 217—240. Zürich.
- SCHMUCK W. (1957) — Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. *Acta geol. pol.*, 7, p. 105—115. Warszawa.
- SCHWARZBACH M. (1939) — Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, 113, Breslau.
- SMULIKOWSKI K. (1958) — Lupki młkowe i granitognejsy na północnych zboczach pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 127, p. 5—82. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1960) — Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mts.-East Sudetes. Report 21 Sess. Norden Intern. Geol. Congr., part 14, p. 120—130. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W. (1966) — Eastern part of the Izera gneiss boundary against the Kaczawa Mts. schist-series (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. et géogr.*, 14, nr 4, p. 253—261. Warszawa.
- SZALAMACHA J., SZALAMACHA M. (1958) — Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. *Prz. geol.*, 6, p. 353—356, nr 8/9. Warszawa.
- SZALAMACHA J., SZALAMACHA M. (1967) — Seria Niedamirowa w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu Karikonoszy. *Kwart. geol.*, 11, p. 243—256, nr 2. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1956) — Depresja Świebodzie jako jednostka geologiczna. *Biul. Inst. Geol.*, 106, p. 5—60. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1960) — The principal structural features of the sudetic Caledonides. Report 21 Sess. Norden Intern. Geol. Congr., part 19, p. 108—119. Copenhagen.
- TEISSEYRE H. (1964) — Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. *Acta geol. pol.*, 14, p. 459—492, z. 4. Warszawa.
- TEISSEYRE J. (1968) — O staropaleozoicznym wulkanizmie inicjalnym w Sudetach Zachodnich. *Acta geol. pol.*, 18, p. 239—252, z. 1. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. (1957) — Regionalna geologia Polski. T. 3. Sudety.
- TERMIER H., TERMIER G. (1956) — L'évolution de la lithosphère. II. Orogénèse, Premier Fascicule.
- WATZNAUER A. (1955) — Sammelreferat tschechischer Arbeiten aus dem deutsch-tschechoslovakischen Grenzgebiet. *Ber. Geol. Ges.*, 1, p. 305—326, z. 1. Freiberg.
- WOJCIECHOWSKA I. (1966) — Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Klodzkiej. *Geol. sudetica*, 2, p. 261—290. Warszawa.
- WOJCIK L. (1968) — Budowa geologiczna masywu strzebińskiego w okolicach Strzeżyna. *Biul. Inst. Geol.*, 227, p. 121—145. Warszawa.

Хенрик ТЕЙССЕР

ДОКЕМБРИЙ В ПОЛЬСКОЙ ЧАСТИ СУДЕТ

Резюме

Совигорский блок треугольной формы считается самым старшим элементом Судет и их северо-восточного предгорья. Он состоит главным образом из плагиоклазовых парагнейсов и мигматитов, которые являются дериватами суперкрупной серии, вероятнее всего архейского возраста. Второстепенное значение имеют сопутствующие им гранулиты, как пара, так и ортоамфиболиты, а также небольшие гранитовые согласно залегающие массы, появляются саятакже и другие породы, среди которых следует отметить, прежде всего, микроклиново-плагиоклазовые гнейсы.

Тектоника совигорского блока является сложной и многоэтапной. Главные процессы складчатости происходили, вероятнее всего, в докембрии. Сильная перестройка, прежде всего, варисцийская, коснулась краевых партий блока, особенно в восточной его части.

Тектонику гнейсов в гряде Соших гор в последнее время исследовал В. Грохольски (1961, 1967). Он выделил здесь три группы линейных структур различного возраста, которые обозначил символами B_0 , B_1 и B_2 . Эти группы должны иметь связь с докембрийскими деформациями, причем линейность B_1 связывается со складчатостью совигорских гнейсов.

Вплотную к трем блокам совигорского треугольника протягиваются три главные складчатые дуги Судет и их предгорья (фиг. 2). Это северная, южная и восточная дуги. Они соединяются у вершины совигорского треугольника. В состав этих трех дуг входят, кроме того такие метаморфические формации, которые с большим или меньшим основанием можно считать докембрийскими.

Итак, в Качавских горах залегают группа мета-сланцев и филлитов, которые единогласно всеми геологами выделяются как альгонкий или зокембрий. Это так называемые радзимовицкие слои, соответствующие, кажется, в стратиграфическом расчленении лужицким грауваккам. Лужицкая территория и Качавские горы относятся к северной дуге судетской складчатости. Метасоматические гнейсы Вондрожа Велького, выступающие в предгорьях Судет на восточном продолжении Качавских гор, можно условно отнести к ассинтийской эпохе складчатости (М. Козловска-Кох, 1957).

Группа слюдяных сланцев южной дуги считается в общем суперкрупной серией альгонкия, а сопутствующие им гнейсы, которые явились результатом гранитизации вышеупомянутых сланцев, чаще всего относятся к ассинтийскому тектогенезу, хотя для такого вывода нет достаточного количества данных. Эти последние на территории Польши представлены полигенными Йизерскими гнейсами, составляющими северо-западную часть блока Крконош (фиг. 1 — М. Козловска-Кох, 1965).

Восточная дуга на территории Польши включает район Снежника и Лёндка, зону дислокаций Немчи, а также метаморфической покров массива Стшелина. В районе Снежника и Лёндка залегают суперкрупная сланцевая серия, относимая к докембрию, известная под названием строньской серии. Она состоит из слюдяных сланцев, которым сопутствуют кварцитовые сланцы и кварциты, амфиболиты, кристаллические известняки и зрланы. Большое значение имеют в ней плагиоклазовые или реже микроклиново-плагиоклазовые парагнейсы. Часть строньской серии подвергалась глубокой гранитизации, преобразившись в микроклиново-плагиоклазовые гнейсы. Мелкозернистые, слоистые, полосоватые или мигматические разновидности известны под названием гералтувских гнейсов, тогда как очковые и очково-слоистые называются снежниковскими гнейсами. Гранитизация строньской серии чаще всего связывается с ассинтийским тектогенезом. Однако этот взгляд требует проверки.

Очень сложным и многофазовым является строение зоны дислокации Немчи (фиг. 1). Здесь появляются милониты, образовавшиеся из совигорских гнейсов, как предполагается в течение нескольких результирующих фаз деформации и надвига блока Сових гор на восток. Бласто-милонитовые сланцы и кварцитовые и графитовые сланцы этой зоны, вероятнее всего, относятся к докембрию (Х. Дзедзиц, 1961, 1965). В последнее время здесь также открыты метаморфизованные сланцы со спорами, указывающими на карбоновый возраст (самый верхний визей-намгор — Х. Дзедзиц, Т. Гурецка, 1965).

Кристаллический покров гранитного стшелинского массива состоит в значительной степени из слюдистых сланцев и парагнейсов, которым сопутствуют кварциты, амфиболиты, известняково-кремневые породы и кристаллические известняки. Некоторые геологи относят эти серии к докембрию. Ей сопутствуют кварциты, метакогломераты и различные филлиты, относимые, чаще всего, к девону, скорее всего, к нижнему и может быть частично к среднему (Ю. Оберц, 1966).

Автор высказывает мнение, что главная деформация докембрийских и древнепалеозойских серий приходится, скорее всего, на варисцийскую эпоху складчатости, а возможно, что возраст ее относится к границе каледонского и варисцийского тектогенеза. Однако, в отдельных районах самые сильные движения, вероятно, относятся к разным фазам. Возможно, что в некоторых районах складчатые процессы начались уже в самое позднее каледонское время (сравнить: Х. Броусе, 1965 и Х. Егер, 1963).

Исключение, кажется, представляет только гнейсовый блок Сових гор, которых по мнению В. Грохольского подвергся складчатости уже в докембрие.

Две или три группы линейности „b” обнаружены во всех метаморфических сериях Судет. Исключая совигорский блок, автор обозначил эти линейности следующими символами: V_1 , V_2 и V_3 . Самая старшая линейность, которую автор обозначил как V_1 , генетически связывается с главной складчатостью метаморфических серий, так как является параллельной направлению господствующих больших структурных форм. В древнекристаллических породах, считающихся докембрийскими или связываемых с ассинтийским тектогенезом, эта линейность является, возможно, полигенной. Не исключено, что она получила начало в докембрие или на переломе докембрия и кембрия, а затем была дополнена и, согласно предположениям, перестроена во время более поздней деформации. Линейности V_2 и V_3 являются более поздними, связаны с более молодыми дислокациями, имеют в отличие от линейности V_1 в основном более неподвижные и малоразнообразные формы. Эти более поздние линейности представлены почти исключительно вторичными складчатостями различного типа и величины вплоть до микроскопических включительно.

Henryk TEISSEYRE

PRE-CAMBRIAN IN THE POLISH PART OF THE SUDETES

Summary

The gneissic block of the Sowle Mts., situated in the central part of the Sudetes and of their foreland, represents the oldest area of the region considered. The block is of triangle outline (Figs. 1 and 2), built up mainly of plagioclase paragneisses and migmatites, derived apparently from an Archaean supracrustal complex.

These rocks are accompanied by microcline-plagioclase augen gneisses, amphibolites, granulites, small granite bodies arranged concordantly, and some other crystalline rocks.

The tectonics of the gneissic complex of the Sowie Mts. has recently been investigated by W. Grocholski (1961, 1967), who has distinguished three main „b” lineations found in this highly folded complex. He has classified these lineations as B₀, B₁ and B₂, the B₀ lineation being thought to be the oldest one. According to W. Grocholski, all the three sets of linear structures are of Pre-Cambrian age.

It should also be stressed here that the block of the Sowie Mts. suffered a considerable remodelling along its three marginal parts, when the Variscan movements began to operate. This can be observed mainly in the eastern part of the block, where large masses of mylonites and cataclasites were formed due to mechanical transformation of gneissic material.

The fold pattern of the Sudetes and of their foreland is arranged tangentially to the three margins of the Sowie Mts. triangle (Fig. 2). The pattern consists of three main arches the northern, southern and eastern ones. These fold arches are built up mainly of different metamorphic members referred to Pre-Cambrian, old Palaeozoic or Devonian. However, the stratigraphy of the old crystalline sequences is in most cases rather arbitral.

In the northern arch the Eocambrian (Algonkian) sequence is represented by Lusatia greywackes and Radzimowice beds, the latter being known from the Kaczawskie Mts. only. The Radzimowice beds are built up principally of various phyllites, mainly dark grey or black in colour. These consist of quartz, sericite and carbonates, as well as of changing amount of albite. Graphitic pigment, more or less abundant, is usually present. Meta-phanites, quartzites and quartzite schists are subordinate constituents of the rock.

The Pre-Cambrian of the southern arch of the Sudetic fold pattern is represented by a supracrustal member that chiefly consists of mica schists, para-gneisses, amphibolites, crystalline limestones, erlans and other rocks. The rock sequence is accompanied by microcline-plagioclase gneisses thought to be related to the Assynitic tectogenic processes. In Poland, the latter rocks are represented by the Izerskie gneisses that constitute the north-western part of the Karkonosze block (Fig. 1).

The Izerskie gneisses are, according to M. Kozłowska-Koch (1965), of polygenetic character. In part, they were formed due to granitization of mica schists, in part, as a result of gneissification of some granitoid intrusions. Traces of granitized hornfelses are observed, as well.

Some Pre-Cambrian rock assemblages are exposed in the eastern Sudetic arch on vast areas. In the region of Śnieżnik — Łądek, the Pre-Cambrian is represented by the Stronie series. This is a supracrustal assemblage for the most part composed of mica schists and paragneisses. The rocks are accompanied by amphibolites, quartzites, erlans, crystalline limestones and some other rocks.

The regional granitization that took place within the Stronie series resulted in formation of different types of microcline-plagioclase gneisses (K. Smulikowski, 1957, 1960).

Two main groups of gneisses, differing both in structural feature and in texture, may be distinguished in the region under consideration: Gierałtów gneisses and Śnieżnik gneisses. The former are fine-grained, laminated, streaky or migratic rocks. Locally, they are associated with granulites, or contain small amphibolite lenses, or small eclogite bodies. The latter that belong to a group known as Śnieżnik

gneisses, are represented by coarse-grained flaser and augen gneisses. The rocks of these two groups occur in both thick and thin layers, and are arranged alternately where large masses of the Snieżnik gneisses are in contact with the Gieraltów ones. Both gneissic assemblages are thought to be related to the Assynitic tectogenic processes, although direct evidences are lacking here.

The NW trending zone of Niemcza exhibits numerous various rocks, most of them referred rather to Pre-Cambrian. In the western part of the zone, considerable masses of mylonites are found, derived from the Sowie Mts. gneisses, and produced during several periods of high deformations. The deformations were a result of the thrusting of the Sowie Mts. block towards the east. Close to the mylonites, there occur blasto-mylonitic mica schists, accompanied by graphite schists, quartzite schists and quartzites. All these rocks are thought by H. Dziedzic to be rather of Pre-Cambrian age (1961, 1965). Nevertheless, slates have been found to occur in the Niemcza zone, revealing spore flora characteristic of the Viscaen/Namurian time (H. Dziedzic and T. Górecka, 1965). These are intercalated between older crystalline member rather concordantly, this being an evidence that in the Niemcza zone the younger Variscan movements were also highly intense.

Metamorphic rocks that encase the intrusion of the Strzelin granite are composed of both Pre-Cambrian and Devonian rocks. The rocks referred commonly to Pre-Cambrian consist of mica schists and paragneisses, accompanied by quartzites, amphibolites, erlans and crystalline limestones. Another series of quartzites, quartzite schists, meta-conglomerates and phyllites has been described as Lower, perhaps also as Middle Devonian in age (J. Oberc, 1966). Both sequences are folded concordantly with one another.

The main deformation of the metamorphic sequence in the Sudetes may be thought as Variscan in age. In many regions it may have been accomplished in a time period between the Caledonian and Variscan epochs of folding. In certain cases, the high folding processes began already at the Caledonian time, and then developed during several Variscan phases. In various regional unit, however, the period of main movements could have been different (compare H. Brause 1965 and H. Jaeger 1963). The gneissic block of the Sowie Mts. seems to be the only region in which the main deformation can be considered as Pre-Cambrian.

Two, or rather three distinct lineations, differing in age and in structural development, are found to occur in all the metamorphic assemblages of the Sudetes. According to this author they may be classified as B_1 , B_2 and B_3 sets of minor structures, respectively. The set B_1 is everywhere the most prominent one, and represents the most differential assemblage of the minor structures. It runs parallel to the major structural unit and may be interpreted as belonging to the main deformation. In the old crystalline series related to Pre-Cambrian, the set may be polygenetic in character. Some minor structures were formed during the Pre-Cambrian deformation, or at the time when the Assynitic movements were in operation. They could have been remodelled and supplemented during the subsequent high folding. Where both structures are arranged parallelly to each other, the older minor structures can hardly be discerned from the younger ones.

The lineations B_2 and B_3 are younger than the B_1 set of the minor structures. They trend transversally or obliquely to the B_1 lineation and the major fold structures; however, they are parallel arranged to the younger dislocations here. The development of the B_2 and B_3 sets of these structures is rather monotonous. They are represented only by folds that range from microscopic ones up to several metres along the cross section line.