

POZYCJA GEOLOGICZNA BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO I JEGO WPŁYW NA PALEOGEOGRAFIĘ PALEOZOIKU SUDETÓW ŚRODKOWYCH*

Geological position of the Sowie Góry block and its influence
on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes

Tadeusz GUNIA

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Wstęp	83
Niektóre dawniejsze i współczesne poglądy na pozycję geologiczną bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię paleozoiku Sudetów środkowych	84
Serie skalne bloku sowiogórskiego	86
Próba rekonstrukcji serii premetamorficznych	89
Problem wieku serii premetamorficznych	90
Problem ewolucji strukturalnej bloku sowiogórskiego	93
Wiek izotopowy gnejsów i migmatytów Gór Sowich na tle datowań wieku izotopowego prekambryjskich serii metamorficznych Europy środkowej	94
Wpływ bloku sowiogórskiego na paleogeografię paleozoiku obszarów przyległych	99
Północno-zachodnie obrzeżenie – depresja Świebodzie	99
Południowo-wschodnie obrzeżenie – Góry Bardzkie i metamorfik kłodzki	103
Zachodnie obrzeżenie – niecka śródsudecka	106
Wschodnie obrzeżenie – metamorfik kamieniecko-niemczański	110
Wyniki badań	112
Literatura	114
Summary	117

STRESZCZENIE. Praca jest syntezą najnowszych badań wykonanych w obrębie gnejsowego bloku sowiogórskiego oraz na obszarach przyległych. Przedstawiono w niej charakterystykę serii skalnych, próbę rekonstrukcji serii premetamorficznych Gór Sowich, paleontologiczne udokumentowanie ich wieku, problem ewolucji strukturalnej bloku sowiogórskiego,

datowania wieku izotopowego gnejsów i migmatytów Gór Sowich na tle datowań wieku izotopowego prekambryjskich serii metamorficznych Europy środkowej, oraz wpływ bloku sowiogórskiego na paleogeografię paleozoiku Sudetów Środkowych.

WSTĘP

Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego jako jednostki strukturalnej Sudetów Środkowych, była problemem dyskutowanym przez dziesiątki lat w literaturze. Rozpatrywano go w pracach dotyczących regionalnej geologii Sudetów oraz w syntetycznych opracowaniach odnoszących się do całego północnego obrzeżenia Masywu Czeskiego.

W minionym trzydziestoleciu przeprowadzono wiele specjalistycznych badań na obszarze bloku

sowiogórskiego i na obszarach przyległych, które stawiają w nowym świetle zarówno problem pozycji geologicznej bloku sowiogórskiego, jak i jego znaczenia dla paleogeografii paleozoiku Sudetów Środkowych. Niniejsza praca jest próbą syntezy najnowszych badań wykonanych w tej części Sudetów. Przedstawiono w niej również niektóre dawniejsze poglądy dla porównania z wynikami współczesnych badań.

* Praca została wykonana w ramach planu Polskiej Akademii Nauk MR I-16 oraz w Programie 22 IGCP (UNESCO).

NIEKTÓRE DAWNIEJSZE I WSPÓŁCZESNE POGŁĄDY NA POZYCJĘ GEOLOGICZNĄ BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO I JEGO WPLYW NA PALEO GEOGRAFIĘ PALEOZOIKU SUDETÓW ŚRODKOWYCH

Sowio górski blok gnejsów jako jednostka geologiczna Sudetów od dawna budził zainteresowanie geologów. W wielu szczegółowych, syntetycznych i porównawczych pracach przedstawiono różne poglądy na to zagadnienie. W niniejszej pracy wybrano tylko niektóre, dotyczące problemu wieku bloku gnejsowego i jego wpływu na paleogeografię paleozoiku obszarów przyległych.

Cloos (1922) w swojej monografii sugeruje, że blok gnejsowy Gór Sowich w stosunku do sąsiednich obszarów, na których odbywała się sedymentacja paleozoiku, był przypuszczalnie „masą oporową”. Problem wieku gnejsów nie jest jego zdaniem wyjaśniony, być może gnejsy stanowią wydzwignięty w stosunku do młodszej osłony fragment prekambryjskiego Masywu Czeskiego lub – zgodnie z opinią Lepsiusa – byłby on młodszy od starszego paleozoiku i przez to porównywalny z osłoną Karkonoszy i saksońskich Gór Granulitowych. Cloos podkreśla ponadto, że w sylurze Gór Bardzkich oraz w zlepieńcach górnego dewonu Dzikowca nie występują otoczaki gnejsów sowio górskich. Finckh (1923) przyjmował, że gnejsy Gór Sowich są wysoko zmetamorfizowanymi skałami paleozoicznymi przypuszczalnie wieku kambro-sylurskiego.

W kilka lat później Kossmat (1925) i Suess (1926) przedstawili nowy pogląd, że blok sowio górski ma cechy „bloku płaszczowinowego” oderwanego od Masywu Czeskiego w czasie ruchów waryscyjskich. Kossmat (1925) stwierdził, że na południu z gnejsami sowio górskimi graniczą „transgresywne” zlepieńce kulmowe z *Productus giganteus*, które lokalnie sięgają na obszar Gór Sowich, gdzie leżą niezgodnie na gnejsach, dalej zaś ku południowi występuje sylur, natomiast na północy w depresji Świebodziec górny dewon. W takim otoczeniu zdaniem Kossmata pozycja bloku sowio górskiego jest obca, analogicznie jak obca jest pozycja geologiczna masywów Frankenberg-Wildenfels i Münchberg w stosunku do ich geologicznego otoczenia.

W roku 1929 Bederke przeprowadził merytoryczną dyskusję z poglądami Kossmata i Suessa przedstawiając argumenty przeczące tej hipotezie. Według Bederkego granice bloku sowio górskiego z sąsiednimi jednostkami są tektoniczne i wyznaczone przez uskoki, a częściowo także przez nasunięcia. Występowanie otoczków gnejsów sowio

górkich w górnym dewonie depresji Świebodziec świadczy o tym, że gnejsy istniały już przed górnym dewonem. Pogląd ten potwierdza później Pawlik (1939). Według Bederkego (1929) na południowym obrzeżeniu bloku gnejsowego występują dolnokarbońskie zlepieńce gnejsowe i wapień węglowy piętra *glyphiocerasowego*, które zachowały się także na gnejsach w rowach tektonicznych, przy czym nie zostały one tu sfałdowane w odróżnieniu od osadów dolnego karbonu obszarów sąsiednich. Przynajmniej część bloku sowio górskiego w górnym dewonie była erodowana, natomiast w starszej części dolnego karbonu obszar sowio górski był obszarem wysokogórkim. Na krawędzi południowej osadziły się niższe ogniwa dolnego karbonu (piętro *Pericyclus*) natomiast na samych gnejsach osadziły się tylko młodsze ogniwa (piętro *Glyphioceras*). Zachodnia granica tektoniczna z nieką śródsudecką powstała w fazie sudeckiej, natomiast w fazie kruszcogórkiej i asturyjskiej była ona „powierzchnią ruchów”. Blok gnejsowy Gór Sowich wypiętrzony został w czasie ruchów waryscyjskich.

Północną granicę bloku gnejsowego Gór Sowich według tego autora wyznacza również uskoki, który jest młodszy od struktur fałdowych depresji Świebodziec. Ku wschodowi uskoki ten odgranicza gnejsy sowio górskie od serpentynitów grupy górskiej Ślązy. Serpentynity zaś są płasko nasunięte na gnejsy.

Wschodnia granica z seriami łupków metamorficznych (metamorfik kamieniecko-niemczański) ma według Bederkego również charakter dyslokacji, przy czym „seria fyllitowa” tej strefy byłaby nasunięta na gnejsy. Autor ten dyskutuje z poglądem Finckha, który przyjmował, że na granicy z gnejsami występują zmetamorfizowane szarogłazy kulmu złożone z materiału gnejsowego, na które później zostały nasunięte sylurskie łupki i kwarcyty. Te szarogłazy stanowiłyby według Finckha zaklinowane resztki dawnej pokrywy kulmowej gnejsów sowio górskich. Zdaniem Bederkego bardziej uzasadnione byłoby przyjęcie, że te szarogłazy mogłyby odpowiadać „podstawowym ogniwom” serii sylurskiej. Można przypuszczać, jak twierdzi Bederke, że zarówno występujące na północnym obrzeżeniu łupki sylurskie Wzgórz Jenkowskich, jak również fyllity i łupki szarogłazowe Kłodzka (południowe obrzeżenie) zbudowane są

z detritusu gnejsów, chociaż w tym przypadku jego pochodzenie z bloku gnejsowego Gór Sowich nie zostało bezpośrednio udowodnione.

W późniejszej pracy Bederke (1934) ponownie zajmuje się problemem pozycji geologicznej bloku sowiogórskiego. Powtórzono tu zostały poglądy z poprzedniej pracy. Nowy jest pogląd odnośnie do granicy bloku sowiogórskiego z niecką śródsudecką. Według tego autora gnejsy sowiogórskie występują w podłożu niecki śródsudeckiej, przy czym jednostka fleksuralna gnejsów oddziela nieckę wałbrzyską od pozostałych części tego obszaru. Poglądy Bederkego o wpływie gnejsów sowiogórskich na paleogeografię górnego dewonu depresji Świebodzie, a przede wszystkim na transport otczaków gnejsowych potwierdza później swoimi badaniami Pawlik (1939).

Nowsze poglądy odnośnie do pozycji geologicznej gnejsowego bloku sowiogórskiego przedstawione zostały w kilku pracach. Do najwcześniejszych należy zaliczyć pracę H. Teisseyre'a (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Według tego autora „kra sowiogórska” w okresie orogenezy waryscyjskiej stanowiła już element zeszywniały, niepodatny na odkształcenie fałdowe. Pozycja wspomnianej kry była już w górnym dewonie niemal ta sama co dziś. Cytowany autor podkreśla również, że jednostka ta tworzyła w dobie ruchów kaledońskich blok zeszywniały stanowiący śródgórską masę oporową. Rekonstrukcja fałdów kaledońskich zdaniem H. Teisseyre'a wskazuje na to, że fałdy te opływały trójkątną krę sowiogórską z trzech stron tworząc wyraźne wirgacje w partiach sąsiadujących z jej narożami, zwłaszcza z narożem północno-zachodnim i narożem południowo-wschodnim. Dostosowanie się kierunków kaledońskich do zarysów kry sowiogórskiej przemawia raczej wyraźnie za jej prekambryjskim wiekiem. Ponadto Teisseyre stwierdza, że polimetamorficzny kompleks paragnejsowy, odbiegający zasadniczo od młodszego prekambru Sudetów silniejszym stopniem metamorfozy, uważać można zgodnie z poglądami Smulikowskiego, Polańskiego i innych za archaik. Młodszy kompleks ortognejsów mógłby natomiast reprezentować algonk, a jego dynamiczną przeróbkę i objawy zmian diaforycznych można by łączyć z ruchami kaledońskimi, podczas gdy z ruchami waryscyjskimi wiązałyby się niektóre objawy mylonityzacji wzdłuż stref dyslokacyjnych.

W późniejszej pracy H. Teisseyre (1975) wyowiada pogląd, że blok gnejsowy Gór Sowich stanowi wypiętrzony fragment głębokiego podłoża ukazujący się na powierzchni wśród późniejszych

łańcuchów fałdowych. Brzegi „trójkąta” bloku sowiogórskiego wyznaczają strefy dyslokacyjne towarzyszące rozłamom sięgającym głęboko w skorupę ziemską. Intruzje magmowe oraz silny wulkanizm występujące na obwodzie trójkąta sowiogórskiego w okresach wzmożonych ruchów tektonicznych wskazują na istnienie takich rozłamów.

Problem pozycji geologicznej bloku sowiogórskiego dyskutowany był również w pracach Oberca. W jednej z pierwszych prac (Oberc 1957) autor ten przyjmuje, że sam blok sfałdowany został w starszych ruchach przedtakońskich, natomiast w młodszych ruchach przedtakońskich stanowiął już masę śródgórską mającą wpływ na kierunki struktur związanych z tymi ruchami. Ponadto sugeruje, że gnejsy były prawdopodobnie przykryte seriami metamorficznymi analogicznymi do tych, jakie występują w ich obrzeżeniu i stąd też można przyjąć, że masa śródgórska gnejsów Gór Sowich wyciśnięta jest z „młodszego przedtakońskiego” górotworu i ukazuje się w jądrze elementu mającego charakter potężnej antykliny. W późniejszej pracy Oberc (1966) podtrzymuje wcześniej wypowiedziany pogląd, przy czym precyzuje bliżej wiek struktur. „Masa śródgórska” Gór Sowich, zdaniem tego autora, jest wycinkiem orogenu starszego od proterozoicznego, który otaczają, mające trójkątny zarys, ramiona wirgacji późnoproterozoicznej. Fałdowanie moldanubskie doprowadziło do powstania struktur o kierunku NW-SE w południowo-wschodnim odcinku bloku sowiogórskiego. W nowszej pracy cytowany autor (Książkiewicz, Oberc, Pożaryski 1977) uznaje blok sowiogórski za tektogen moldanubski otoczony trzema gałęziami struktur staroasyntyjskich, dla których ten orogen był śródgórską masą oporową.

Nowych danych dla wyjaśnienia pozycji geologicznej sowiogórskiego bloku gnejsowego dostarczyły wieloletnie badania Grocholskiego (1961, 1964, 1966, 1967) oraz Grocholskiego i Majerowicza (1975). Autor ten zebrał bardzo bogaty materiał w czasie obserwacji terenowych oraz z niektórych wierceń, co pozwoliło mu na rozstrzygnięcie wielu dyskusyjnych dotychczas problemów, w tym między innymi zagadnienia ewolucji strukturalnej gnejsów i ich granicy z niecką śródsudecką. Granica bloku gnejsowego z niecką śródsudecką, jak wykazały badania Grocholskiego (1961), przebiega wzdłuż szeregu dyslokacji o założeniach kaledońskich. Brzeg ten wyznaczony przez dyslokacje rozwijał się, w wyniku szeregu nakładających się na siebie procesów górotwórczych, w czasie od starszego paleozoiku po trze-

ciorząd włącznie. Lokalnie wzdłuż krawędzi gnejsów powstały brzeżne niecki, tj. wizeńska synklina Ptasiej Góry (Wałbrzych) i namurska niecka Głuszycy. W nowszych pracach Grocholski (1967, 1975) opierając się na wynikach wieloletnich swoich badań strukturalnych dochodzi do wniosku, że Góry Sowie są fragmentem głębokiego podłoża Sudetów, w którym zachowały się relikty prekambryjskich struktur fałdowych, przy czym można tu wydzielić co najmniej trzy odrębne, rozdzielone w czasie,

etapy fałdowań. Najstarsze ruchy zdaniem cytowanego autora mogłyby być związane z orogenezą sfekokarelidów i przy takim założeniu gnejsy bloku sowiogórskiego należałyby do starszego proterozoiku.

Odrębną grupą prac odnoszących się do bloku gnejsowego Gór Sowich są specjalistyczne prace petrologiczne. Zawarte w nich wyniki i poglądy przedstawione są w odrębnym rozdziale niniejszej pracy.

SERIE SKALNE BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO

Serie skalne bloku sowiogórskiego opisane zostały przez wielu autorów. Nie byłoby celowe powtarzanie tych opisów. Z prac tych wybrano tylko niektóre problemy łączące się tematycznie z zakresem pracy. Przedstawiono przede wszystkim nowsze poglądy na ewolucję metamorficzną serii skalnych z podkreśleniem etapowości tych wydarzeń w skali chronostratygraficznej. Przedstawiono też informacje o skałach niezmetamorfizowanych leżących na gnejsach.

W budowie geologicznej bloku sowiogórskiego dominują gnejsy i stąd przyjęta w literaturze nazwa „gnejsowy blok Gór Sowich” (fig. 1). W starszej literaturze i na dawnych mapach geologicznych stosowano różne podziały gnejsów: jedne oparte na strukturach i teksturach, inne na składzie mineralogicznym. Stosowano też podział genetyczny na paragnejsy, ortognejsy i „gnejsy mieszane” zwane też injekcyjnymi lub migmatytami. Do tego podziału nawiązuje swoje badania Smulikowski (1952). Autor ten wydziela w grupie paragnejsów bardzo drobnoziarniste, szare gnejsy facji leptytowej o niewidocznej lub słabej laminacji, które przechodzą w gnejsy równoległe lub słojowato laminowane oraz gnejsy syllimanitowe. Najbardziej rozpowszechnione są zdaniem cytowanego autora różne odmiany migmatytów. Są to migmatyty żyłkowe, czyli arteryty zawierające zgodnie ułożone z uławiczeniami gnejsów żyły średnioziarnistych granitów dwumikowych. Lokalnie żyły te przechodzą w smugi pegmatytowe lub żyły kwarcowe. Drugą odmianę migmatytów stanowią tzw. gnejsy warstewkowe, których nazwa wynika z naprzemianlegle ułożonych czarnych warstewek łuszczkowych głównie biotytowych i białych – skaleniuowo-kwarcowych. Autor ten podaje w wątpliwość wcześniejszy pogląd, że międzylupkowa injekcja obcej magmy granitowej mogła spowodować tak regularną naprzemianległość wymienionych ciemnych i jaśniejszych warstewek.

Smulikowski nie wyklucza też hipotezy Finckha, iż pierwotne naprzemianległe uwarstwienie materiału szarogłazowego i ilastego mogło mieć wpływ na powstanie gnejsów warstewkowych. Wśród migmatytów występują też migmatyczne granity, które miejscami zawierają jeszcze ślady smużyści odziedziczone po rozplyniętych gnejsach, często przyjmują typowo masywne tekstury. Takie niemagmowego pochodzenia, szare granodioryty i tonality biotytowe znane są cytowanemu autorowi z kilku wystąpień w Górach Sowich.

Problem genezy migmatyzacji zdaniem Smulikowskiego wymaga specjalistycznych badań. Autor ten przewiduje kilka możliwych wariantów wyjaśnienia tego zagadnienia. Procesy te mogą należeć do tego samego cyklu orogenicznego, co metamorfoza paragnejsów i ich złupkowanie, albo mogły powstać później w toku odrębnego cyklu górotwórczego. Zdaniem Smulikowskiego ortognejsy mają znacznie mniejszy zasięg i są to granity dwułuszczkowe o teksturze słojowatej z wyraźnymi cechami postkrystalicznej deformacji dynamicznej. Forma ich występowania wśród paragnejsów wskazywałaby na to, że stanowią one młodszą od paragnejsów intruzję syntektoniczną w osi wypiętrzenia górskiego o kierunku NW-SE. Uległy one wraz z całym swoim otoczeniem silnej deformacji w jakiejś późniejszej epoce górotwórczej po całkowitym zakrzepnięciu. Swoją budową oczkową i regionalną diaforyczną muskowityzacją upodabniają się do granitognejsów izerskich, orlickich i śnieżnickich, wieku algonckiego, które zostały zdeformowane w czasie fałdowań kaledońskich. Oprócz ortognejsów granitowych według Smulikowskiego występują na omawianym obszarze także inne skały gnejsowe magmowego pochodzenia, a mianowicie gnejsy hornblendowe, które mogły powstać z przeddeformacyjnych żył diorytowych, i gnejsy aplitowe powstałe z żył leukokratycznej magmy granitowej.

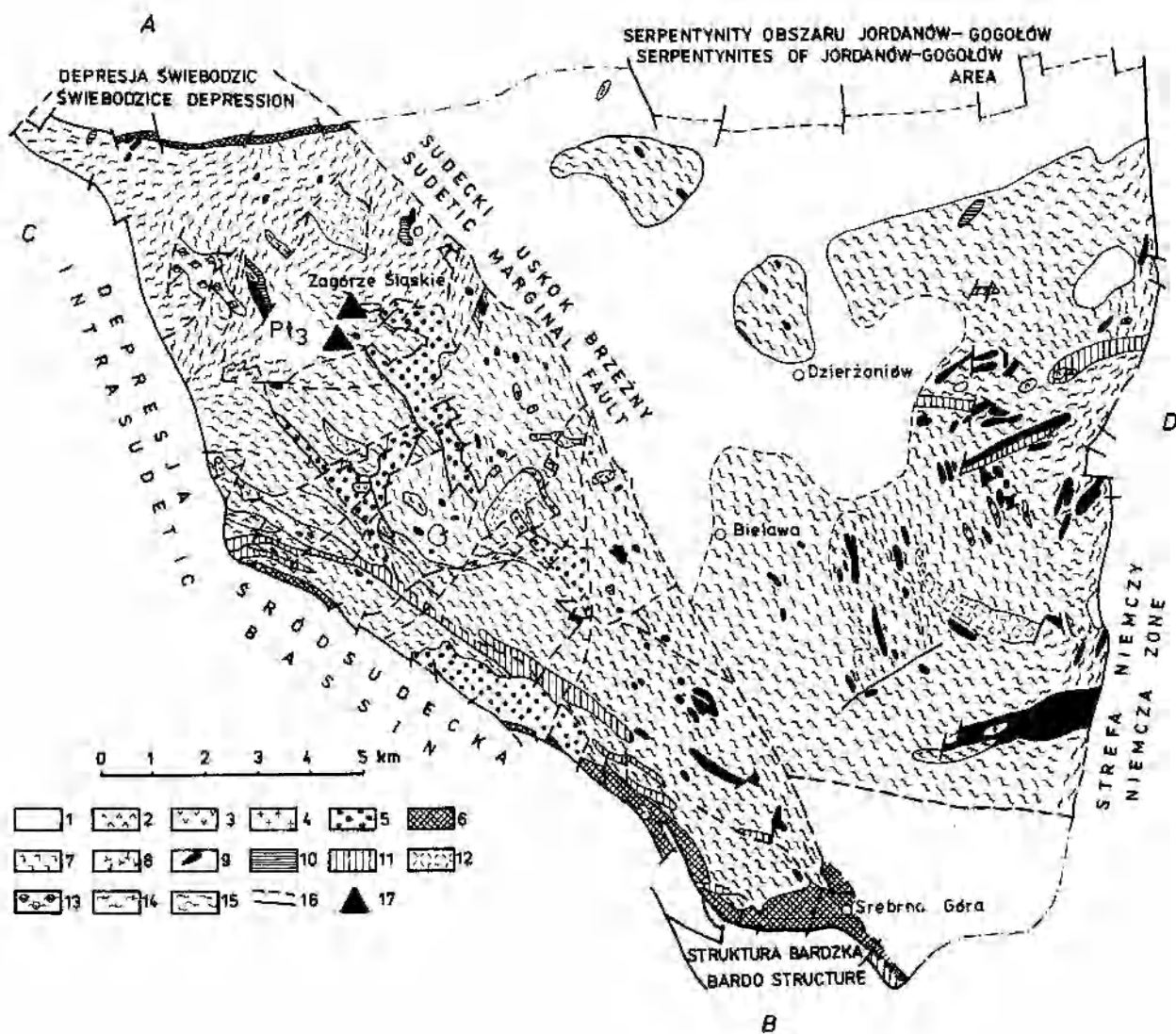


Fig. 1. Szkic geologiczny obszaru gnejsów sowiogórskich wg Grocholskiego i Sawickiego (1967). Stratygrafia uzupełniona przez autora. Miocen: 1 – piaski i żwiry; 2 – bazalty. Karbon górny – perm dolny: 3 – porfiry, porfiryty i kersantyty; 4 – granitoidy. Karbon dolny (środkowy-górny wizen); 5 – brekcje i zlepnieńce gnejsowe i gabrowe; 6 – kataklazyty i mylonity gnejsowe (wiek bliżej nie znany – waryscyjskie?). Proterozoik górny: 7 – hiperyty; 8 – serpentynity; 9 – amfibolity; 10 – granulity; 11 – granitognejsy oczkowe; 12 – gnejsy migmatyczne o teksturach homofanicznych; 13 – gnejsy kordierytowe; 14 – gnejsy syllimanitowe; 15 – gnejsy migmatyczne; 16 – uskoki; 17 – stanowiska mikroflory; A – północno-zachodnie obrzeżenie gnejsów sowiogórskich – depresja Świebodzic; B – południowo-wschodnie obrzeżenie gnejsów sowiogórskich – struktura bardzka; C – zachodnie obrzeżenie gnejsów sowiogórskich – niecka śródsudecka; D – wschodnie obrzeżenie gnejsów sowiogórskich – metamorfik kamieniecko-niemczański

Geological sketch of the Sowie Góry gneisses area, after Grocholski and Sawicki (1967). The stratigraphy supplemented by the present author. Miocene: 1 – sands and gravels; 2 – basalts. Upper Carboniferous-Lower Permian: 3 – porphyres, porphyrites and kersanitites; 4 – granitoids. Lower Carboniferous (Middle/Upper Visean): 5 – gneissic and gabbroic breccias and conglomerates; 6 – gneissic cataclasites and mylonites (age unknown – Variscan?). Upper Proterozoic: 7 – hyperites; 8 – serpentinites; 9 – amphibolites; 10 – granulites; 11 – augen granite-gneisses; 12 – migmatitic gneisses with homophanous texture; 13 – cordierite gneisses; 14 – sillimanite gneisses; 15 – migmatitic gneisses; 16 – faults; 17 – localities with microflora; A – NW border of the Sowie Góry gneisses – Świebodzice Depression; B – SE border of the Sowie Góry gneisses – Bardo Structure; C – W border of the Sowie Góry gneisses – Intrasudetic Basin; D – E border of the Sowie Góry gneisses – Kamieniec-Niemcza metamorphic zone

Szczegółowe informacje dotyczące ewolucji metamorficznej krystaliniku górskiej części bloku sowiogórskiego znajdujemy w obszernej monografii Polańskiego (1955). Autor ten przedstawia szczegółową petrologiczną i geochemiczną charakterystykę poszczególnych odmian skalnych. Przyjmuje on również genetyczną klasyfikację gnejsów wydzielając wśród paragnejsów obszaru południowego Gór Sowich drobnoziarniste paragnejsy niemigmatyczne bez lub ze słabo tylko zaznaczoną laminacją oraz gnejsy o wyraźnych znamionach fałdowania tzn. gnejsy o fałdowo-lupkowej teksturze, natomiast na obszarze północnym gnejsy fibrolitowe. Zdaniem Polańskiego w grupie migmatytów również zaznacza się różnica pomiędzy obszarem południowym a północnym. Migmatyty części południowej wykazują lokalnie smugowe ułożenie biotytu, natomiast w odmianie gruboziarnistej kierunkowość ta zanika. Ponadto występują tu tzw. gnejsy mieszane, w których biotyt jest nieregularnie rozmieszczony w stosunku do jasnych składników skały.

Na obszarze północnym migmatyty są bardziej zróżnicowane. Obok odmian gruboziarnistych występują tu także gnejsy warstewkowe. Ponadto w migmatytach tego obszaru występuje, podobnie jak w towarzyszących im paragnejsach, fibrolit, którego brak na obszarze południowym. Ponadto cytowany autor stwierdza, że gnejsy obszaru południowego wykazują wyraźniejsze ślady postmetamorficznego zaangażowania tektonicznego. Z zaburzeniami tektonicznymi, zdaniem cytowanego autora, łączą się zapewne metasomatyczne infiltracje węglanów i epigenetyczne żyłki skalenia potasowego.

Wśród gnejsów Gór Sowich podrzędnie występują także inne skały metamorficzne, które według Smulikowskiego (1952) powstały z żył i intruzji magmowych bądź też z wkładek osadowych w pierwotnym kompleksie skalnym. Do najczęściej spotykanych należą wtrącenia amfibolitów. Jak przypuszcza cytowany autor, są to w większości ortoamfibolity, które powstały z intruzji pokładowych i żył magmy gabrowej względnie z law i tufów bazaltowych. Niektóre amfibolity zbite lub drobnoziarniste można uznać, zdaniem wymienionego autora, za paraamfibolity, które mogły powstać z kontaktowo przeobrażonych skał osadowych dolomityczno-marglistych oraz z mniej lub bardziej żelazistych wkładek w pierwotnej serii osadowej.

Dość licznie według Smulikowskiego (1952) występują soczewki lub pokładowe wtrącenia serpentynitów, które powstały z perydotytów i pi-

krytów. Lokalnie serpentynity przechodzą w łupki talkowe. Drugą, młodszą generację serpentynitów stanowią niewielkie ich wtrącenia, które wykazują podobieństwo petrograficzne do intruzji występujących w obramowaniu bloku sowiogórskiego i mogą być związane ze staropaleozoicznymi masywami serpentynitowymi Sobótki i okolic Ząbkowic. Podobnie, jak sugeruje Smulikowski (1952), z masywami gabrowymi Sobótki i Woliborza łączyć by można wtrącenia skał niemetamorficznych nazywanych hiperytami.

Dość licznie, lecz w małych wystąpieniach, spotyka się w Górach Sowich granulity, które są ważnymi wskaźnikami facji metamorficznych.

Wapienie krystaliczne należą do rzadko spotykanych. Według Smulikowskiego seria osadowa, z której powstały gnejsy, była uboga w węglany i składała się wyłącznie z klastycznych osadów piaszczysto-ilastych. Na istnienie wapnistych domieszek w pierwotnych pelitowo-ilastych osadach wskazywałyby również kuliste lub soczewkowate skupienia o koncentrycznej budowie występujące w paragnejsach.

Wśród innych odmian skalnych Smulikowski wymienia też pegmatyty, które przecinają zarówno gnejsy jak i amfibolity. Tworzą one wśród gnejsów soczewki lub gniazda i mogą być związane z uplastycznieniem paragnejsów w procesie anateksis.

Szczegółową charakterystykę skał bogatych w amfibol i piroksen przedstawił Polański (1955). Wydzielił on trzy zasadnicze grupy tych skał, tj. amfibolity i gnejsy hornblendowe, skały amfibolowo-piroksenowe i serpentynity oraz granulity.

Amfibolity powstały z marglistej serii osadowej bogatej w żelazo i wapien. Zmienność składu mineralogicznego tych skał może wynikać z pierwotnego zróżnicowania osadu, którego pewne partie były bardziej margliste, bogate w wapń, a inne bardziej ilaste i bogate w potas. Występujące razem z amfibolitami gnejsy hornblendowe mogły powstać bądź to z osadów o nieco odmiennym składzie chemicznym, bądź mogły być produktami migmatyzacji amfibolitów. Druga odmiana, tj. skały amfibolitowo-piroksenowe, powstała ze skał magmowych ultrazasadowych z grupy perydotytów i piroksenitów. Ponadto Polański opisuje również serpentynity oraz granulity stwierdzając, że te ostatnie mają skład mineralny podobny do paragnejsów i powstały z takiego samego materiału wyjściowego, jak paragnejsy.

Problematyką petrogeny granulitów zajmowali się później Juskowiak i Ryka (1960). Z obszernego studium dotyczącego tej problematyki przytoczyć

tu należy przede wszystkim dwa istotne stwierdzenia, a mianowicie, że zbadane przez autorów granulity są typowymi skałami metamorficznej facji granulitowej z charakterystycznym dla tej facji zespołem mineralnym oraz że są to niewątpliwie paragrulity.

Nowsze dane dotyczące formacji krystalicznej Gór Sowich znajdujemy w pracy Grocholskiego (1967). Autor ten przedstawia megaskopową i częściowo opartą na szlifach charakterystykę serii metamorficznych. Dotychczasowe dane dotyczące gnejsów uzupełnia własnymi obserwacjami zarówno składu mineralnego, jak i zróżnicowania pod względem strukturalnym i teksturalnym. Bardzo ważne dla rekonstrukcji pierwotnych serii wyjściowych są obserwacje tego autora dotyczące ewolucji strukturalnej i teksturalnej różnych odmian gnejsów. Uzupełnione zostały też dotychczasowe charakterystyki petrologiczne innych skał krystalicznych tworzących wtrącenia wśród gnejsów, a mianowicie: granulitów, wapieni krystalicznych i skał wapienno-krzemianowych, serpentynitów, amfibolitów, piribolitów i pegmatytów. Niektóre z tych obserwacji ściśle wiążące się z etapami ewolucji strukturalnej należy tu podkreślić.

Ważne jest stwierdzenie, że amfibolity są zróżnicowane pod względem struktur, składu mineralnego, genezy i wieku geologicznego. Autor ten wydziela amfibolity nieustalonego pochodzenia oraz ortoamfibolity. Pierwsze z nich mogły powstać z osadów marglistych występujących w serii szarogłazowej, natomiast drugie są pochodzenia gabrowego. Skały piroksenowo-amfibolitowe nazwane zostały przez Grocholskiego piribolitami. Ważne są również obserwacje występowania wapieni krystalicznych i skał wapienno-krzemianowych. Wapienie krystaliczne występują nie tylko w sąsiedztwie amfibolitów, lecz również jako wtrącenia w gnejsach. Podobnie skały wapienno-krzemianowe występują w sąsiedztwie amfibolitów i pegmatytów oraz w postaci form kulistych i wrzecionowatych w różnych odmianach gnejsów.

Syntetyczne ujęcie wyników badań (własnych i innych autorów) skał krystalicznych Gór Sowich znajdujemy również w pracy Morawskiego (1973). Szczególnie interesujące są poglądy dotyczące genezy amfibolitów. Autor ten stwierdza, że w niektórych odmianach zachowały się relikty struktur diabazowych i te mogły powstać jako ortoamfibolity z przeobrażenia niewielkich interkalacji law zasadowych. Amfibolity przewarstwione z gnejsami lub występujące w sąsiedztwie wapieni krystalicznych mogły powstać jako paraamfibolity z osadów marglistych lub z tufów wulkanitów zasado-

wych, natomiast wapienie krystaliczne, występujące w sąsiedztwie amfibolitów lub też jako kuliste lub soczewkowate formy, mogły powstać z wkładek marglistych w pierwotnej serii osadowej. Podobnie jak Grocholski, autor ten przedstawia też poglądy na ewolucję strukturalną bloku sówiogórskiego.

Ostatnio trudną i dyskusyjną do tej pory problematyką migmatytyzacji gnejsów sówiogórskich zajął się Kryza (1981). Dokonał on również szczegółowego podziału gnejsów i migmatytów według składu mineralogicznego oraz występujących w nich struktur i tekstur. Na podstawie bardzo licznych obserwacji terenowych oraz badań petrologicznych i geochemicznych przedstawił nową hipotezę powstania migmatytów. Autor ten przyjmuje, że zespół skał wyjściowych, z których powstały gnejsy i migmatyty, był zróżnicowany pod względem chemicznym i proces migmatyzacji objął tylko niektóre odmiany gnejsów. Mniejszy udział w tym procesie przypisuje Kryza procesom metasomatycznym. Cenne są również jego sugestie odnośnie do skał wyjściowych, z których powstały poszczególne odmiany gnejsów i migmatytów. To zagadnienie przedstawione zostało bardziej szczegółowo w następnym rozdziale niniejszej pracy.

PRÓBA REKONSTRUKCJI SERII PRE-METAMORFICZNYCH

Problem rekonstrukcji skał wyjściowych, z których powstały serie metamorficzne bloku sówiogórskiego, jest jednym z trudniejszych do wyjaśnienia.

Badania petrologiczne i geochemiczne oraz strukturalne, wykonane przez Smulikowskiego (1952), Polańskiego (1955), Juskowiaka i Rykę (1960), Grocholskiego (1967), Morawskiego (1973), Żelaźniewicza (1979) oraz Kryzę (1981), wskazują na złożoność procesów metamorfozy, ich wieloetapowość oraz na zróżnicowanie stref głębokości w poszczególnych etapach przeobrażeń.

Opierając się na bogatym materiale analitycznym cytowani autorzy podjęli próbę ustalenia skał wyjściowych, z których powstały różne skały metamorficzne bloku sówiogórskiego.

Paragnejsy i migmatyty, według wymienionych autorów, powstały z łupków ilasto-piaszczystych, szarogłazów i arkoz. Trudno jednak dokładnie ustalić, jakie były pierwotne relacje poszczególnych odmian względem siebie, tj. przewarstwianie się i miąższości. Można jedynie przypuszczać na podstawie wyników badań geochemicznych i pe-

trologicznych, że jedne z nich były bogatsze w glinę, inne zaś w krzemionkę. Interesującą hipotezę co do pierwotnej zmienności litologicznej przedstawił Kryza (1981) biorąc pod uwagę chemizm gnejsów i migmatytów oraz ich cechy strukturalne i teksturalne. Zdaniem tego autora gnejsy bardzo drobnoziarniste i łuseczkowe powstały z drobnoziarnistych osadów piaszczysto-mułowcowych o składzie szarogłazów lokalnie bogatych w składniki ilaste, gnejsy smużyste z drobnoziarnistych osadów piaszczysto-mułowcowych i szarogłazów o dużej zawartości minerałów ilastych, natomiast gnejsy syllimanitowe powstały z bardzo drobnoziarnistych ciemnych skał piaszczysto-ilastych ubogich w skalenie i węglany, gnejsy kordierytowe zaś mogły powstać z różnych osadów piaszczysto-mułowcowych bogatych w składniki ilaste. Według Smulikowskiego (1952) obecność kordierytu w gnejsach sowiogórskich można łączyć z procesami lokalnej metamorfozy kontaktowej.

Migmatytom Kryza (1981) poświęca najwięcej uwagi w swojej pracy. Dzieli je na kilka odmian teksturalnych: stromatyty nierównomiernie warstewkowe i ptygmatyty, w których ciemniejsze warstewki (melanosom) mogły powstać z osadów piaszczysto-mułowcowych o składzie szarogłazów z domieszką minerałów ilastych, natomiast jaśniejsze warstewki (leukosom) z anatektycznych aplitów o składzie leukogranitów. Inne odmiany teksturalne, tj. migmatyty równomiernie warstewkowe i fałdkowe, mogą być produktami dyferencjacji, jaka nastąpiła w procesie metamorfozy jasnych skał piaszczysto-mułowcowych drobno- i średnioziarnistych lub bogatych w kwarc szarogłazów. Nebulity natomiast powstały z przeobrażenia średnio- i gruboziarnistych szarogłazów skaleniowych o spoiwie zawierającym węglany.

Wyjściowa seria osadowa, z której powstały paragnejsy i migmatyty, była uboga w węglany. Nieliczne soczewki wapieni kystalicznych, jakie występują na obszarze bloku sowiogórskiego, są najczęściej związane z amfibolitami, rzadziej z gnejsami i migmatytami. Osadowe pochodzenie przypisuje się granulitom sowiogórskim. Według Juszkowiaka i Ryki (1960) są to na pewno paragranulity. Morawski (1973) przypuszcza, że mogły one powstać z tufogenicznego materiału law kwaśnych, natomiast Kryza (1981) przypuszcza, że materiałem wyjściowym dla granulitów były jasne drobnoziarniste skały piaszczysto-mułowcowe o składzie szarogłazów, bogate w K_2O i Al_2O_3 , a ubogie w Ca, Mg i Fe, lub skały magmatogeniczne o składzie granitoidów bogatych w kwarc.

Jedną z odmian skalnych bloku sowiogórskiego, której geneza budziła wiele dyskusji, są ortognejsy zwane też gnejsami oczkowymi lub słojowymi względnie mikroklinowymi, występujące na SW części Gór Sowich, wśród paragnejsów. Według Smulikowskiego (1952) i Polańskiego (1955) ortognejsy powstały przypuszczalnie z młodszego od paragnejsów intruzji granitoidowej, która uległa deformacji w czasie fałdowań kaledońskich. Jak podaje Grocholski (1967) opierając się na niepublikowanych wynikach badań Morawskiego oraz na badaniach własnych, tzw. „gnejsy oczkowe” uważane dotychczas za ortognejsy powstały z paragnejsów w strefie synkinematycznej rekryystalizacji, a lokalnie pegmatytyzacji wywołanej metasomatozą mikroklinową. Nie są więc one pochodzenia magmowego. Alternatywny pogląd na to zagadnienie znajdujemy w pracy Kryzy (1981). Zdaniem tego autora gnejsy mikroklinowe (oczkowe i słojowe) powstały z monotonnej serii jasnych drobnoziarnistych szarogłazów skaleniowych lub ze skał magmowych bądź piroklastycznych o składzie zbliżonym do granitu.

Skałom metamorficznym Gór Sowich towarzyszą pegmatyty. Zdaniem Smulikowskiego (1952) i Grocholskiego (1967) występują tu dwie różnowiekowe generacje: starsze pegmatyty (soczewkowe), związane z procesem nadtapiania paragnejsów w czasie migmatyzacji, oraz młodsze przecinające starsze struktury.

Różnowiekowe są również aplity Gór Sowich. Według Grocholskiego (1967) aplity zachodniej części Gór Sowich należałoby łączyć z ruchami fałdowymi późnych faz orogenezy prekambryjskiej, natomiast występujące we wschodniej części uznać za waryscyjskie.

PROBLEM WIEKU SERII PREMETAMORFICZNYCH

Zagadnienie wieku pierwotnych serii, z których powstały gnejsy i migmatyty oraz towarzyszące im inne skały krystaliczne, nie było rozpatrywane dotychczas jako zagadnienie odrębne. W starszych pracach przeważał pogląd o archaicznym wieku gnejsów sowiogórskich. W nowszych pracach Smulikowski (1952), Polański (1955), Grocholski (1967), Grocholski i Majerowicz (1975), Oberc *et al.* (1977) zaliczono gnejsy sowiogórskie do starszego proterozoiku. Oberc (*op. cit.*) wydziela nawet odrębne piętro strukturalne Gór Sowich mogące odpowiadać karelidom (dolny,

częściowo środkowy proterozoik – 2000-1750 mln lat). Piętro to byłoby starsze niż piętro moldanubskie w Masywie Czeskim, które według Zoubka (1980) nie jest w pełni udokumentowane, a jego interwał czasowy przypadałby na 1800-1000 mln lat (górną część proterozoiku dolnego + proterozoik środkowy; tab. 1).

W nowym świetle stawiają problem wieku serii premetamorficznych nowe liczne badania stratygraficzne i sedimentologiczne wykonane na obszarach przyległych do sowiogórskiego bloku gnejsowego, a ostatnio także badania mikropaleontologiczne paragnejsów. Badania stratygraficzne obszarów przyległych pozwalają na przybliżone ustalenia górnej granicy wieku metamorfozy serii skalnych bloku sowiogórskiego. Znacznie trudniej jednak ustalić wiek serii wyjściowych.

Opierając się na dotychczasowych wynikach badań mikropaleontologicznych metamorfiku Sudetów i ich przedpola, które przyniosły dobre rezultaty, autor podjął także próbę zbadania paragnejsów Gór Sowich. Po przeprowadzeniu wielu eksperymentów, wykonanych w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego oraz w Geologisch-Paläontologisches Institut Justus Liebig Universität Giessen (RFN), po wielu dyskusjach z prof. dr. H. Pflugiem i zastosowaniu wielu metod udało się w końcu znaleźć metodę właściwą dla poszukiwań mikroflory w paragnejsach. Zastosowane metody opisane zostały przez autora w odrębnych pracach (Gunia 1981a, b).

W pierwszej kolejności zbadano wystąpienia paragnejsów drobnowarstewkowych z odkrywek nad jeziorem zaporowym w Zagórzu Śląskim (fig. 1), a następnie zbadano paragnejsy „bardzo drobnodziarniste” z odkrywki w Jugowicach.

W pierwszych z nich znaleziono dość liczny i zróżnicowany, chociaż nie najlepiej zachowany, zespół mikroflory. W zespole tym dominują *Acritarcha*, z których wymienić należałoby niektóre rodzaje i gatunki znane z proterozoiku innych obszarów. Pełną listę mikroflory z Zagórza Śląskiego zawierają odrębne prace autora (Gunia 1981a, b). Są to: *Protosphaeridium densum* Tim., *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Protosphaeridium patelliforme* Tim., *Kildinella* cf. *sinica* Tim., *Kildinella* cf. *hyperboreica* Tim., *Nucellosphaeridium* sp., *Zonosphaeridium* sp., *Symplassosphaeridium* sp., *Synsphaeridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Veryhachium* sp., *Vavososphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp. Ponadto występują tu również rodzaje i gatunki takie, jak: *Baltisphaeridium* sp. 2 Volk., *Baltisphaeridium varium* Volk., *Micrhystridium* sp., *Aranidium* sp.,? *Aliumella* sp., znane dotychczas z dolnego

kambru platformy wschodnioeuropejskiej. Zespół ten uzupełniają także *Cyanophyta* – *Palaeonacystis* cf. *funiculum* Sch., oraz *Eumycophyta* – *Eumycetopsis rugosa* Mait., *Eumycetopsis pflugii* Mait., znane z górnego ryfeju Indii, Afryki oraz Australii.

Zespół mikroflory z drugiego odsłonięcia, tj. z drobnodziarnistych paragnejsów Jugowic, jest znacznie gorzej zachowany, mniej zróżnicowany i nieliczny. Jego opis przedstawiony został w odrębnej pracy (Gunia 1984). Podobnie jak w poprzedniej odkrywce dominują tu również *Acritarcha*, wśród których wyraźnie zaznaczają się dwa zespoły. Jeden reprezentowany jest przez takie rodzaje, jak: *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Protosphaeridium scabridum* Tim., *Protosphaeridium torulosum* Tim., *Kildinella* cf. *sinica* Tim., *Kildinella* cf. *hyperboreica* Tim., *Stictosphaeridium* sp. i *Gloeocapsomorpha* sp. Jest to zespół bardzo zbliżony do zespołu cytowanego przez Siergiejewą *et al.* (1974) z serii terskiej Półwyspu Kola, której wiek izotopowy określony został na 1263+40-1080+40 mln lat (ryfej środkowy). Drugi zespół stanowią rodzaje i gatunki znane dotychczas z wendu i dolnego kambru platformy wschodnioeuropejskiej (Wołkova *et al.* 1979; Moczyłowska 1980). Należą do nich: *Baltisphaeridium* cf. *brachyspinosum* Jank., *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium* cf. *brevicornum* Jank., *Micrhystridium* sp., *Granomarginata* sp., *Leiosphaeridia* sp., i *Aliumella* sp.

Podobna asocjacja rodzajów i gatunków *Acritarcha*, cytowanych dotychczas z ryfeju, wendu i dolnego kambru Europy, opisana została również z górnoryfejskiej formacji Bushimay Zairu (Maithy 1975). Niektóre rodzaje, jak: *Micrhystridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., oraz formy zbliżone do *Leiosphaeridia* opisane zostały przez Konzłową (1974) z metamorfiku (górną proterozoik-środkowy kambur) Masywu Czeskiego.

W zespołach mikroflory paragnejsów Gór Sowich dominują rodzaje i gatunki znane z ryfeju, a szczególnie z górnego ryfeju. Można zatem sądzić, że zbadane odmiany paragnejsów z Zagórza Śląskiego i Jugowic należą do ryfeju. Są to zaledwie dwa stanowiska w gnejsach zajmujących powierzchnię ok. 600 km² o miąższości kilku tysięcy metrów. Nie można zatem tych wyników odnosić do wszystkich gnejsów bloku sowiogórskiego. Dalsze badania być może pozwolą na wyjaśnienie tego problemu. Wstępnie do czasu przeprowadzenia dalszych badań można przyjąć, że część paragnejsów należy do ryfeju (tab. 2). Jaką część pierwotnego profilu stratygraficzno-litologicznego (dolną, środkową czy górną) reprezentują, jeszcze nie wiadomo.

Tabela 2. Sowiogórski blok gnejsowy
Gneissic Block of the Sowie Góry Mts

Rekonstrukcja serii premetamorficznych i ich wiek Reconstruction of the premetamorphic series and its age	Charakterystyka serii metamorficznych, magmowych i wulkanicznych oraz osadowych Characteristic of metamorphic igneous and volcanic series		Wiek oznaczony metodą K-Ar i Rb-Sr K-Ar and Rb-Sr isotopic age
	Porfiry, porfiryty i kersantyty Porphyries, porphyrites and kersantites	Permian Permian	251
	Luka (hiatus) ?		280
	Ważen środkowy/górny: mułowce, szarogłazy, brekcje i zlepence z odczakami gnejsów i gabra Ważen Middle/Upper: shales, greywackes, breccias and conglomerates with pebbles of gneisses and gabra	karbon Carboniferous	325
	NW część-dolny i środkowy fron sedimentacja NW part Lower-Middle Frasnian sedimentation SE część-fornen-dolny turnej sedimentacja SE part Fomenian and Lower Lournasian sedimentation	Devonian Devonian	345 360
	Gabra i diabazy Gabra and diabazy		370
			395
		Sylur Silurian	423
			435
			450
		ordowik Ordovician	460-470
			500
			515
		Kambryj Cambrian	540
			570
	paragnejsy i migmatyty z wtrąceniami granitów, gabra i ortoamfibolitów, serpentynitów, skał wapienno-krzemianowych, wapieni krystalicznych paragneisses and migmatites with intercalations of granitites, gabra and orthoamphibolites, serpentinites, erlans and crystalline limestones	B ₂	biotyty z pegmatytów, hornblenda z amfibolitów, niektóre migmatyty
osady fliszowe - tępki, piaszczyła-mułowce i szarogłazy z wtrąceniami wulkanitów zasadowych i ich tufów, tufów law kwaśnych, materiału marglisto-dolomitycznego oraz wapieni; nieliczne sille i dajki gabra perytodytków i pikrytów		B ₁	biotyty z pegmatytów, hornblende from amphibolites, some migmatites
			700
			1000
flischoid sediments - sandstone, mudstone shales with intercalations of basic volcanics, tuffs material and limestones, marly-dolomitic (not numerous), sills and dykes of gabra, peridotites and pikrites		M	1350
			1600

* Rekonstrukcja serii premetamorficznych według Smulikowskiego (1952), Polańskiego (1955), Grocholskiego (1967), Morawskiego (1973), Kryzy (1981); wiek według Guni (1981b, c, 1982). The reconstruction of the premetamorphic series after Smulikowski (1952), Polański (1955), Grocholski (1967), Morawski (1973), Kryza (1981); age after Gunia (1981b,c, 1982).

** Według autorów cytowanych w kolumnie 1. After the authors cited in col. 1.

*** Wiek izotopowy K-Ar według Depciucha, Lisa i Sylwestrzaka (1980); wiek Rb-Sr według Zinkiewicza (1973). K-Ar isotopic age after Depciuch, Lis, Sylwestrzak (1980); Rb-Sr age after Zinkiewicz (1973).

PROBLEM EWOLUCJI STRUKTURALNEJ BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO

Problem wieku fałdowań i metamorfozy serii skalnych bloku sowiogórskiego należał zawsze do najtrudniejszych w geologii Sudetów. Powszechnie przyjmowano wieloetapowość tych procesów. Istniały jednak i nadal istnieją różnice zdań co do ich liczby. Jest to zupełnie zrozumiałe po-

nieważ „odczytanie” przebiegu tych procesów nawet przy zastosowaniu specjalistycznych metod petrologicznych, geochemicznych i strukturalnych napotyka wiele trudności.

Po raz pierwszy w sposób syntetyczny etapowość przebiegu procesów metamorfozy przedstawiona została przez Smulikowskiego (1952) i Polańskiego (1955). Według Polańskiego metamorfo-

za odbywała się w trzech etapach. W pierwszym serie piaszczysto-mułowcowe z wtrąceniami magmowców dostały się w głęboką strefę metamorfozy sięgającej do facji granulitowej, a nawet częściowo eklogitowej. W następnym etapie w strefie facji amfibolitowej nastąpiła migmatytyzacja części gnejsów. W czasie metamorfozy retrogresywnej serie metamorficzne przemieszczone zostały w strefę hipergeniczną, w której zachodziły przemiany diaforyczne. W tym czasie, zdaniem Polańskiego, w wyniku dźwignania się całego bloku sowiogórskiego przy mechanicznych przesunięciach poszczególnych bloków skalnych nastąpiła kataklaza i mylonityzacja.

W późniejszych pracach Morawskiego (1973) i Kryzy (1981) potwierdzone zostały poglądy Smulikowskiego i Polańskiego oraz uzupełnione nowymi danymi dotyczącymi petrogenety. Zarówno Morawski, jak i Kryza zgadzają się, że z najstarszego etapu metamorfozy (facja granulitowa) zachowały się tylko relikty paragenez mineralnych. Według Kryzy (1981) drugi etap, tj. etap migmatytyzacji, wywarł największy wpływ na ukształtowanie się skał krystalicznych bloku sowiogórskiego. W tym czasie ustalił się zasadniczy skład mineralogiczny gnejsów i migmatytów łącznie z powstaniem ich tekstur. Autor ten wyłącza z tego procesu gnejsy kordierytowe. Według Grocholskiego (1967) etap migmatytyzacji był związany z intensywnym fałdowaniem, w wyniku którego powstały struktury o kierunku NW-SE. Procesy te skłonny jest on łączyć z orogenezą alpejską (orogenezą na przelomie archaiku i proterozoiku – 2600 mln lat).

Następny etap ewolucji metamorficznej zdaniem Kryzy (1981) polegał na częściowej intensywnej homogenizacji gnejsów i migmatytów. Według Grocholskiego (1967) proces ten odbywał się po ruchach fałdowych, gdy gnejsy dostały się w strefę ciśnień zbliżonych do statycznych.

U schyłku etapu homogenizacji, zdaniem Kryzy, powstały intruzje granitów i najmłodszych pegmatytów. Z tym etapem wymieniony autor łączy także powstanie gnejsów kordierytowych.

Ostatnim etapem było przemieszczenie gnejsów w strefy niskich ciśnień i niskiej temperatury, w których zachodziły procesy diaforezy. Nie zawsze możliwe jest zsynchronizowanie etapów ewolucji metamorficznej z etapami fałdowań. Współcześnie stosowane metody analizy strukturalnej w wielu przypadkach okazały się zawodne. Dla bloku sowiogórskiego Grocholski przyjmuje trzy odrębne etapy fałdowań: starszy główny, doprowadzający do procesów migmatytyzacji i powsta-

nia struktur o kierunku NW-SE, młodszy, w którym nastąpiła przebudowa starych struktur i powstanie nowych o kierunku SW-NE, i trzeci związany z orogenezą waryscyjską, w wyniku którego powstały zręby i zapadliska. Według Żelaźniewicza (1979) ewolucja strukturalna Gór Sowich przebiegała w sześciu etapach.

Zagadnienie ewolucji strukturalnej bloku sowiogórskiego rozpatrywać należy na tle wieku fałdowań i metamorfoz najbliższej położonego Masywu Czeskiego i innych obszarów strefy waryscydy. W nowszych pracach (Zoubek 1980) dotyczących Masywu Czeskiego, z którym przez dziesiątki lat porównywano blok sowiogórski, wyrażony jest pogląd, że najstarszym cyklem orogenicznym mógł być tam cykl moldanubski obejmujący górną część dolnego proterozoiku oraz proterozoik środkowy (*vide* tab. 1). Wspomniany autor wyznacza dolną granicę tego cyklu orogenicznego w Masywie Czeskim jako przypuszczalną.

WIEK IZOTOPOWY GNEJSÓW I MIGMATYTÓW GÓR SOWICH NA TLE DATOWAŃ WIEKU IZOTOPOWEGO PREKAMBRYJSKICH SERII METAMORFICZNYCH EUROPY ŚRODKOWEJ

Problem datowań wieku izotopowego skał polimetamorficznych jest bardzo złożony i stąd liczne krytyczne opinie o wartości oznaczeń. Nie zawsze wiadomo, jaki proces określone datowanie oznacza, gdyż mogą być zarejestrowane procesy homogenizacji izotopowej poprzedzającej ostatnią rekrystalizację, ostatnia rekrystalizacja lub też ostatnie podwyższenie temperatury skał powodujące dyfuzję izotopu radiogenicznego. Niektórzy autorzy (Depciuch *et al.* 1980) przyjmują, że wykonane przez nich datowania oznaczają „ostatni etap wydarzeń termicznych”, jakim podlegały badane serie skalne. W ostatnich latach cytowani autorzy wykonali dla skał metamorficznych Gór Sowich 43 oznaczenia metodą K-Ar. Jedno oznaczenie (całej próby) migmatytów metodą Rb-Sr wykonane zostało już wcześniej przez Zinkiewicza (1973). W tym samym czasie dokonano też oznaczenia hornblendy z pegmatytu hornblendowego (Wojtkiewicz *fide* Sachanbiński 1973).

Analizując wyniki oznaczeń, przedstawione przez wymienionych wyżej autorów, dostrzegamy trzy różne przedziały wieku izotopowego. Wiek hornblendy z pegmatytu hornblendowego występującego wśród skały piroksenowo-amfibolowej oznaczony przez Wojtkiewicza (wg Sachanbiński

1973) wynosi 1340 ± 45 mln lat. Jest to jedno i jedyne oznaczenie wskazujące na środkowy proterozoik-dolny/środkowy ryfej = 1350 ± 50 mln lat. W drugim przedziale mieszczą się: jedno oznaczenie wieku (również metodą K-Ar) hornblendy z amfibolitu i dwa oznaczenia wieku biotyty z pegmatytów wykonane przez Depciucha *et al.* (1980). Wiek hornblendy wynosi 665 mln lat, natomiast wiek biotyty 653 i 654, co odpowiadałoby najwyższej części górnego proterozoiku (granica górny ryfej/wend = 650 ± 10 mln lat). Dla porównania warto w tym miejscu przytoczyć za Zoubkiem (1980) oznaczenia metodą K-Ar wieku izotopowego spilitów z okolicy Pilzna, których wiek określono na 660 mln lat, i amfibolitów z miejscowości Tepla, dla których wiek ten ustalono na 550 mln lat. W trzecim przedziale mieszczą się oznaczenia wieku izotopowego biotytów z paragnejsów, tj. z gnejsów i migmatytów, wykonane przez Depciucha *et al.* (1980), metodą K-Ar. Łącznie wykonano 19 oznaczeń, w których wiek izotopowy waha się w granicach 426-498 mln lat. Podobny wiek wymienieni autorzy ustalili również dla biotytów z tzw. „ortognejsów”, tj. gnejsów słojujących i oczkowych. Waha on się (5 oznaczeń) w granicach 435-482 mln lat. Z tymi datowaniami zbieżny jest również wiek muskowitów pochodzących z pegmatytów. Waha on się (13 oznaczeń) w granicach 429-472 mln lat. Datowania gnejsów i pegmatytów mieszczą się w przedziale ordowik-dolny sylur, przy czym największa częstotliwość datowań przypada na okres 420-460 mln lat, co odpowiadałoby fazie takońskiej. Ordowicki wiek biotytów i muskowitów cytowani autorzy tłumaczą podgrzaniem skały do temperatury pozwalającej na uwolnienie argonu ze struktury krystalicznej minerałów lub – co jest bardziej prawdopodobne – podniesieniem bloku sowiogórskiego do strefy temperatury niższej niż 300°C , wystarczającej do zatrzymania radiogenicznego argonu w strukturze minerałów.

Górnoproterozoiczny wiek (643-655 mln lat) ustalony dla hornblendy z amfibolitu i biotyty z pegmatytów biotytowych, zdaniem tych autorów, jest trudny do tłumaczenia i traktować go należy jako tzw. „wiek reliktowy”, wynikający ze zwiększonej retencji argonu w hornblendzie lub z nadwyżkowej ilości argonu w biotytach, pochodzącego ze skał otoczenia.

Odrębny wynik datowania metodą Rb-Sr migmatytów sowiogórskich uzyskał Zinkiewicz (1973). Autor ten zbadał jedną próbę całej skały i uzyskał dwa wyniki: 329 mln lat (dolny karbon-granica turnej/wizen) oraz 623 mln lat (wend). Zda-

niem tego autora najbardziej uzasadnionym byłby jednak wiek 623 mln lat, który odpowiadałby najwyższej części proterozoiku.

Jeżeli przyjąć za wiarygodne jedno tylko oznaczenie wieku hornblendy (Sachanbiński 1973) z pegmatytu hornblendowego wynoszące 1340 ± 45 mln lat, to wówczas należałoby przypuszczać, że jest to być może reliktdałslandzkiego (=? moldanubskiego) cyklu orogenicznego. Podobną wątpliwość wyraża również Zoubek (1980) analizując datowania wieku izotopowego masywu Brna, gdzie z tej samej skały dla hornblendy uzyskano wynik $1400-1070$ mln lat, natomiast dla biotyty wiek 600 ± 30 mln lat. Zdaniem Zoubka tak różne datowania dwóch minerałów z tej samej skały nie pozwalają na jednoznaczne przyjęcie prekadmolskiego cyklu orogenicznego.

Dla porównania warto przytoczyć datowania wieku izotopowego prekambryjskich skał metamorficznych z innych obszarów europejskich. Szczególnie interesujące są oznaczenia wieku granulitów (metodą Rb-Sr) z południowej części moldanubiku (obszar Austrii) wykonane przez Arnolda i Schaberta (1973). Badane przez nich granulity występują w „orto- względnie paraseriach moldanubskich”. Wiek izochronowy dla całych prób masywnych granulitów wynosi 459 ± 11 mln lat, natomiast wiek granulitów uwarstwionych 431 ± 35 mln lat. Młodszy wiek tej drugiej odmiany wynika z późniejszych nieznacznych procesów przeobrażeń. Wiek biotytów z badanych granulitów wynosi 259 ± 12 mln lat oraz 277 ± 11 mln lat. Wiek metamorfozy w strefie granulitowej przypada na okres ordowik-sylur, natomiast wiek biotytów wskazuje na konsolidację pod koniec metamorfozy waryscyjskiej. Najniższy pierwotny wiek skał wyjściowych, z których powstały granulity, mieściłby się w interwale prekambry-kambr.

Arnold i Schabert (1973) przytaczają też oznaczenia z czeskiej i bawarskiej części moldanubiku, gdzie w czeskiej części wiek biotytów i granulitów oznaczony metodą K-Ar wynosi 260 mln lat (górnny karbon-dolny perm), natomiast w bawarskiej części moldanubiku oznaczając wiek biotyty z ortognejsów metodą Rb-Sr uzyskano wynik 437 ± 27 mln lat. W tym przypadku wiek ten, jak podają Arnold i Schabert (1973), interpretowany jest dwojako, tzn. jako wiek granulityzacji lub późniejszej diaforezy w facji amfibolitowej.

Interesujące wyniki datowań wieku izotopowego dla polimetamorficznych gnejsów i migmatytów bawarskiej części moldanubiku przedstawili Grauert *et al.* (1974). Oznaczyli oni wiek izoto-

powy metodą Rb-Sr dla całej skały i dla biotytów, natomiast metodą U-Th-Pb oznaczyli wiek cyrkonów i monacytów. Wiek najstarszych detrytycznych cyrkonów z metakwarcytów lokalnie występujących oznaczony został na 2000-2300 mln lat. Maksymalny wiek powstania skał osadowych, do których te cyrkonony dostały się, nie przekracza ich zdaniem 550 mln lat (dolny kambry). Wiek ich metamorfozy określić można na 471 ± 10 mln lat (ordowik), odpowiadałby on fałdowaniom kaledońskim, natomiast wiek migmatytyzacji określony został na 318-335 mln lat jako maksymalny i 309-312 mln lat jako minimalny. Wiek biotytów wynoszący 310-290 mln lat wskazywałby na zakończenie metamorfozy waryscyjskiej.

Interesujące są również datowania wieku izotopowego niektórych skał metamorficznych Masywu Centralnego, przedstawione przez Burgha i Mattego (1978). Wymienieni autorzy stwierdzają, że ustalono tu metodą Rb-Sr wiek izotopowy dwóch generacji ortognejsów: starszych – 550 mln lat i młodszych – 450 mln lat. Ponadto, co jest również interesujące z uwagi na podobieństwo z Górą Sowimi, zaznaczyć należy, że występuje tu również grupa skał, nazwanych przez wymienionych autorów leptamfibolitowymi, powstałych ze skał piroklastycznych, bazaltów i gabra, których skład chemiczny wskazuje na podobieństwo do oceanicznych skał wulkanicznych mogących być fragmentami skorupy oceanicznej. Z części tych skał, jak przypuszczają cytowani autorzy, powstały w prekambry (cykl kadomski lub starszy) granulity. Ewolucja metamorficzna na tym obszarze rozpoczęła się działalnością magmową, po czym nastąpiła metamorfoza w strefie facji granulitowej, podobnie jak w Górach Sowich, natomiast w trzecim etapie proces metamorfozy przebiegał w strefie facji amfibolitowej. Ten ostatni etap według Burgha i Mattego (1978), którzy powołują się na datowanie wieku izotopowego metodą K-Ar wykonane przez innych autorów, związany byłby z dwoma interwałami czasowymi metamorfozy waryscyjskiej: starszym – 340 mln lat (górnym dewon-dolnym karbonem) i młodszy – 300 mln lat (górnym karbonem).

Na szczególną uwagę w dyskusji dotyczącej izotopowego wieku metamorfizmu Europy Środkowej zasługuje praca Behra (1978). Autor ten zestawił mapę wystąpień granulitów w Europie uwzględniając na niej również granulity Gór Sowich. Oprócz cytowanych już wyżej oznaczeń wieku izotopowego, przytacza on również datowania metodą Rb-Sr z innych obszarów, w tym granulitów Saksonii – 452 ± 36 mln lat i 369 ± 14

mln lat, z Gór Kruszcowych – 445 mln lat, oraz z Wogezów – 526 ± 71 mln lat i 415 ± 30 mln lat. Oznaczenia te są zbliżone z oznaczeniami wieku izotopowego metodą K-Ar wykonanymi przez Depciucha *et al.* (1980) dla gnejsów i migmatytów bloku sowiogórskiego (498-426 mln lat), w których również występują niewielkie wtrącenia granulitów. Behr przypuszcza, że granulity Europy Środkowej powstały w ordowiku w czasie fałdowań kaledońskich. Ponadto cytowany autor stwierdza na podstawie własnych badań, że w Saksonii struktury migmatyczne powstały przed utworzeniem się granulitów i stąd też rubidowo-strontowy wiek odnosi się do migmatycznej homogenizacji, natomiast granulityzacja jest młodsza. Interesujący jest również pogląd tego autora na wiek serii wyjściowej. Opierając się na cytowanych przez innych autorów proporcjach pierwotnej ilości Sr w granulitach Europy Środkowej, dochodzi do wniosku, że wiek serii wyjściowych, z których powstały granulity, mieści się w przedziale górnym proterozoiku-dolnym ordowiku. Najbardziej prawdopodobny byłby wiek 470 mln lat (środkowy ordowik), natomiast granulityzacja nastąpiła w górnym ordowiku.

Informacje dotyczące wieku izotopowego przedstawione zostały również w syntetycznej pracy Zoubka (1980). Powołując się na innych autorów przytacza on dane dotyczące wieku metawulkanitów Masywu Armorykańskiego – 634 i 627 mln lat. Wulkanizm ten, zdaniem Zoubka, odpowiadałby starszemu ogniwom inicjalnego wulkanizmu kadomskiego analogicznie jak formacja Davle-Jilove w Masywie Czeskim. Inne datowania z Masywu Armorykańskiego – 472-433 mln lat (ordowik-sylur), według Zoubka byłyby związane z „opóźnionym frontem termicznym subsekwentnego magmatyzmu kadomskiego”. Autor ten przytacza między innymi także datowania wieku izotopowego paragnejsów i migmatytów Masywu Centralnego, wynoszące 556-398 mln lat, oraz gnejsów kordierytowych, których wiek wynosi 682 ± 25 - 661 ± 29 mln lat. Dla porównania podaje, że wiek gnejsów kordierytowych w moldanubikum ustalony został na 440 ± 117 mln lat.

Z przytoczonych porównawczych danych dotyczących wieku izotopowego różnych skał metamorficznych Europy Środkowej niezależnie od zastosowanych metod wynika, że dominujący jest przedział wieku ordowik-dolny sylur, odpowiadający fałdowaniom i metamorfozie kaledońskiej. Druga grupa datowań izotopowego wieku skał metamorficznych, mniej powszechna, odnosząca się do niektórych tylko obszarów, zamyka się

w przedziale górny karbon-dolny perm i wskazuje na młodszą metamorfozę związaną z orogenezą waryscyjską. Trzecią grupę stanowią pojedyncze datowania wieku izotopowego, najczęściej dyskusyjne, znane z niektórych tylko obszarów, wykonane różnymi metodami, dla całej próby skalnej lub pojedynczych minerałów przede wszystkim hornblendy i biotyty, rzadziej muskowitu i cyrkonów. Ta grupa datowań obejmuje interwał wieku proterozoik-dolny kambry. Należy tu podkreślić, że częściej najstarsze są minerały metabazytów i metaultrabazytów, rzadziej innych skał.

Datowania wieku izotopowego skał metamorficznych bloku sowiogórskiego mieszczą się w dwóch grupach obejmujących różne interwały wieku. Podobnie jak i na innych obszarach Europy Środkowej, o czym wyżej wspomniano, największa liczba datowań wieku dla gnejsów, migmatytów i większości pegmatytów mieści się w przedziale ordowik-dolny sylur, co odpowiadałoby fałdowaniom i metamorfozie kaledońskiej.

Podobnie jak i na innych obszarach europejskich również w Górach Sowich otrzymano (Depciuch *et al.* 1980) pojedyncze datowania (3 oznaczenia) wieku izotopowego, w tym jedno dla hornblendy z amfibolitów, a dwa dla biotytów pochodzących z pegmatytów, wskazujące na najwyższy proterozoik, czyli wend.

Jedno datowanie wieku – 1340 mln lat, wykonane przez Wojtkiewicza (*vide* Sachanbiński 1973) dla hornblendy z pegmatytu hornblendowego w skale piroksenowo-amfibolowej, jest najbardziej problematyczne. Sam autor tego oznaczenia (informacja ustna) przyjmował taki wiek z wieloma zastrzeżeniami.

Nie wnikając w zawile problemy metod badań wieku izotopowego dla skał polimetamorficznych, stwierdzić tu należy, że wyniki datowań z Gór Sowich nie są odosobnione, lecz odpowiadają podobnym, również dyskusyjnym datowaniom z innych obszarów Europy Środkowej, o czym już wspomniano wyżej. Uwzględniając przede wszystkim datowania wykonane przez Depciucha *et al.* (1980) należałoby sądzić, że w Górach Sowich mogły się zachować „relikty” starszej metamorfozy, związanej z cyklem kadomskim (1000-500 mln lat). Dla uzupełnienia takiego poglądu należy dodać, że pierwotny wiek skał wyjściowych, wprawdzie fragmentarycznie dotychczas ustalony na podstawie mikroflory, o czym wspomniano w innym rozdziale niniejszej pracy, wskazywałby na górny ryfej (1000-700 mln lat; tab. 2).

Zastanawiający jest fakt, że w zestawieniu wieku izotopowego skał metamorficznych bloku so-

wiogórskiego, obejmującym łącznie 44 oznaczenia metodą K-Ar, brak oznaczeń wskazujących na młodszą waryscyjską metamorfozę, której przejawy stwierdzono między innymi w różnych częściach Masywu Czeskiego, w Masywie Centralnym oraz na niektórych innych obszarach.

Z danych geologicznych można wnioskować, że gnejsy i migmatyty, jak również część pegmatytów powstały przed górnym dewonem, gdyż otoczaki tych skał występują w niezmetamorfizowanych zlepieńcach górnodewońskich depresji Świebodzic. Podkreślić należy również, że na gnejsach zachowały się (w rowach tektonicznych) osady wizenu. Z datowań wieku izotopowego wynika, że ostatni etap „wydarzeń termicznych” bloku sowiogórskiego jest zbieżny z orogenezą kaledońską.

Jeżeli przyjmujemy takie założenia, to niewyjaśniony pozostaje nadal problem ewentualnych dalszych procesów deformacji i przeobrażeń, które mogły zachodzić w interwale od górnego syluru po środkowy dewon. O tych wydarzeniach możemy jedynie pośrednio wnioskować opierając się na danych geologicznych z obszaru przylegającego na południe od bloku sowiogórskiego. Jak już wcześniej podano, zarówno w ordowiku, jak i sylurze Gór Bardzkich (fig. 3) brak otoczków gnejsów sowiogórskich. Można zatem przypuszczać, że gnejsy sowiogórskie, w których procesy termiczne zakończyłyby się na przełomie ordowiku i syluru, nie były jeszcze erodowane. Zarejestrowany w osadach proces erozji północnej części ówczesnego masywu gnejsowego rozpoczął się dopiero w górnym dewonie.

Jeszcze jedno zjawisko zasługujące na uwagę przy rozpatrywaniu wieku metamorfozy bloku sowiogórskiego, a mianowicie paleontologiczne udokumentowanie (Gunia, Wojciechowska 1971) metamorficznego górnego syluru i być może częściowo dolnego dewonu na południowym obrzeżeniu współczesnego bloku sowiogórskiego. Można by zatem przypuszczać, że w tej części Sudetów proces metamorficzny trwał dłużej i zakończył się dopiero po górnym sylurze lub dolnym dewonie. Nie można też wykluczyć prawdopodobieństwa, że po sfałdowaniu i metamorfozie masywu gnejsowego Gór Sowich nastąpiło przesunięcie się strefy metamorfozy ku południowi lub, że były to dwie strefy metamorfizmu od siebie niezależne. Zdaniem Grocholskiego (1967) po ruchach fałdowych gnejsy sowiogórskie uległy częściowej homogenizacji teksturalnej i rekrystalizacji w warunkach ciśnień zbliżonych do statycznych, co sprzyjało według tego autora powsta-

niu gnejsów homofanicznych, tonalitopodobnych.

Późniejsze ruchy waryscyjskie doprowadziły jedynie do powstania zrębów i rowów w gnejsach sowiogórskich, na co wskazują badania Grocholskiego (1961, 1964, 1967) oraz Grocholskiego i Majerowicza (1975).

Dalszym zagadnieniem, niezwykle trudnym i złożonym, jest umiejscowienie poszczególnych etapów fałdowań i metamorfozy w czasie geologicznym. Jak wykazały specjalistyczne badania petrologiczne i geochemiczne, o czym dość szeroko napisano w odrębnym rozdziale, procesy te nakładały się na siebie, przy czym każdy młodszy proces doprowadzał do tak dużych przeobrażeń, że z poprzednich etapów zachowały się najczęściej tylko relikty paragenez mineralnych czy też relikty struktur lub tekstur. Na podstawie danych petrologicznych i geochemicznych specjalści wnioskuje jedynie o względnym wieku poszczególnych etapów wydzielając etap najwcześniejszy, późniejszy i najmłodszy, przy czym każdy z nich odpowiadałby innej facji metamorficznej (eklogitowo-granulitowej i amfibolitowej).

Podobnie względny wiek przyjmowano też dla struktur o różnych kierunkach uznając jedne z nich za starsze, a drugie za młodsze. Niektórzy autorzy, o czym wspomniano w poprzednich rozdziałach, próbowali łączyć struktury o określonych kierunkach z różnymi cyklami orogenicznymi. Syntetyczny pogląd na ewolucję metamorficzną Gór Sowich (etap geosynklinalny, metamorfoza wysokociśnieniowa, migmatytyzacja dyferencjalna, homogenizacja i młodsze intruzje oraz etap konsolidacji) przedstawił Kryza (1981) w swojej obszernej pracy. Można jedynie tu dodać, że etap geosynklinalny, jak wynika z badań mikropaleontologicznych (Gunia 1981a, b, 1984), istniał już w górnym proterozoiku (cykl kadomski), a ostatni etap wydarzeń termicznych zakończył się na przełomie ordowiku i syluru (cykl kaledoński).

Na obszarze bloku sowiogórskiego znane są niewielkie wystąpienia gabra i diabazów, które zdaniem Grocholskiego (1961) związane są ze strefami dyslokacyjnymi. Wiek tych skał nie jest dokładnie znany. Można jedynie pośrednio wnioskować, że są one starsze od wizenu, ponieważ ich otoczaki (Grocholski *op. cit.*) występują w zlepieńcach wizeńskich, leżących na gnejsach sowiogórskich. Nie można też wykluczyć, że wspomniane gabra jest starsze od górnego dewonu. Takie przypuszczenie wynikałoby z analiz składu otoczek zlepieńców górnodewońskich depresji Świebodzic.

Lokalnie na tym obszarze w tzw. zlepieńcach gnejsowych z Książa (Gunia 1967a) spotyka się duże otoczaki gabra występujące razem z otoczkami gnejsów i migmatytów sowiogórskich. Dodać przy tym należy, że lokalnie w południowym obrzeżeniu bloku sowiogórskiego (okolica Dzikowca k. Nowej Rudy) górny dewon leży na gabrze. Być może są to równowiekowe intruzje gabrowe. Przyjmując izotopowy wiek ostatniego etapu „zjawisk termicznych” w gnejsach i migmatytach Gór Sowich na przełomie ordowiku i syluru można przypuszczać, że gabra i diabaz Gór Sowich są wieku górny sylur-środkowy dewon. Najbardziej prawdopodobny jest, jak się wydaje, środkowodewoński ich wiek (tab. 2).

Znacznie więcej uwagi poświęcić należy leżącym niezgodnie na gnejsach osadom dolnego karbonu, stanowiącym fragmenty pierwotnie większej pokrywy osadowej. Jak ilustruje figura 1, osady dolnego karbonu występują w rowach tektonicznych równoległych do głównej dyslokacji oddzielającej sowiogórski blok gnejsowy od niecki śród-sudeckiej. We wcześniejszych pracach Bederke (1929) zwraca uwagę na to, że osady dolnokarbońskie leżące na gnejsach nie zostały tak intensywnie sfałdowane, jak na obszarach przyległych. Badania Żakowej (1960, 1966) i Grocholskiego (1967) wykazały, że warstwy dolnego karbonu są jednak zaburzone tektonicznie, a zwłaszcza w strefach dyslokacyjnych.

Drugim zagadnieniem, które dyskutowano w literaturze, było zagadnienie stratygrafii tych osadów. Bederke (1929) i inni wcześniejsi autorzy przypuszczali, że należą one do piętra *Glyphioceras* (wizen). Dopiero nowsze, szczegółowe badania stratygraficzne wykonane przez Żakową (1960, 1963, 1966) pozwoliły na uściślenie podziału stratygraficznego. Z badań tych wynika, że bezpośrednio na gnejsach leżą lokalnie brekcje i zlepieńce gabrowe i gnejsowe, czasem tworzą one soczewki w serii łupkowo-szarogłazowej, leżącej bezpośrednio na gnejsach. W jednym z wierceń (Sokolec) Grocholski (1961) stwierdził, że w zlepieńcach gabrowych występują także pojedyncze otoczaki czarnych wapieni. Dodać przy tym należy, że w serii szarogłazowo-łupkowej lokalnie (Żakowa 1960, 1966) występują także wkładki łupków węglistych i soczewki wapieni względnie margli. Najniższe ogniwa dolnego karbonu według Żakowej należą do środkowego i częściowo górnego wizenu. Sedymentacja dolnego karbonu, według tej autorki, kończy się lokalnie występującymi zlepieńcami kwarcowymi (tzw. zlepieńce z Kamio-

nek – niższa część górnego wizeniu, tab. 2). Łączna miąższość osadów dolnokarbońskich Gór Sowich oceniana jest przez Żakową na 300-600 m. Według Grocholskiego (1961, 1964, 1966, 1967) należałoby raczej przyjąć nieco mniejsze miąższości.

Istotny też jest fakt, który podkreśla Grocholski (1967), że osady dolnego karbonu znane są tylko z sudeckiej części, natomiast nie są znane one z przedludeckiej części bloku sowiogórskiego.

Duże znaczenie dla rekonstrukcji paleogeogra-

ficznej karbonu mają również obserwacje tego autora dotyczące dyslokacyjnej granicy bloku sowiogórskiego z niecką śródsudecką. W tej strefie Grocholski stwierdził (1961, 1967) lokalne wystąpienia dolnonamurskich zlepieńców kwarcowych, leżących bezpośrednio na zmylonityzowanych gnejsach sowiogórskich. Z Gór Sowich znane są również młodsze, waryscyjskie porfiry, porfiryty i kersantyty, które przecinają w formie żył osady karbonu (Grocholski 1967; tab. 2).

WPLYW BLOKU SOWIOGÓRSKIEGO NA PALEOGEOGRAFIĘ PALEOZOIKU OBSZARÓW PRZYLEGLYCH

Wyraźnie dostrzegalny wpływ bloku sowiogórskiego na paleogeografię paleozoiku obszarów przyległych zaznacza się dopiero od górnego dewonu. Znacznie trudniej natomiast ustalić jego oddziaływanie na paleogeografię starszego paleozoiku. Podejmując próbę rekonstrukcji paleogeograficznej uwzględnić musimy fakt, że współczesne obserwacje sedymentologiczne, paleoekologiczne, jak również analizy facjalne, odnoszą się do fragmentów większych pokryw osadowych. W badaniach tych nie zawsze możliwe jest ustalenie istniejących stref facjalnych czy też pełnych sekwencji warstw. Dodatkowym poważnym utrudnieniem jest intensywne sfałdowanie serii skalnych na wszystkich obszarach przyległych do bloku sowiogórskiego. Przy tak skomplikowanych warunkach geologicznych każda próba wyjaśnienia wpływu bloku sowiogórskiego na paleogeografię paleozoiku tej części Sudetów obciążona będzie mniejszym lub większym błędem. Nowsze badania stratygraficzne, sedymentologiczne, petrologiczne i strukturalne wykonane zarówno na bloku sowiogórskim, jak i na obszarach przyległych jednostek strukturalnych, dostarczyły wiele cennych danych do wyjaśnienia paleogeografii paleozoiku tej części Sudetów.

W dyskusji dotyczącej problematyki paleogeograficznej bardziej uzasadnione byłoby stosowanie nazwy „gnejsy prasowiogórskie”, zamiast pojęcia „sowiogórski blok gnejsowy”, które odnosi się do współcześnie istniejącej jednostki strukturalnej o trójkątnym zarysie, graniczącej z sąsiednimi jednostkami wzdłuż młodszych dyslokacji. W rozdziale dotyczącym rekonstrukcji paleogeograficznej paleozoiku rozpatrywać będziemy przede wszystkim nowe wyniki badań wykonanych na obszarach przyległych do bloku sowiogórskiego.

PÓLNO-CNO-ZACHODNIE OBRZEŻENIE – DEPRESJA ŚWIEBODZIC

Depresja Świebodziec jako jednostka strukturalna graniczy z blokiem sowiogórskim wzdłuż dyslokacji zwanej uskokiem Szczawienka (fig. 2). Jak wykazały wcześniejsze badania Bederkego (1929) i późniejsze badania H. Teisseyre'a (1956), uskok ten ma przebieg ukośny względem struktur górnego dewonu. Jest on zatem młodszy od górnego dewonu. W dotychczasowej literaturze (Bederke 1929; H. Teisseyre 1956, 1958) określa się uskok Szczawienka jako dyslokację waryscyjską. Wzdłuż tej linii uskokowej z gnejsami sowiogórskimi graniczą mułowce z soczewkami wapieni oraz szarogłazy i zlepieńce górnego franu (Gunia 1968, fig. 2).

Szczególnie interesujące dla interpretacji paleogeograficznych są badania sedymentologiczne, w tym również analizy składu otoczków górnego dewonu i najniższego karbonu. Już od dawna znane były zlepieńce złożone z otoczków gnejsów sowiogórskich występujące w środkowej i północnej części depresji Świebodziec. Tę odmianę, różniącą się od innych zlepieńców, Dathe (1892) określił nazwą „kulmu z Książa”. Przypisywano im początkowo wiek dolnokarboński (Dathe 1892; Bederke 1929; Pawlik 1939; H. Teisseyre 1956; H. Teisseyre *et al.* 1957). Nowe badania (Gunia 1967, 1968) wskazują raczej na dłuższy okres ich powstania obejmujący interwał wieku od górnego franu po niższe poziomy turneju (tab. 3, A).

Pojedyncze otoczki gnejsów sowiogórskich razem z otoczkami innych metamorficznych skał oraz otoczki wapieni znane były także Bederkemu (1929) i Pawlik (1939) z południowej części

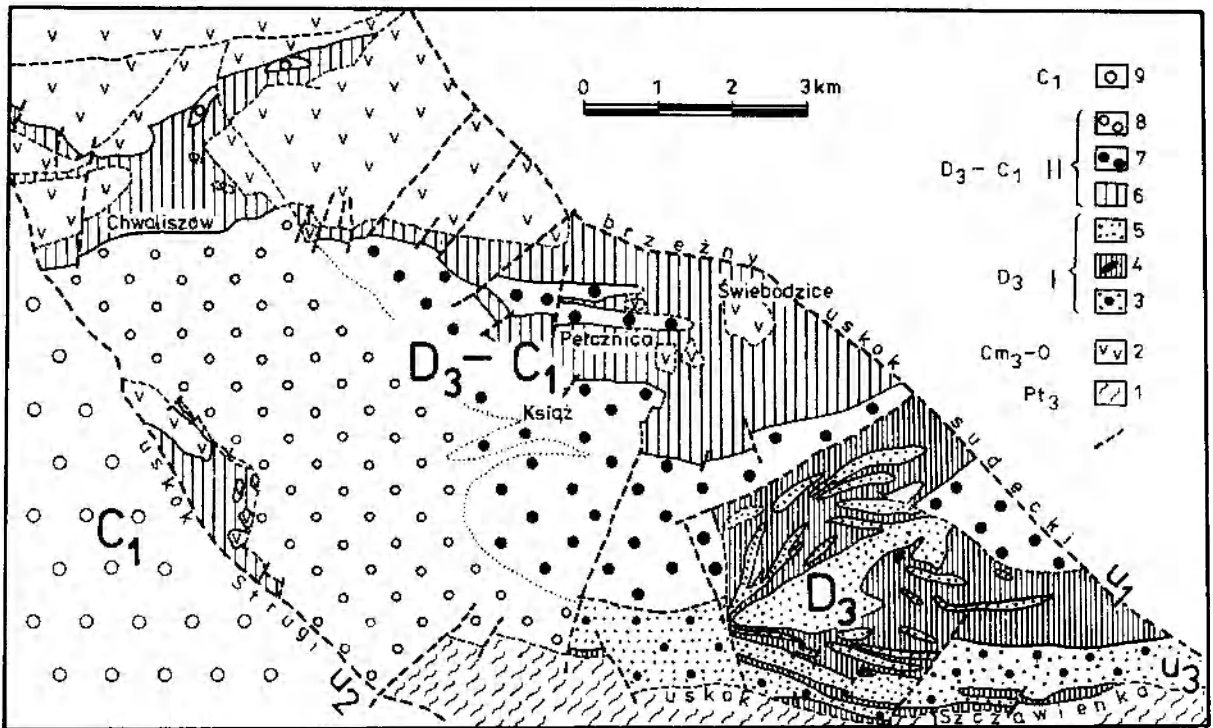


Fig. 2. Szkicowa mapa geologiczna północno-zachodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich – depresja Świebodzic, wg Teisseyre'a (1956, 1957), uzupełniona przez Porębskiego (1981). Stratygrafia wg autora (Gunia 1968). Proterozoik górny: 1 – paragnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego. Kaczawa Mts. metamorphic zone (Upper Cambrian-Ordovician): 2 – zieleńce i fyllity. I – dewon górny (górny frasn-dolny famen – formacja z Pogorzały): 3 – zlepieńce polimiktyczne lokalnie z otoczkami gnejsów sowiogórskich, piaskowce, mułowce; 4 – mułowce z soczewkami wapieni koralowo-brachiopodowych, piaskowce; 5 – zlepieńce polimiktyczne, piaskowce. II – dewon górny/turnej dolny – formacja z Pelcznicy: 6 – mułowce z soczewkami wapieni klimeniowych, piaskowce; 7 – zlepieńce gnejsowe z Książa, piaskowce (formacja zlepieńców z Książa); 8 – zlepieńce polimiktyczne, piaskowce (formacja zlepieńców z Chwaliszową); 9 – zlepieńce polimiktyczne niecki śródsudeckiej Geological sketch map of the NW border of the Sowie Góry gneisses – Świebodzice Depression, after Teisseyre (1956, 1957), supplemented by Porębski (1981). The stratigraphy after the present author (Gunia 1968). Upper Proterozoic: 1 – paragneisses and migmatites of the Sowie Góry block. Kaczawa Mts. metamorphic zone (Upper Cambrian-Ordovician): 2 – greenschists and phyllites. I – Upper Devonian (Upper Frasnian-Lower Famennian – Formation of Pogorzały): 3 – polymictic conglomerates locally with pebbles of the Sowie Góry gneisses, sandstones and mudstones; 4 – mudstones with lenses of coral-brachiopodal limestones, sandstones; 5 – polymictic conglomerates, sandstones. II – Upper Devonian (Lower Tournaisian – Formation of Pelcznica): 6 – mudstones with lenses of *Clymenia* limestones, sandstones; 7 – gneissic conglomerates of Książ, sandstones (Książ Conglomerates Formation); 8 – polymictic conglomerates, sandstones (Chwaliszów Conglomerates Formation). 9 – polymictic conglomerates of the Intrasedimentary Basin

depresji Świebodzic, czyli obszaru przyległego bezpośrednio do bloku sowiogórskiego. Późniejsze badania autora (Gunia 1962), wykonane w znanych Bederkemu i Pawlik odkrywkach zlepieńców z otoczkami wapieni południowej części depresji Świebodzic, wykazały, że wspomniane otoczki wapieni zawierają faunę koralowo-brachiopodową dolnego i środkowego franu, nie znaną dotychczas z wapieni *in situ* na obszarze depresji Świebodzic. Obok wapieni, stanowiących ok. 25% składników, występują także otoczki innych, niemetaformicznych skał: szarogłazów, mułowców, a nawet drobnoziarnistych zlepieńców. W nich niestety nie udało się znaleźć fauny i stąd też wiek ich nie został udokumentowany. Można jedynie

przypuszczać, że należą również do niższych poziomów franu.

Wspomniane otoczki wapieni i innych skał osadowych występują razem z otoczkami gnejsów sowiogórskich, stanowiącymi ok. 21% ogółu składników, kwarcytów (ok. 20%), diabazów i zieleńców (ok. 13%), wapieni krystalicznych (3%), granitoidów (2%), keratofirów i porfirów (2%) i pojedynczych otoczek fyllitów (1%). Podkreślić przy tym należy, że współcześnie kwarcyty, fyllity i zieleńce nie są znane z gnejsowego obszaru Gór Sowich. Znane są natomiast lokalnie występujące na tym obszarze wapienie krystaliczne i skały wapienno-krzemianowe oraz diabazy. Podobnie znane są również porfiry, lecz przypię-

Tabela 3. Podział stratygraficzno-litologiczny serii skalnych w północno-zachodnim (A) i południowo-wschodnim (B) obrzeżeniu gnejsowego bloku Gór Sowich

Lithostratigraphic division of rock series at north-western (A) and south-eastern (B) border of the Sowie Góry gneissic block

A Północno-zachodnie obrzeżenie (depre- sja Świebodzie)* North-west border of the Sowie Góry Mts (Świebodzice Depression)	B Południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Sowich South-east border of Sowie Góry Mts Góry Bardzkie** Bardo Mts Metamorfik kłodzki*** Kłodzko metamorphic unit	
luka (hiatus)	C ₂ granitoidy masywu kłodzko-złotostoc- kiego (westfal-stefan) granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok massif (Westphalian-Stephanian) warstwy wałbrzyskie (namur A) Wałbrzych beds (Namurian A) C ₁ brekcje gnejsowe i konglomeraty, flisz (środkowy + górny wizen) gneissic breccias and conglomerates, flysh (Middle + Upper Visean) luka (hiatus)	luka (hiatus)
C ₁ zlepieńce, szarogłazy, mułowce z so- czewkami wapieni – górny fran-dol- ny turnej conglomerates, greywackes, mudst- ones with limestones lenses – Upper D ₃ Frasnian-Lower Tournasian	D ₃ łupki ilaste i krzemionkowe z wtrą- ceniami piaskowców D ₂ clayey and siliceous shales with inter- calations of the sandstones	C ₁ piaskowce i mułowce (sandstones and mudstones) dolny turnej (Lower Tournasian) wapienie (limestones) zlepieńce (conglomerates) ?S ₂ -?D ₂ gabro i diabazy masywu Nowej Rudy gabbro and diabases of the Nowa Ruda massif
? N część – zieleńce formacji zieleńco- wej Gór Kaczawskich (starszy pa- leozoik) (N part) – greenstones of the green- stone formation of the Kaczawa Mts (Old Paleaeozoicum) S część – ? paragnejsy i migmatyty Gór Sowich (ryfej) (S part) – paragneisses and migma- tites of the Sowie Góry (Riphaean)	D ₁ czarne, zielone i szare łupki krzemion- kowe i ilaste z wtrąceniami tuffitów black, greenish and gray siliceaceous and clayey shales with intercalations of tuffites S czarne łupki krzemionkowe i ilaste (łupki graptolitowe), lidyty black siliceaceous and clayey shales (graptolite shales), lydites ? O ₃ piaskowce kwarcytowe quarzitic sandstones podłoże nieznanne basement unknown	fyllity z wkładkami metalidytów oraz z soczewkami wapieni krystalicznych lo- kalnie zawierającymi koralowce dolnego ludlowu (Mały Bożków – S ₂ -D ₁); meta- ryolity, metadiabazy i łupki chlorytowe (?S ₁ -?D ₁), phyllites with intercalations of metaly- dites and crystalline limestone lenses locally with Ludlovian coral fauna (Ma- ły Bożków, S ₁ -D ₁); metaryolites, meta- diabases and chlorite schists ? gnejsy blastomylonityczne i paraamfibo- lity częściowo diaforyczne (? górny pro- terozoik) blastomylonitic gneisses and paraamphi- bolites partially diafthoritic (? Upper Proterozoic)

* Według Guni (1962, 1967, 1968). After Gunia (1962, 1967, 1968).

** Według Malinowskiej (1955), Żakowej (1963), Tellera (1969), Haydukiewicz (1979), Porębskiej (1980). After Mali-
nowska (1955), Żakowa (1963), Teller (1969), Haydukiewicz (1979), Porębska (1980).

*** Według Guni i Wojciechowskiej (1971). After Gunia i Wojciechowska (1971).

suje się im wiek waryscyjski (Grocholski 1967). Nie znane są natomiast keratofiry.

Przedstawiony skład lokalnie występujących zlepieńców z otoczkami wapieni południowej części depresji Świebodzie jest zbieżny z ogólną syntetyczną charakterystyką składu zlepieńców innych

odsloneń w depresji Świebodzie przedstawioną we wcześniejszej pracy H. Teisseyre'a (1956).

Szczegółowe badania petrograficzne górnodo-
wońskich skał osadowych, w tym również zlepień-
ce południowej części depresji Świebodzie (synkli-
na Pogorzały), przeprowadzone zostały przez Łyd-

kę (1963). Autor ten w zlepieńcach synkliny Pogorzały stwierdził otoczaki granitów, w tym również z turmalinami o cechach zbliżonych do turmalinów pochodzących z leukogranitów Gór Izerskich, granitognejsów, gnejsów biotytowych i mylonitów, ryolitów, ryodacytów i dacytów, porfiroidów, spilitów, hornfelsów, łupków albitowo-chlorytowych, wapieni zsylikowanych, piaskowców kwarcytowych i karcytów, kwarcu żyłowego oraz otoczaki osadowych skał górnodewońskich, tj. wapieni, szarogłazów, mułowców i drobnoziarnistych zlepieńców. Tak różnorodny skład zlepieńców nie pozwala na jednoznaczne określenie położenia obszaru alimentacyjnego. Stopień obtoczenia składników zlepieńców zdaniem Łydky wskazywałyby na ich transport z odległości 10-30 km. Wskaźnikowe dla interpretacji paleogeograficznych, według tego autora, mogłyby być otoczaki spilitów, keratofirów i porfiroidów. Te skały znane są z obszarów Gór Kaczawskich, z metamorfiku kłodzkiego oraz z osłony granitowego masywu Karkonoszy. Z analizy struktur kierunkowych zdaniem Łydky można wnosić o istnieniu prądów SSE-NNW. W swojej konkluzji autor ten przychylił się do wcześniejszych poglądów, że obszar alimentacyjny położony był na południe od synkliny Pogorzały.

Bardziej jednoznaczny wniosek odnośnie do obszaru alimentacyjnego wynika z analizy składu zlepieńców gnejsowych Książa („kulm Książa”). Jak już wspomniano wyżej, dominują tutaj otoczaki gnejsów sowiogórskich, a razem z nimi – co wykazały badania autora (Gunia 1967a) – występują lokalnie otoczaki gabra, amfibolitów, łupków krzemionkowych, zieleńców, kwarcytów oraz pojedyncze otoczaki keratofirów, pegmatytów i aplitów. Poza łupkami krzemionkowymi, zieleńcami, keratofirami i kwarcytami pozostałe skały znane są z obszaru gnejsowego Gór Sowich. Dość licznie w niektórych odkrywkach zlepieńców z Książa występują także otoczaki szarogłazów, mułowców i wapieni z górnofrańską fauną koralowo-brachiopodową.

Niezwykle cennych i istotnych danych do interpretacji wpływu gnejsów sowiogórskich na warunki sedimentacji górnego dewonu depresji Świebodzić dostarczyły szczegółowe badania sedimentologiczne wykonane przez Porębskiego (1981). Biorąc pod uwagę znaczną miąższość osadów (około 4 tys. m) z dominacją zlepieńców oraz znaczne miąższości megacykli, w których ku górze zwiększa się średnica ziarn, dochodzi on do wniosku, że głównym czynnikiem takiego charakteru sedimentacji były procesy tektoniczne zachodzące na

obszarze źródłowym, prowadzące do jego intensywnego wypiętrzenia przy równoczesnym intensywnym obniżeniu się dna basenu sedimentacyjnego. Powtarzanie się megacykli wskazywałoby – zdaniem tego autora – na pulsacyjny charakter ruchów podnoszących obszar alimentacyjny, z czym łączyły się zmiany intensywności jego erozji. Wachlarzowy rozkład kierunków transportu o dominacji północno-wschodniej wskazywałyby zdaniem Porębskiego na to, że aktywna strefa uskokowa miała przebieg NW-SE i leżała na południowy zachód od współczesnych granic depresji Świebodzić. Wzdłuż strefy uskokowej rozwijały się aluwialne stożki. Takie usytuowanie aktywnej strefy uskokowej na obrzeżeniu ówczesnego basenu sedimentacyjnego górnego dewonu depresji Świebodzić można by łączyć ze strefą dyslokacyjną, która być może przebiegała równoległe do strefy dyslokacyjnej znanej z pogranicza współczesnego obszaru niecki śródsudeckiej i bloku sowiogórskiego. Strefa ta według Grocholskiego (1959, 1961, 1967) mająca kaledońskie założenia była strefą ruchów pionowych także w czasie orogenezy waryscyjskiej.

Tak więc opierając się na dotychczasowych badaniach sedimentologicznych i stratygraficznych górnego dewonu depresji Świebodzić możemy z bardzo dużym prawdopodobieństwem sądzić, że utwory górnego dewonu miały pierwotnie szersze rozprzestrzenienie niż współczesne. Zbadane kierunki transportu otoczek skał górnodewońskich wskazują, że obszar alimentacyjny występował na południowy zachód od współczesnej południowej (dyslokacyjnej) granicy depresji Świebodzić. Długość drogi transportu otoczek oceniana na podstawie ich selekcji i stopnia obtoczenia przyjmowana jest przez Łydkę (1963) na 10-30 km, a przez Porębskiego (1981) na kilka do kilkanaście km. Uwzględniając te założenia i uzupełniając je redukcją upadów (40-50°) warstw górnodewońskich w bezpośrednim sąsiedztwie z blokiem sowiogórskim możemy przyjąć, że droga transportu sięgała ok. 20 km. Ekstrapolując tę odległość dochodzimy do wniosku, że osady górnego dewonu sięgały na współczesny obszar Gór Sowich i niecki śródsudeckiej. Pierwotnego ich zasięgu niestety nie możemy zrekonstruować. Możemy jedynie sądzić opierając się na otoczkach, że najniższe ogniwa franu wykształcone były podobnie jak młodsze ogniwa franu znane *in situ*, tj. w postaci szarogłazów, mułowców, zlepieńców i wapieni koralowo-brachiopodowych.

Problemem trudnym do wyjaśnienia pozostaje nadal ustalenie obszaru alimentacyjnego dla oto-

czaków niektórych skał metamorficznych, nie znanych współcześnie z gnejsowego obszaru Gór Sowich, a mianowicie: kwarcytów, keratofirów, porfiroidów, łupków krzemionkowych, spilitów, łupków albitowo-chlorytowych i fyllitów, które występują razem z otoczkami niezmetamorfizowanych skał górnodewońskich. Uwzględniając różną odporność na transport i biorąc pod uwagę bardzo wysoki stopień obtoczenia, zwłaszcza kwarcytów, możemy przypuszczać, że odbyły one znacznie dłuższą drogę transportu, niż otoczki górnodewońskie. Niektóre otoczki zwłaszcza wulkanitów próbowano łączyć ze skałami występującymi *in situ* w Górach Kaczawskich (Łydka 1963). Podobnie przypuszczano, że otoczki kwarcytów mogą pochodzić z Gór Kaczawskich, z osłony granitowego masywu Karkonoszy lub z obszaru Gór Bardzkich. W świetle współczesnych wyników badań stratygraficznych w NE i W części Gór Kaczawskich, gdzie udokumentowano metamorficzne serie ordowiku, dewonu, jak również górnego oraz dolnego karbonu (Baranowski, Urbanek 1972; Chorowska 1978; Urbanek 1978), transport materiałów z Gór Kaczawskich jest problematyczny. Podobnie ordowickie kwarcyty struktury bardzkiej różnią się zbyt wyraźnie od kwarcytów występujących jako otoczki w zlepieńcach górnodewońskich depresji Świebodzi.

Można jednak przypuszczać, że część otoczków pochodzi z serii metamorficznych osłony granitowego masywu Karkonoszy lub serii metamorfiku izerskiego, gdyż istnieje bardzo duże prawdopodobieństwo, że serie te, znane tam na powierzchni, takie jak: łupki łuszczkowe, łupki krzemionkowe, fyllity, kwarcyty, amfibolity, zieleńce i keratofiry, sięgały na współczesny obszar niecki śródsudeckiej i były erodowane w górnym dewonie. Nie można też wykluczyć, co już wcześniej przypuszczali Fischer (1936) i Oberc (1957), że serie płytszej strefy metamorficznej mogły tworzyć pokrywę gnejsów sowiogórskich, która mogła być zerodowana w górnym dewonie. Do czasu wykonania głębokich wierceń sięgających w przedkarbońskie podłoże niecki śródsudeckiej problem ten należy uznać za otwarty.

Z przedstawionej dyskusji można by wnioskować, że transgresja morza górnodewońskiego, która rozpoczęła się na początku franu, objęła być może w postaci zatoki także część obszaru współczesnej niecki śródsudeckiej i gnejsów sowiogórskich. Już w czasie transgresji mogło nastąpić rozmycie części pokrywy metamorficznej leżącej na gnejsach i utworzenie się zlepieńców podstawowych dolnego franu zawierających otoczki skał

metamorficznych. Na nich osadziła się seria szarogłazów i mułowców z soczewkami wapieni korallowo-brachiopodowych.

Na przełomie górnego franu i famenu nastąpiło podniesienie obszaru wzdłuż nieznaną bliżej strefy dyslokacyjnej. W tym czasie nastąpiła intensywna erozja osadów dolnego i środkowego franu. Ich otoczki transportowane były na niewielką odległość i osadzone zostały – jak przypuszcza Porębski (1981) – wzdłuż skarpy uskokowej, gdzie tworzyły się stożki aluwialne. Erozja podniesionego obszaru obejmowała częściowo także gnejsy sowiogórskie, których otoczki licznie występują w zlepieńcach dolnofameńskich. Lokalnie erozja gnejsów rozpoczęła się najprawdopodobniej już w górnym franie i trwała do najniższych poziomów dolnego karbonu, z czym łączyć należy powstanie gnejsowych zlepieńców z Książa zwanych też „kulmem z Książa”.

W interwale czasu od górnego franu do najniższego karbonu, poza wymienionymi etapami intensywnej erozji, w osadach górnodewońskich zarejestrowane zostały także (Porębski 1981) słabsze ruchy pulsacyjne obszaru ramowego.

Obok zlepieńców gnejsowych z Książa w Zachodniej części depresji Świebodzi występują zlepieńce, w których dominują otoczki różnych odmian łupków metamorficznych, wapieni kystalicznych, keratofirów, zieleńców i innych, a lokalnie także szarogłazów, mułowców i wapieni z fauną górnego franu. Powstanie tych zlepieńców nazwanych przez H. Teisseyre'a (1949) „kulmem z Chwaliszowa” łączono z erozją kaledoniku kaczawskiego.

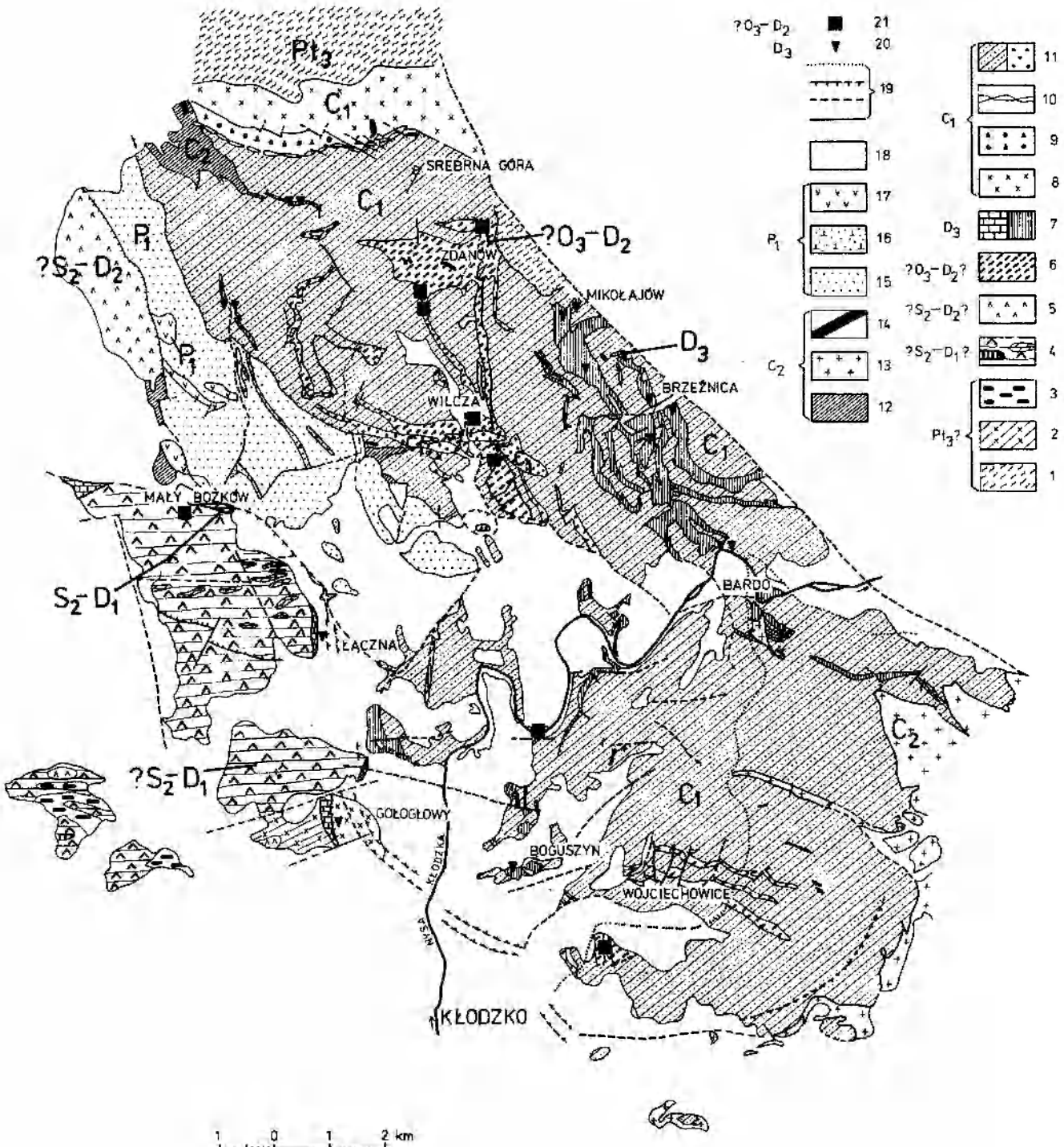
Nowe badania stratygraficzne metamorfiku NE części Gór Kaczawskich, gdzie udokumentowano metamorficzne serie dolnego, środkowego i górnego dewonu, a w zachodniej części Gór Kaczawskich nawet metamorficzny dolny karbon, przeczą tej hipotezie i stawiają problem transportu materiału dla tzw. zlepieńców z Chwaliszowa w innym świetle. Być może część z nich pochodzi z rozmycia górnodewońskich zlepieńców lub też z zerodowanego nie znanego bliżej przedkarbońskiego podłoża niecki śródsudeckiej. Problem ten wymagać będzie zatem ponownego wyjaśnienia za pomocą badań sedymentologicznych.

POŁUDNIOWO-WSCHODNIE OBRZEŻENIE – GÓRY BARDZKIE I METAMORFIK KŁODZKI

Drugą jednostką Sudetów środkowych, w której zaznaczył się wpływ gnejsów sowiogórskich na sedymentację młodszego paleozoiku, jest struktura

bardzka, leżąca na południowo-wschodnim obrzeżeniu obecnego bloku sowiogórskiego. W obrębie południowo-wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich wydzieliła się dwie jednostki różniące się wiekiem serii skalnych i wiekiem ewolucji strukturalnej: Góry Bardzkie i tzw. „metamorfik kłodzki” (tab. 3, fig. 3). Pierwszy z tych obszarów graniczy bezpośrednio z gnejsami wzdłuż strefy dyslokacyjnej. Występują tu niezmetamorfizowane serie osadowe w ciągłości sedimentacyjnej i stratygraficznej od problematycznego ordowiku do

niższego turneju. Luka stratygraficzna obejmuje wyższy turnej i niższy wizen (Zakowa 1963), natomiast ponowna sedimentacja rozpoczyna się w wyższej części dolnego wizenu i trwa jeszcze w niższych poziomach wizenu górnego (tab. 3B). Sylur i dewon wykształcone są tu w facji pelagicznej. Brak w nich, o czym już wspomniano, okruszowego materiału gnejsowego. Jeżeli to zjawisko połączymy z ordowickim i dolnosylurskim wiekiem izotopowym ostatniej metamorfozy sowiogórskich gnejsów i migmatytów, to możemy



sądzić, że ówczesny obszar prasowigórski był jeszcze głęboko zanurzony w obręb skorupy ziemskiej i nie można wykluczyć, że na nim mogły też osadzać się utwory syluru i dewonu, których fragmenty zachowały się współcześnie w Górach Bardzkich. Pierwotnego rozmieszczenia stref facjalnych w tym basenie niestety nie znamy.

Na obszarze drugiej jednostki, tzw. metamorfiku kłodzkiego, występują serie epimetamorficzne, przede wszystkim fyllity, zieleńce oraz wtrącenia innych skał metamorficznych i keratofirów, których wiek nie został dotychczas jednoznacznie ustalony. Lokalnie udokumentowano faunę dolnego ludlowu (Gunia, Wojciechowska 1971), a leżące wyżej w tym profilu zieleńce warunkowo zaliczono do najwyższego syluru lub dolnego dewonu. Można na tej podstawie sądzić, że epimetamorfoza w jednostce tej nastąpiła w przedziale stratygraficznym pomiędzy górnym sylurem lub dolnym dewonem a górnym dewonem. Przypuszczać też można, że obszar ten był strefą bardziej labilną z dużą aktywnością wulkaniczną. Być może były to czynniki, które spowodowały

epimetamorfozę. Na epimetamorficznych seriach osadziły się zlepieńce, a na nich wapienie górnego dewonu. Transgresja morza górnodewońskiego sięgała wówczas także na prasowigórski obszar gnejsów, który wówczas był jeszcze obniżony (Oberc, Górecka 1959).

Dopiero w wizenie dostrzegamy podnoszenie się tej części bloku prasowigórskiego. Badania Bederkego (1929), Oberca (1957) oraz Oberca i Góreckiej (1959) wykazały, że na południowo-wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich występują dolnokarbońskie brekcje i zlepieńce gnejsowe, w których występują też otoczaki wapieni z fauną górnego dewonu i niższego karbonu (Oberc, Górecka 1959). Według tych autorów osady najwyższego dewonu i najniższego karbonu tworzyły pokrywę na południowym obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Zasięg tej pokrywy ku północy nie jest bliżej znany.

Badania stratygraficzne Żakowej (1958, 1963) pozwoliły na uściślenie przynależności stratygraficznej brekcji, zlepieńców, wapieni oraz serii szarogłazowo-lupkowej, natomiast badania petrogra-

Fig. 3. Szkicowa mapa geologiczna południowo-wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich – struktura bardzka i metamorfik kłodzki, wg Oberca (1957), Wojciechowskiej (1966) i Pacholskiej (1980). Stratygrafia uzupełniona na podstawie prac: Malinowskiej (1955), Żakowej (1963), Guni i Wojciechowskiej (1971), Haydukiewicz (1979, 1980), Porębskiej (1980), Chorowskiej (1979, 1980). Proterozoik górny (Pt₃) bloku sowiogórskiego: 1 – gnejsy i migmatyty ?Proterozoik górny jednostki zwanej „metamorfikiem kłodzkim”; 2 – gnejsy blastomylonityczne; 3 – paraamfibolity częściowo zdiaforezowane. Sylur górny-dewon dolny (S₂-D₁): 4 – fyllity z wkładkami metalidytów z soczewkami wapieni krystalicznych zawierających lokalnie (Mały Bożków) koralowce dolnego ludlowu, metaryolity, metadiabazy i łupki chlorytowe (?S₂-?D₁). 5 – diabazy masywu gabrowo-diabazowego Nowej Rudy (?S₂-?D₂). ?Ordowik-dewon środkowy (?O₃-D₂) niezmetamorfizowany Gór Bardzkich: 6 – piaskowce kwarcytowe, lidyty, łupki krzemionkowe i łupki ilaste lokalnie z wkładkami tufitów (nierozdzielone). Dewon górny (D₃) strefy metamorfiku kłodzkiego (wapienie) i Gór Bardzkich (łupki): 7 – wapienie i zlepieńce, mułowce, łupki ilaste i krzemionkowe lokalnie z wkładkami tufitów, piaskowce (nierozdzielone). Karbon dolny (C₁): 8 – kataklazyty (?dolny wizen); 9 – brekcje i zlepieńce gnejsowe (dolny-?środkowy wizen); 10 – wapień węglowy (dolny-?środkowy wizen); 11 – mułowce, szarogłazy (flisz), lokalnie zlepieńce, tzw. zlepieńce z Wilczy (górny wizen). Karbon górny (C₂): 12 – warstwy wałbrzyskie (namur A); 13 – granitoidy masywu kłodzko-złotostockiego (westfal-stefan); 14 – skały żyłowe. Perm dolny (P₁): 15 – piaskowce, zlepieńce, mułowce; 16 – porfiry i ich tufy; 17 – melafiry. 18 – trzeciorzęd i czwartorzęd. 19 – uskoki i nasunięcia; 20 – stanowiska fauny górnodewońskiej; 21 – stanowiska fauny syluru oraz dolnego i środkowego dewonu

Geological sketch map of SW border of the Sowie Góry gneisses – Bardo Structure and Kłodzko metamorphic unit, after Oberc (1957), Wojciechowska (1966), and Pacholska (1980). The stratigraphy supplemented from the studies of Malinowska (1955), Żakowa (1963), Gunia and Wojciechowska (1971), Haydukiewicz (1979, 1980), Porębska (1980), and Chorowska (1979, 1980). Upper Proterozoic (Pt₃) of the Sowie Góry block: 1 – gneisses and migmatites. ?Upper Proterozoic of the so called “Kłodzko metamorphic unit”: 2 – blastomylonitic gneisses; 3 – partly diaphoritized paraamfibolites. Upper Silurian-Lower Devonian (S₂-D₁): 4 – phyllites with intercalations of metalidites and lenses of crystalline limestones locally (Mały Bożków) containing corals of Lower Ludlow, metarhyolites, metadiabases and chlorite schists (?S₂-?D₁). 5 – diabases of the Nowa Ruda gabbro-diabase massif (?S₂-?D₂). ?Ordovician-Middle Devonian (?O₃-D₂) of Bardo Mts. (nonmetamorphic): 6 – quartzitic sandstones, lydites, siliceous shales and clayey shales locally with intercalations of tuffites (not divided). Upper Devonian (D₃) of the Kłodzko metamorphic zone (limestones) and Bardo Mts. (shales): 7 – limestones and conglomerates, mudstones, clayey and siliceous shales locally with intercalations of tuffites, sandstones (not divided). Lower Carboniferous (C₁): 8 – cataclasites (?Lower Visean); 9 – gneissic breccias and conglomerates (Lower-?Middle Visean); 10 – carbonaceous limestone (Lower-?Middle Visean); 11 – mudstones, graywackes (flysch), locally conglomerates, so called conglomerates of Wilcza (Upper Visean). Upper Carboniferous (C₂): 12 – Wałbrzych Beds (Namurian A); 13 – granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok Massif (Westphalian-Stephanian); 14 – vein-rocks. Lower Permian (P₁): 15 – sandstones, conglomerates, mudstones; 16 – porphyres and tuffs; 17 – melaphyres. 18 – Tertiary and Quaternary. 19 – faults and overthrusts. 20 – localities of Upper Devonian fauna. 21 – localities of Silurian and Lower-Middle Devonian fauna

ficzne i sedymentologiczne wykonane przez Pacholską (1980) i Wajsprycha (1980) dostarczyły nowych materiałów do wyjaśnienia wpływu gnejsów sowiogórskich na sedymentację dolnego karbonu. Według Pacholskiej (*op. cit.*) bezpośrednio z gnejsami sowiogórskimi graniczą brekcje osadowe i brekcje tektoniczne. Ich powstanie było synchronizowane z procesami brekcjowania gnejsów i stąd trudno oddzielić brekcje osadowe od brekcji tektonicznych. Tak więc opierając się na danych stratygraficznych, petrograficznych i sedymentologicznych możemy stwierdzić, że na początku wizeny nastąpiło intensywne wydźwignięcie współczesnej, południowo-wschodniej części bloku sowiogórskiego. Podnoszeniu tej części gnejsów towarzyszyło powstanie licznych dyslokacji i związanych z nimi stref zbrekcjowania (Pacholska 1980).

Wzdłuż strefy dyslokacyjnej, jak przypuszcza Grocholski (1961), mogły powstać nie tylko stożki napływowe, lecz także osady tworzące się u podstawy klifu. W tym czasie zerodowane zostały leżące na gnejsach osady najwyższego dewonu i najniższego karbonu. Po etapie intensywnego wypiętrzenia, jakie miało miejsce na początku wizeny, następne tak intensywne ruchy nie zostały zarejestrowane w młodszych ogniwach wizeny struktury bardzkiej.

ZACHODNIE OBRZEŻENIE – NIECKA ŚRÓDSUDECKA

Problem powstania niecki śródsudeckiej jako basenu sedymentacyjnego graniczącego z blokiem sowiogórskim był różnie wyjaśniany. Według Bederkego (1929) i H. Teisseyre'a (1956) gnejsy sowiogórskie występują w podłożu górnego dewonu południowej części depresji Świebodziec, jak również w podłożu NE części niecki śródsudeckiej. Współczesną granicę bloku sowiogórskiego z niecką śródsudecką wyznacza strefa dyslokacji (Grocholski 1959, 1961) o założeniach kaledońskich, odmładzana wielokrotnie w czasie ruchów waryscyjskich (fig. 4). Proces ten zakończył się dopiero w czasie ruchów saksońskich.

Wpływ bloku sowiogórskiego na rozwój sedymentacji karbonu niecki śródsudeckiej rozpatrywać możemy w dwóch przedziałach stratygraficznych. W dolnym karbonie wydźwignięta część obszaru gnejsów sowiogórskich wywierała wpływ na powstanie niektórych odmian zlepieńców, natomiast w górnym karbonie obniżanie się części kry gnejsowej występującej w podłożu niecki śródsudeckiej, jak podaje Augustyniak (1975) powołując się

na wcześniejszą pracę Bederkego i Frickego (1943), wywarło decydujący wpływ na ukształtowanie się znacznej miąższości osadów.

Wspomniane zlepieńce dolnokarbońskie zaliczane do górnego turneju, zwane także kulmem z Sądów Górnych, według A. K. Teisseyre'a (1971) składają się głównie z materiału dostarczonego ze wschodu z bloku prasowiołgórskiego. Erodowana była wówczas przede wszystkim pokrywa osadowa górnego dewonu i dolnego turneju leżąca na gnejsach. Erozja ta sięgała wówczas częściowo i w obręb gnejsów, na co wskazuje obecność ich otoczków występujących razem z otoczkami górnego dewonu i dolnego turneju. Materiał sypany był, zdaniem cytowanego autora, w postaci stożków aluwialnych. Ku wschodowi, jak przypuszcza A. K. Teisseyre, ówczesny basen sedymentacyjny graniczył z silnie elewowanym blokiem prasowiołgórskim, natomiast otwierał się ku zachodowi, gdzie łączył się z większym zbiornikiem dolnego karbonu sięgającym aż po okolice Zgorzelca. Wydźwignięcie i erozja bloku prasowiołgórskiego nie trwały jednak zbyt długo. Już w dolnym wizenie (?) – jak przypuszcza A. K. Teisseyre (1971, 1975) – zachodnia część basenu dolnokarbońskiego została wypiętrzona, natomiast wschodnia uległa obniżeniu, na co wskazuje wznosząca ku wschodowi miąższość osadów jeziornych (tzw. kulm z Bogaczowic). W tym czasie zapadała się również północna część bloku prasowiołgórskiego i została włączona w obręb dolnokarbońskiego basenu sedymentacyjnego, który w kierunku wschodnim mógł łączyć się z innym zbiornikiem kulmowym. Według Żakowej (1963) problem podziału niższej części dolnego karbonu jest złożony z uwagi na fluwiatylny charakter osadów. Stąd też przynależność stratygraficzna poszczególnych odmian zlepieńców przyjmowana jest z zastrzeżeniem. Wspomniane zlepieńce z Sądów Górnych i Bogaczowic razem z innymi odmianami łączy Żakowa w zespół warstw zwany „warstwami z Marciszowa”, obejmującymi interwał stratygraficzny od górnego turneju po środkowy wizen (tab. 4C).

Przyjmując to uzupełnienie, dotyczące podziału najniższej części dolnego karbonu, możemy przyjąć, że proces obniżania się bloku prasowiołgórskiego, który rozpoczął się w dolnym wizenie, jak wykazały badania A. K. Teisseyre'a (1971), trwał aż do niższej części wizeny górnego. W środkowym wizenie – jak przypuszcza Żakowa (1963) – część ówczesnego bloku prasowiołgórskiego była śródgórnym obniżeniem, w którym gromadziły się brekcje zwietrzelinowe oraz lądowe osady zlepień-

Tabela 4. Podział stratygraficzno-litologiczny serii skalnych w zachodnim (C) i we wschodnim (D) obrzeżeniu gnejsowego bloku sowiogórskiego

Lithostratigraphic division of rock series at western (C) and eastern (D) border of the Sowie Góry gneissic block

C Zachodnie obrzeżenie bloku sowiogórskiego (niecka śródsudecka)* West border of the Sowie Góry gneissic block (Intrasudetic Basin)	D Wschodnie obrzeżenie bloku sowiogórskiego (strefa metamorfiku kamieniecko-niemczańskiego)** East border of the Sowie Góry gneissic block (Kamieniec-Niemcza metamorphic unit)
P ₁ zlepieńce, piaskowce, mułowce oraz wulkanity Conglomerates, sandstones, mudstones and volcanics C ₂ piaskowce, mułowce z pokładami węgla oraz zlepieńce (namur-stefan) Sandstones and mudstones with coal beds and conglomerates (Namurian-Stephanian) C ₁ szarogłazy, zlepieńce, mułowce (wizen) greywackes, conglomerates, mudstones and limestones (Visean) brekcja, zlepieńce (górný turnej) breccia and conglomerates (Upper Tournaisian)	Wiek izotopowy K – Ar K – Ar isotopic age C ₂ 276-301 mln lat – granodioryty (westfal) 276-301 mil. years – granodiorites (Westphalian) C ₁ metamułowce (górný wizen-dolny namur) metamudstones (Upper Visean-Lower Namurian)
? W i N część – metamorfik karkonosko-izerski i kaczawski W and N part – metamorphic series of the Karkonosze, Izera and Kaczawa Mts ? E część – paragnejsy i migmatyty Gór Sowich E part – paragneises and migmatites of the Sowie Góry	C _{m1} łupki łyszczykowe, łupki kwarcytowo-grafitowe z wtrąceniami kwarcytów i metawulkanitów B ₂ mica schists, graphitic-quartzitic schists with intercalations of quartzites and metavolcanics B ₁ ?

* Podział stratygraficzny według Żakowej (1963), Teisseyre'a (1971, 1975), Augustyniaka (1973), Dziedzica (1971). Stratigraphic division after Żakowa (1963), Teisseyre (1971, 1975), Augustyniak (1973), Dziedzic (1971).

** Podział stratygraficzny według Dziedzicowej i Góreckiej (1965), Guni (1979a, 1981, 1981c), wiek izotopowy granodiorytów (K-Ar) według Depciucha (1972). Stratigraphic division after Dziedzicowa, Górecka (1965), Gunia (1979a, 1981, 1981c), isotopic (K-Ar) age of granodiorites after Depciuch (1972).

cowo-piaskowcowe. Dopiero na przełomie wizenu środkowego i górnego na tę część obszaru wkroczył płytki zalew morski, który obejmował również obszar niecki śródsudeckiej. W niecce śródsudeckiej zalew ten zdaniem cytowanej autorki miał zróżnicowany zasięg. Lokalnie sedymentacja morska trwała do końca dolnego karbonu (tab. 4C).

Sedymentacja górnego karbonu nie była już tak silnie związana z gnejsami sowiogórskimi. Tylko lokalnie udało się stwierdzić przekraczające zalegania osadów namuru na gnejsach lub różnych ogniach dolnego karbonu. Według Grocholskiego (1961) i Krawczyńskiej-Grocholskiej (1966) niezgodne zaleganie namuru na gnejsach sowiogórskich znane jest z tzw. niecki Woliborza oraz z rowu tektonicznego góry Golec (południowo-zachodnia część strefy dyslokacyjnej między nieką śródsudecką a blokiem sowiogórskim). W innym miejscu osady namuru leżą bezpośrednio na serpentynitach. Podobnie lokalnie stwierdzono również, że namur zalega na różnych ogniach kulmu, tj. na zlepieńcach gnejsowych, zlepieńcach gabrowych i łupkach szarogłazowych.

Cytowani autorzy zaznaczają przy tym, że lokalnie stwierdzone brekcje i zlepieńce zostały wtór-

nie przesunięte wzdłuż dyslokacji tak, że obecnie ich kontakt z gnejsami jest tektoniczny.

Późniejsze badania Dziedzica (1971) dostarczyły ważnych danych do wyjaśnienia paleogeografii górnego karbonu w niecce wałbrzyskiej i noworudzkiej. Spośród szeroko i szczegółowo omawianych problemów sedymentologicznych i paleogeograficznych górnego karbonu, który jak wiadomo powstał w basenie limnicznym, na uwagę zasługują poglądy tego autora na temat wpływu bloku prasowiogórskiego na powstanie zlepieńców niektórych ogni w górnego karbonu. I tak z pomiarów kierunków transportu zdaniem cytowanego autora wynika, że w niższym namurze (namur A – zlepieńce warstw wałbrzyskich) obszar gnejsów sowiogórskich był obniżony i nie dostarczał materiału do basenu górnokarbońskiego.

Pod koniec namuru (namur C) i na początku westfalu (niższa część westfalu A) lokalnie materiał transportowany był z obszaru gnejsów sowiogórskich, na co wskazywałyby kierunki transportu oraz otoczaki gnejsów i kataklazytów występujące w zlepieńcach warstw białokamięskich (fig. 4). Nie można wykluczyć możliwości, że materiał ten pochodzi z rozmycia dolnokarbońskiej

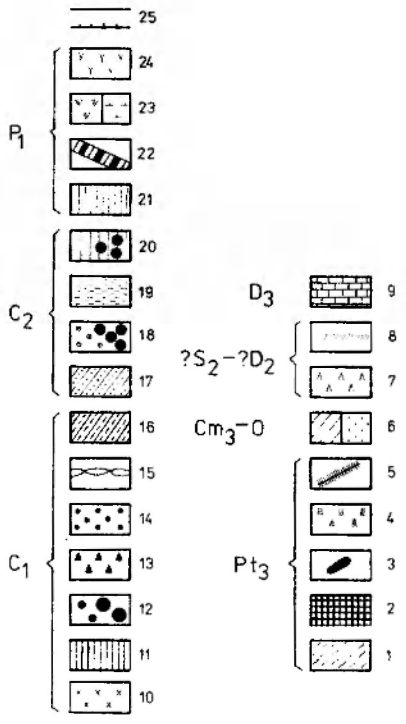
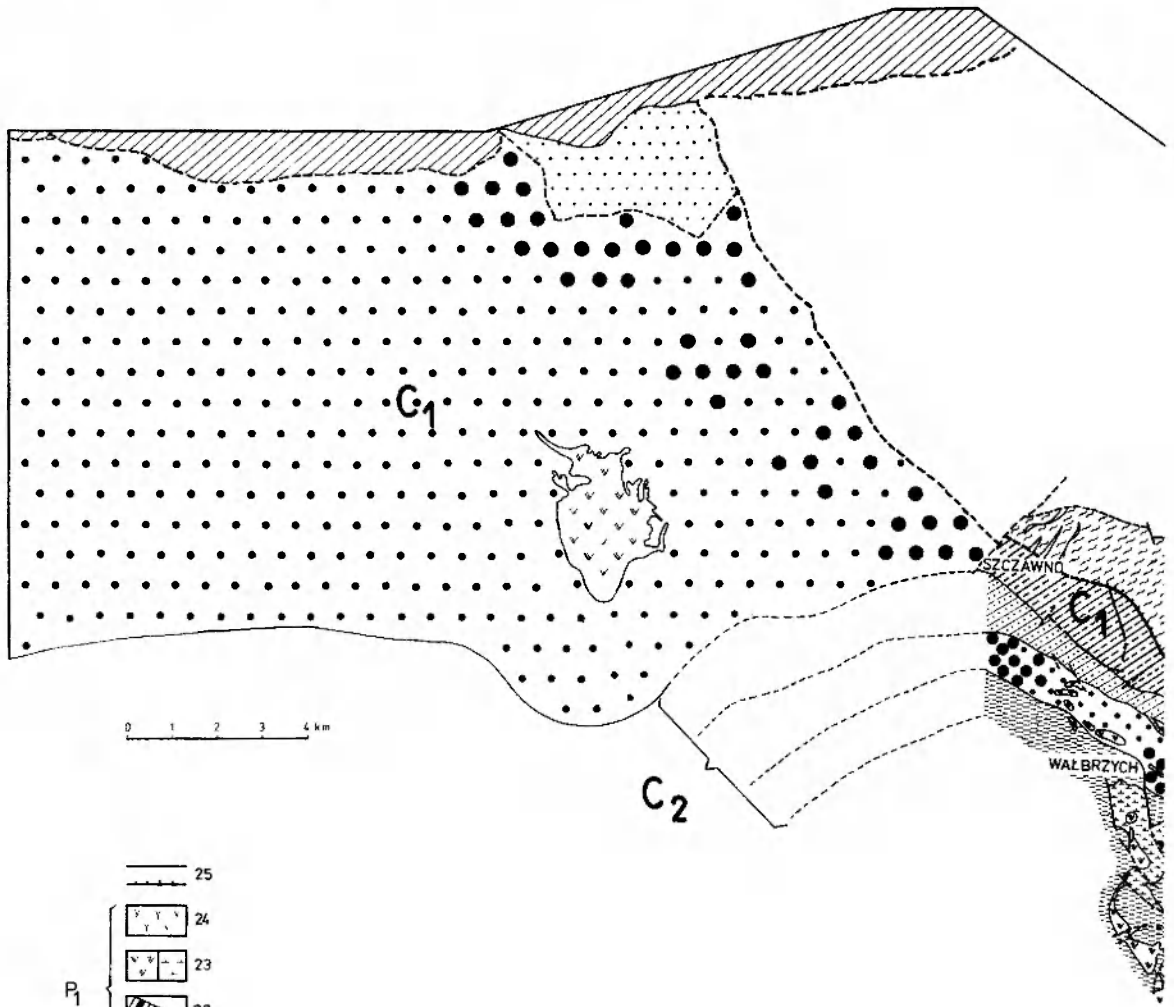




Fig. 4. Szkiecowa mapa geologiczna zachodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich – niecka śródsudecka, wg Teisseyre'a (1957), Grocholskiego (1961), uzupełniona przez autora. Proterozoik górny (Pt₃): 1 – paragnejsy i migmatyty; 2 – granitognejsy; 3 – amfibolity; 4 – serpentynity; 5 – aplity. Kambry górny-ordowik (Cm₃-O) – metamorfik kaczawski: 6 – zielonki, fylity, kwarcyty. ?Sylur górny-?dewon środkowy (?S₂-?D₂): 7 – gabbro; 8 – diabazy. Dewon górny (D₃): 9 – wapień i zlepieńce. Karbon dolny (C₁): 10 – kataklazyty i mylonity; 11 – brekcje dolomityczne; 12 – zlepieńce polimiktyczne lokalnie z otoczkami gnejsów sowiogórskich; 13 – brekcje i zlepieńce gnejsowe; 14 – zlepieńce gabrowe; 15 – wapień, tzw. „wapień węglowy”; 16 – szarogłazy, mułowce i zlepieńce. Karbon górny (C₂): 17 – warstwy wałbrzyskie; 18 – warstwy z Białego Kamienia lokalnie z otoczkami gnejsów sowiogórskich; 19 – warstwy żaclerskie; 20 – warstwy stefañskie lokalnie z otoczkami gnejsów sowiogórskich. Perm dolny (P₁): 21 – osadowe serie czerwonego spągowca. Wulkanity (górnym karbon-dolnym perm): 22 – kersantyty; 23 – porfiry i ich tufy; 24 – melafiry. 25 – uskoki i nasunięcia

Geological sketch map of W border of the Sowie Góry gneisses – Intrasudetic Basin, after Teisseyre (1957), Grocholski (1961), supplemented by the present author. Upper Proterozoic (Pt₃): 1 – paragneisses and migmatites; 2 – granite-gneisses; 3 – amphibolites; 4 – serpentinites; 5 – aplites. Upper Cambrian-Ordovician (Cm₃-O) – Kaczawa Mts. metamorphic zone: 6 – greenschists, phyllites, quartzites. ?Upper Silurian-?Middle Devonian (?S₂-?D₂): 7 – gabbro; 8 – diabases. Upper Devonian (D₃): 9 – limestones and conglomerates. Lower Carboniferous (C₁): 10 – cataclasites and mylonites; 11 – dolomitic breccias; 12 – polymictic conglomerates locally with pebbles of the Sowie Góry gneisses; 13 – gneissic breccias and conglomerates; 14 – gabbroic conglomerates; 15 – limestones, so called “carbonaceous limestones”; 16 – graywackes, mudstones and conglomerates. Upper Carboniferous (C₂): 17 – Wałbrzych Beds; 18 – Biały Kamień Beds locally with pebbles of the Sowie Góry gneisses; 19 – Żacler Beds; 20 – Stephanian Beds locally with pebbles of the Sowie Góry gneisses. Lower Permian (P₁): 21 – sedimentary series of the Rotliegendes. Volcanics (Upper Carboniferous-Lower Permian): 22 – kersantites; 23 – porphyres and tuffs; 24 – melaphyres. 25 – faults and overthrusts

pokrywy bloku prasowigórskiego i został redeponowany.

W czasie osadzania się warstw żaclerskich (wyższa część namuru A do górnego westfalu) zdaniem Dziedzica (1971) podnosiły się wschodnie peryferie basenu, co doprowadziło do zmian w litologii, w tym również do wyklinowywania się pokładów węglowych i zmniejszenia miąższości. Zjawisko zróżnicowania litofacji oraz zmiany miąższości zarówno w niecce wałbrzyskiej, jak i noworudzkiej mogły być związane według Dziedzica (1971) z procesem przemieszczania mas magmowych. Pod koniec sedymentacji warstw żaclerskich, jak przypuszcza cytowany autor, lokalnie mogły być erodowane wcześniej powstałe osady karbońskie (fig. 4).

W stefanie (warstwy glinieckie) wpływ bloku sowiogórskiego zaznaczył się jedynie na południowym wschodzie, tj. w niecce noworudzkiej. Wskazują na to kierunki transportu materiału i występowanie między innymi otoczków gnejsów, aplitów, pegmatytów, i kataklazytów (Dziedzic 1971).

Z analizy badań sedymentologicznych i paleogeograficznych karbonu niecki śródsudeckiej wynika, że gnejsowy masyw prasowigórski był jednym z obszarów wywierających zróżnicowany wpływ na warunki sedymentacji. Zjawisko to zaznacza się szczególnie w dolnym karbonie. W osadach dolnokarbońskich wschodniej części tego obszaru zarejestrowane zostały pulsacyjne ruchy bloku prasowigórskiego, co uwidoczniło się w wyraźnej cykliczności osadów. Z badań stratygraficznych wynika, że czas trwania tych ruchów był dość znaczny. Północna część bloku prasowigórskiego została intensywnie wypiętrzona wzdłuż linii dyslokacyjnej już w górnym dewonie na przełomie franu i famenu, dostarczając materiału dla osadów depresji Świebodziec, gdzie sedymentacja zakończyła się w niższej części turneju.

W niecce śródsudeckiej osady dolnego turneju nie są znane. Przypuszczalnie obszar współczesnej niecki śródsudeckiej był w tym czasie wydźwignięty. Dopiero w górnym turneju rozpoczęła się tu sedymentacja osadów fluwiatylnych. W tym czasie obszarem alimentacyjnym dla niektórych odmian zlepieńców tego obszaru był między innymi blok prasowigórski.

W dolnym wizenie rozpoczęło się obniżanie północnej części bloku prasowigórskiego. Jego maksimum przypada na pogranicze środkowego i górnego wizeniu. Z nim związany jest zalew morski, który objął cały obszar współczesnej niecki śródsudeckiej i wkroczył także na przylegający

obszar, bloku prasowigórskiego. Zalew morski w obrębie niecki śródsudeckiej lokalnie przetrwał do końca dolnego karbonu, natomiast z obszaru gnejsowego wycofał się już na początku górnego wizeniu. Duża zmienność osadów, ich cechy litologiczne, a przede wszystkim zróżnicowany zasięg litofacji wskazywałyby na wyraźne zróżnicowanie rzeźby ówczesnego bloku prasowigórskiego.

Na początku górnego karbonu blok prasowigórski był przypuszczalnie obniżony i w znacznej części przykryty osadami wizeńskimi, stąd też nie wywierał wpływu na powstanie osadów namurskich. Dopiero w westfalu i stefanie zaznacza się słaby wpływ bloku sowiogórskiego na warunki sedymentacji.

WSCHODNIE OBRZEŻENIE – METAMORFIK KAMIENIECKO-NIEMCZAŃSKI

Na wschodzie przedsudecka część sowiogórskiego bloku gnejsowego graniczy z seriami łupków metamorficznych jednostki nazwanej przez Meistersa i Fischera (1935) „kamieniecko-niemczańską strefą łupków łyszczykowych”. Granicę tę wyznaczają linie dyslokacyjne. Według Bederkego (1929, 1931) na pograniczu z blokiem sowiogórskim zaznacza się „wąski rów fałdowy” zwany strefą Niemczy. W późniejszych pracach (H. Teisseyre *et al.* 1957; Oberc 1972) jednostkę tę nazywano „strefą dyslokacyjną Niemczy” lub „lineamentem Niemczy” (fig. 5).

Zagadnieniem łączącym się tematycznie z zakresem niniejszej pracy jest przede wszystkim pozycja stratygraficzna serii metamorficznych tej jednostki.

Na szczegółowych mapach geologicznych i w objaśnieniach (Barsch, Finckh 1924, 1925; Meister 1929, 1932) wydzielono „paleozoiczne łupki metamorficzne nieustalonego wieku”. Kwarcyty grafitowe stanowiące jedno z ogniw tej serii porównywano z niezmetamorfizowanymi seriami sylurskimi Gór Bardzkich, natomiast szarogłazy i szarogłazy zgnejsowane zaliczano do dolnego karbonu. Nieco później Bederke (1929) zakwestionował ten pogląd proponując dla kwarcytów grafitowych wiek algoncki, natomiast dla szarogłazów wiek sylurski, uznając je za najniższe podstawowe ogniwo syluru.

Interesujący był również pogląd Fischera (1936). Autor ten przyjmował, że na gnejsach sowiogórskich leżała pokrywa łupków łyszczykowych wieku algonk-kambr, która została rozmyta przed górnym sylurem. Jej zachowaną część stanowiłyby łupki łyszczykowe występujące na wschód od blo-

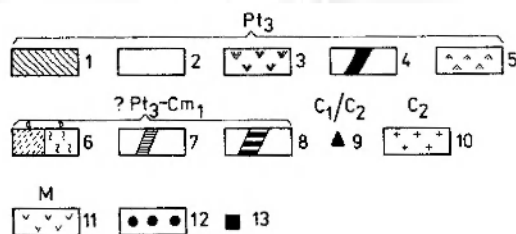
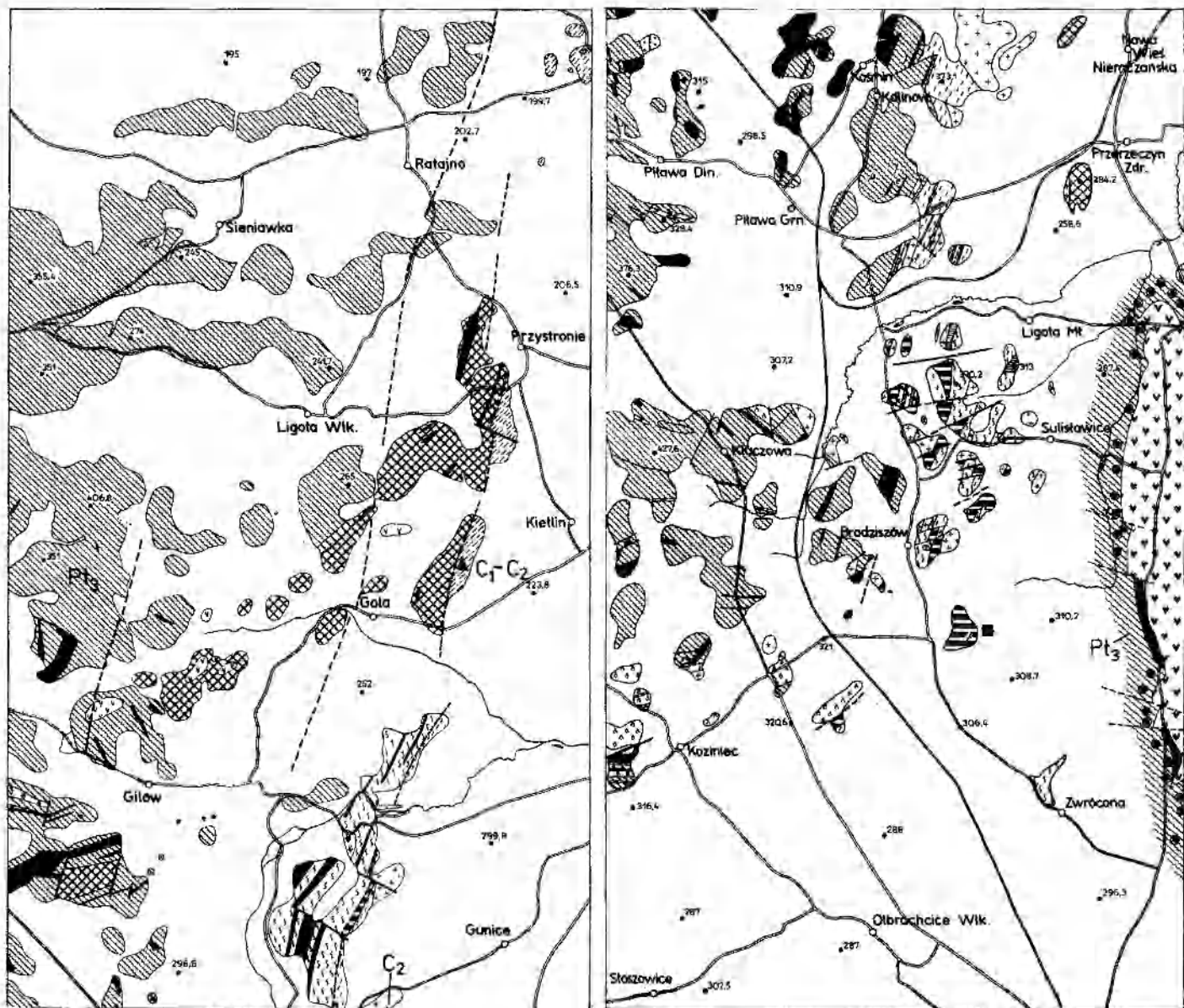


Fig. 5. Szkicowa mapa geologiczna wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich według Barscha i Finckha (1910-1921) oraz Meistera (1925), uzupełniona na podstawie pracy Niśkiewicza (1967). Stratygrafia uzupełniona przez autora. Proterozoik górny (Pt₃): 1 – gnejsy i migmatyty z wtarceniami granulitów (blok sowiogórski); 2 – migmatyty zmylonityzowane; 3 – serpentynity; 4 – amfibolity; 5 – gabbro o strukturze ofitowej przechodzące w amfibolit. ?Proterozoik górny-kambryjski dolny: 6a – łupki metamorficzne i metaszarogłazy, 6b – łupki metamorficzne i metaszarogłazy częściowo zgnejsowane; 7 – jasne kwarcyty; 8 – łupki kwarcytowo-grafitowe; 9 – metamulowce (wkop) – górny wizen/dolny namur. 10 – monzodioryty, i granodioryty strefy Niemczy (westfal). 11 – bazalty (miocen). 12 – otwory wiertnicze. 13 – stanowisko mikroflory wend/kambryjskiej w łupkach kwarcytowo-grafitowych wzgórza Buk

Geological sketch map of E border of the Sowie Góry gneisses, after Barsch and Finckh (1910-1921) and Meister (1925), supplemented on the basis of the work of Niśkiewicza (1967). The stratigraphy supplemented by the present author. Upper Proterozoic (Pt₃): 1 – gneisses and migmatites with intercalations of granulites (Sowie Góry block); 2 – mylonitic migmatites; 3 – serpentinites; 4 – amphibolites; 5 – gabbro with ophitic texture passing into amphibolite. ?Upper Proterozoic-Lower Cambrian: 6a – metamorphic schists and metagraywackes, 6b – metamorphic schists and metagraywackes partly gneissose; 7 – light quartzites; 8 – quartzitic-graphitic schists; 9 – metamudstones (dug hole) – Upper Visean/Lower Namurian. 10 – monzodiorites and granodiorites of Niemcza zone (Wesphalian). 11 – basalts (Miocene).

12 – bore holes. 13 – locality of microflora of the Vendian/Cambrian in quartzitic-graphitic schists on the Buk hill

ku sowiogórskiego. Na zdenudowanej powierzchni gnejsów sowiogórskich osadziła się transgresywna formacja górnosylurska złożona z szarogłazów, lidytów i łupków ilastych. Wprawdzie, jak podkreśla ten autor, nie stwierdzono tu nigdzie sylurskich zlepieńców transgresywnych, zawierających otoczaki gnejsów, lecz ich brak może być zjawiskiem wtórnym, wynikającym z późniejszych procesów tektonicznych. Pogląd ten o pokrywie metalupkowej leżącej na gnejsach powtórzony został później przez Oberca (1957).

Nowsze wieloletnie badania Dziedzicowej (1961, 1966, 1979) pozwoliły na wyjaśnienie problemów petrogenety i tektoniki. Cytowana autorka stwierdziła, że tylko lokalnie na granicy z gnejsami sowiogórskimi w strefie Niemczy występują skały kataklastyczne i mylonityczne, natomiast serie łupków metamorficznych i kwarcytów należą do odrębnej formacji. Opierając się na wcześniejszej dokumentacji palinologicznej (Dziedzic, Górecka 1965), wskazującej na górnowizeński i częściowo dolnonamurski wiek metamulowców z Kietlina (fig. 5), oraz na występowaniu większych przypuszczalnie klastycznych fragmentów serpentynitów i skał wapienno-krzemianowych w seriach o zachowanych cechach głębokomorskich szlamów wapienno-krzemianowych ze strukturami konwolucyjnymi, Dziedzicowa dochodzi do wniosku, że serie strefy Niemczy są młodsze od gnejsów sowiogórskich oraz od łupków łyszczkowych występujących na wschód od strefy Niemczy. Trudno obecnie jednoznacznie ustosunkować się do tego poglądu. Badania mikropaleontologiczne w strefie Niemczy zostały przez autora dopiero rozpoczęte i do cza-

su ich zakończenia problem wieku serii metamorficznych strefy Niemczy pozostanie nadal otwarty. Dotychczasowe badania mikropaleontologiczne metamorficznych łupków i kwarcytów obszaru leżącego na wschód od strefy Niemczy wskazują na przynależność tych serii do wendu i niższego kambru (Gunia 1979, 1981c).

Tak więc w obecnym stanie badań stratygraficznych trudno wyjaśnić, czy w ogóle gnejsy sowiogórskie mogły wywierać wpływ na paleogeografię młodszych serii powstających na wschód od współczesnych granic bloku sowiogórskiego. Niewątpliwie słuszny jest pogląd Fischera (1936), że na gnejsach leżała pokrywa serii skalnych powstałych w płytszych strefach metamorfozy. Trudno jednak rozstrzygnąć, czy była to pokrywa złożona z łupków łyszczkowych i towarzyszących im innych skał metamorficznych podobnych do występujących obecnie w strefie metamorfiku kamieniecko-niemczańskiego, i czy rzeczywiście można by jej przypisać wiek algonk-kambr. Wprawdzie – jak już wspomniano – nowe wyniki badań stratygraficznych wskazują na taki wiek zarówno łupków łyszczkowych, jak i łupków kwarcytowo-grafitowych oraz kwarcytów występujących na wschód od strefy Niemczy, lecz, co zostało już podkreślone, oddziela je od gnejsów sowiogórskich wspomniany rów tektoniczny zwany strefą Niemczy, w którym miałyby występować metamorficzne utwory młodsze, w tym nawet lokalnie udokumentowany metamorficzny najwyższy wizen i dolny namur. Być może dalsze badania mikropaleontologiczne pozwolą na wyjaśnienie tego skomplikowanego problemu (tab. 4D).

WYNIKI BADAŃ

Wyniki badań minionego trzydziestolecia stanowią znaczący postęp w poznaniu złożonych problemów petrologicznych, stratygraficznych i sedymentologicznych gnejsowego bloku sowiogórskiego oraz obszarów bezpośrednio przyległych. Ustalono, że paragnejsy i migmatyty tego bloku powstały z fliszowatych serii piaszczysto-mulowcowych i szarogłazowych ubogich w węglany, z wtrąceniami law przeważnie zasadowych, rzadziej kwaśnych wraz z towarzyszącymi im tufami. W serii fliszowatej występowały też sille i dajki gabra, perydotytów i innych skał ultrazasadowych. Problem wieku serii premetamorficznych nie był dotychczas odrębnie rozpatrywany. Przyjmowano archaiczny i dolno- lub środkowoproterozoiczny wiek gnejsów i migmatytów. Przeprowadzone przez autora badania mikropaleontologiczne nie-

których odmian paragnejsów doprowadziły po raz pierwszy do odkrycia zespołów *Acritarcha*, *Cyanophyta* i *Mucophyta* wskazujących na ryfejski wiek części pierwotnych serii osadowych. Wyniki tych badań stawiają w nowym świetle problem ewolucji strukturalnej bloku sowiogórskiego. Według nowszych opinii petrologów paragnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego powstały w strefie granulitowej.

Pozostaje do wyjaśnienia problem istnienia na gnejsach serii metamorficznych powstałych w płytszej strefie metamorfozy, jak to przyjmowali niektórzy autorzy. Sądzone, że fragmentem tej metalupkowej serii leżącej dawniej na gnejsach jest metamorfik tzw. strefy Niemczy, którego wiek był różnie interpretowany. Dotychczas nie zbadano jeszcze mikropaleontologicznie serii me-

tamorficznych strefy Niemczy, natomiast zbadano analogiczne serie w przyległym obszarze, gdzie ustalono ich wiek na wend i częściowo na najniższy kambr. Gdybyśmy przyjęli założenie, że istotnie jest to fragment pokrywy metamorficznej gnejsów sowiogórskich, to należało by wyjaśnić czy wendyjskie serie łupkowe osadzały się w ciągłości sedymentacyjnej z ryfejskimi osadami fliszowatymi bloku sowiogórskiego, czy też dzieliła je dyskordancja spowodowana ruchami fałdowymi na granicy ryfeju i wendu. Nie można wykluczyć, że wendyjskie osady powstały w odrębnym basenie geosynklinálním, jaki uformował się po sfałdowaniu serii fliszowatych w I fazie kadomskiej, tj. na pograniczu wendu i ryfeju. Te problemy pozostają nadal nie rozstrzygnięte.

W północnym obrzeżeniu, tj. w depresji Świebodziec, od dawna było wiadomo, że w zlepieńcach górnodewońskich występują otoczaki gnejsów sowiogórskich oraz otoczaki innych skał metamorficznych nie znanych *in situ* w tej części Sudetów. Dawniej łączono ich występowanie między innymi z erozją kaledoniku kaczawskiego. W świetle nowych badań stratygraficznych wykonanych w Górach Kaczawskich, gdzie udokumentowano paleontologicznie zmetamorfizowany paleozoik, między innymi także górny dewon, należy wykluczyć transport otoczek skał metamorficznych z tego obszaru. W świetle tych danych można przypuszczać, że część otoczek skał metamorficznych, nie znanego dotychczas pochodzenia, a występujących w górnodewońskich zlepieńcach depresji Świebodziec, pochodzi z rozmycia nie znanej obecnie pokrywy metamorficznej gnejsów sowiogórskich.

Bardziej skomplikowany jest problem tektoniki i sedymentacji paleozoiku w południowym obrzeżeniu bloku sowiogórskiego, tj. w strukturze bardzkiej. W starszej literaturze, gdy znane były tylko niezmetamorfizowane serie Gór Bardzkich oraz niezmetamorfizowany górny dewon w regionie kłodzkim, istniał zgodny pogląd, że południowa część gnejsów sowiogórskich nie była wówczas erodowana, o czym świadczyłby brak otoczek gnejsowych w tych osadach. Z nowych badań stratygraficznych w Górach Bardzkich wynika, że istnieje tu ciągły profil stratygraficzno-litologiczny, obejmujący interwał chronostratygraficzny ordowik-najniższy karbon, oraz że zarówno sylur, jak i dewon wykształcone są w facji pelagicznej. Trudno więc oczekiwać, ażeby w tego typu osadach występowały zlepieńce, w tym również z otoczkami gnejsów, na co niestety w star-

szej literaturze nie zwrócono uwagi. Brak materiału gnejsowego również w zlepieńcach górnego dewonu regionu kłodzkiego wskazywałby na to, że w czasie sedymentacji syluru i dewonu blok prasowiogórski był jeszcze głęboko pograżony i najprawdopodobniej odbywała się na nim sedymentacja. Jaki był zasięg ówczesnych stref sedymentacyjnych, nie potrafimy wyjaśnić. Dodać przy tym należy, jeżeli uznamy za miarodajne datowania wieku izotopowego gnejsów i migmatytów sowiogórskich, że na przełomie ordowiku i syluru nastąpiły w nich ostatnie procesy termiczne.

Nowym nie znanym dotychczas faktem było odkrycie w południowym obrzeżeniu bloku sowiogórskiego zmetamorfizowanych serii górnosylurskich z fauną, co jeszcze bardziej skomplikowało tektoniczny obraz struktury bardzkiej.

Tak więc na południu gnejsów sowiogórskich występują: przemieszczony tektonicznie niezmetamorfizowany starszy paleozoik Gór Bardzkich, epimetamorficzny górny sylur i być może najniższy dewon oraz niezmetamorfizowany górny dewon leżący niezgodnie na tzw. metamorfiku kłodzkim. Niewątpliwie wymienione serie powstały pierwotnie w różnych, odległych od siebie strefach morskiego basenu sedymentacyjnego o różnej labilności. Istniała tu zapewne strefa bardziej labilna z aktywną działalnością wulkaniczną, w której nastąpiła epimetamorfoza osadów górnosylurskich i być może dolnodewońskich. Procesy te miały miejsce po górnym sylurze lub dolnym dewonie, a przed górnym dewonem.

W górnym dewonie i w dolnym karbonie ówczesny zeszytniały blok sowiogórski był jednostką podlegającą pulsacyjnym ruchom pionowym wzdłuż linii dyslokacyjnych dzielących go na rowy i zręby. Intensywność tych ruchów na początku górnego dewonu była jeszcze słaba. Zarówno na północy, jak i na południu górny dewon osadzał się na gnejsach. Proces ten na północy był krótkotrwały, natomiast na południu sedymentacja trwała dłużej. W części północnej już w górnym franie nastąpiła intensywna erozja gnejsów sowiogórskich i trwała ona do najwyższego dewonu, natomiast na południu maksimum erozji gnejsów sowiogórskich przypada dopiero na wizen. Erozja ta nie objęła jednak całego bloku sowiogórskiego. W części obniżonej odbywała się sedymentacja osadów wizenu. Materiał z erodowanej części bloku sowiogórskiego transportowany był w dolnym karbonie również ku zachodowi, tj. na obszar niecki śródsudeckiej. W górnym karbonie dopływ ten zanika*.

* Problem pozycji geologicznej gnejsów sowiogórskich rozpatrywany jest także w kontekście „formacji ofiolitowej” bloku przedsudeckiego. Są to odrębne, specjalistyczne zagadnienia wykraczające poza zakres niniejszej pracy.

LITERATURA

- ARNOLD A., SCHABERT H., 1973: Rb-SR – Alterbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse, Österreich. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* 53/1, s. 61-78.
- AUGUSTYNIAK K., 1975: Zagadnienia geologii karbonu górnego niecki wałbrzyskiej. *Przewodnik XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol. Warszawa, s. 203-212.
- BARANOWSKI Z., URBANEK Z., 1972: Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówiek in the Kaczawa Mts (Western Sudetes). *Bull. Acad. Sci. Polon.* 20/3, s. 211-216.
- BARSCH O., FINCKH L., 1924: *Geol. Karte etc. Blatt Lauterbach*. Preuss. Geol. L.A.
- 1925: *Erläuterungen zur geol. Karte etc. Blatt Lauterbach*. Preuss. Geol. L.A. 1-40.
- BEDERKE E., 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Paläont.* VII/23, s. 429-524.
- 1931: Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Centralbl. Min. Geol. etc. B.* s. 394-408.
- 1934: Sudetenrand und Eulengneisproben; Von deutschen Osten. *Veröff. Schles. Ges. Erdk. E.V.* 21, s. 351-366.
- BEHR H., 1978: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirge-Stockwerk Mitteleuropas. *Z. dt. geol. Ges.* 129/1, s. 283-318.
- BURGH J., MATTE P., 1978: A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.* 129/2, s. 429-460.
- CHOROWSKA M., 1978: Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich. Visean limestones in the metamorphic complex of the Kaczawa Mts (Sudetes). *Rocz. Tow. Geol.* 48/2, s. 245-259.
- CLOOS H., 1922: *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Berlin, s. 1-107.
- COGNÉ J., GRAINDOR M., KLEIN G., ZOUBEK V. et al. 1982 [w:] *The Precambrian in Younger Fold Belts*, (red.) V. Zoubek, D. Kozhukharov, John Willey.
- DATHE E., 1892: Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. *Abh. preuss. geol. L.A.N.F.* 13., s. 1-48.
- DEPCIUCH T., 1972: Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy. Absolute age (K-Ar) of granitoids from the Kłodzko-Złoty Stok area and the Niemcza Zone. *Kwart. Geol.* 1, s. 103-112.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1980: K-Ar ages of the Owl Mts gneiss raft. *Acta Geol. Pol.* 30/4, s. 501-517.
- DZIEDZIC K., 1971: Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Sedimentation and palaeogeography of the Upper Carboniferous deposits in the Intrasudetic Depression. *Geol. Sudetica*, vol. V, s. 8-67.
- DZIEDZICOWA H., 1961: O wieku niektórych skal strefy dyslokacyjnej Niemczy. On the age of some rocks of the Niemcza dislocation zone. *Zesz. Uniw. Wrocław. B.* 6/III, s. 55-66.
- 1966: Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. The schist series east of the Niemcza Zone in the light of new investigations. *Z Geologii Ziemi Zachodnich*, s. 101-120, Wrocław.
- 1979: Deformacje i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Deformation and metamorphism in the region east of the Sowie Góry gneissic massif. *Mat. Konferencji Terenowej*, s. 53-61.
- DZIEDZICOWA H., GÓRECKA T., 1965: On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone. *Bull. Acad. Sci. Polon.* XIII/2, s. 161-165.
- FINCKH L., 1923: Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. *Jb. Preuss. Geol. L.A.B.* 42, 2, s. 825-838.
- 1925: *Erläuterungen zur geol. Karte etc., Blatt Lauterbach* L. 222. Preuss. Geol. L.A., s. 5-60.
- FISCHER G., 1936: Das Dach des Moldanubikum in Schlesien dem Bayerischen Wald und Mähren. *Jb. preuss. geol. L.A. B.* 56, H. 1, s. 733-741.
- GRAUERT B., HÄNNY R., SOPTRAJANOVA G., 1974: Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region, the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany; *Contr. Miner. Petrol.* 45/1, s. 37-63.
- GROCHOLSKI W., 1959: Stosunek warstw żaclerskich do gnejsów sowiogórskich między Głuszcą a Sierpnicą w Sudetach Środkowych. Relation of the Žacler beds to the Sowie Góry gneisses in Central Sudetes Mts. *Acta Geol. Pol.* 9/3, s. 419-431.
- 1961: Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the south – western border of the Sowie Mts. gneissic block (Sudetes Mts). *Studia Geol. Pol.* 8, s. 7-75.
- 1964: Drobne struktury masywu Wielkiej Sowy. Minor structures of the Wielka Sowa Massif (Sowie Góry Mts). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, s. 509-530.
- 1966: Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. Some new results of geologic investigations in the Sowie Góry Mts. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, s. 85-101.
- 1967: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica* 3, s. 181-234.
- GROCHOLSKI W., MAJEROWICZ A., 1975: Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich oraz plutonu strzegomskiego wraz z osłoną. *Przewodnik XLVII Zjazdu PTG*, Świdnica, s. 109-115.
- GUNIA T., 1962: Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). The fauna of limestone pebbles and the problem of age of the Witoszów conglomerates (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, 4, s. 493-523.
- 1967a: Fauna i wiek otoczków wapieni z kulmu Książa. Fauna and age of limestone pebbles from the Culm of Książ. *Geol. Sudetica*, 3, s. 297-320.
- 1967b: Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów zachodnich. Cambrotrypa (Tabulata) from metamorphic rocks of the Western Sudetes. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, 3, s. 417-427.
- 1968: Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzi. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzi Depression (Middle Sudetes). *Geol. Sudetica* 4, s. 115-218.
- 1974: Mikroflora prekambryjskich wapieni okolic Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). Microflora of Pre-Cambrian limestones of the Duszniki Zdrój region (The Central Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 44/1, s. 65-92.
- 1979: Nowe stanowiska mikroflory w metamorfiku wschodnich okolic Niemczy. New microfloristic localities in metamorphic rocks east of Niemcza. *Materialy Konferencji Terenowej*. Nowa Ruda, s. 62-77.
- 1981a: Problemy stratygrafii metamorfiku Sudetów i bloku przedsudeckiego w świetle nowych badań paleontologicznych. Stratigraphic problems of the metamorphic terra-

- nes of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block in the light of new paleontological studies. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51/1-2, s. 241-247.
- 1981b: The first discovery of Precambrian microflora in paragneisses of the Sowie Góry Mts., Sudetes. *Bull. Acad. Sci. Polon.* 29/2, s. 39-47.
- 1981c: Mikroflora z paragnejsów Gór Sowich (Sudety). Microflora from paragneisses of Sowie Góry Mts, Sudetes. *Geol. Sudetica* 16/2, s. 7-21.
- 1981d: Mikroskamieniałości z metamorfiku wschodnich okolic Niemczy. The microfossils from the metamorphic rock series east of Niemcza, Southwestern Poland. *Geol. Sudetica* 16/2, s. 25-45.
- 1984: Mikroflora z drobnodziarnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie – Sudety). Microflora from fine grained paragneisses of Jugowice vicinity (Sowie Mts, Sudetes). *Geol. Sudetica* 17/1, s. 7-17.
- GUNIA T., WIERZCHOŁOWSKI B., 1979: Mikroproblematyki z paragnejsów Gór Bystrzyckich. Problematical microfossils in the paragneiss of the Bystrzyckie Mts. (Sudetes). *Geol. Sudetica* 14/2, s. 7-24.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1971: Zagadnienie wieku wapieni i fylitów z Małego Bożkowa (Sudety środkowe). On the age of limestones and phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes); *Geol. Sudetica* 5, s. 137-161.
- HAYDUKIEWICZ J., 1979: Stratigraphy of the Zdanów series in the northern part of the Bardo unit on the basis of conodonts. *Geol. Sudetica* 14/2, s. 75-102.
- 1980: Stratygrafia serii zdanowskiej. Stratigraphy of the Zdanów series. Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych. Development of the Bardo structure (Sudetes) on the basis of new stratigraphical data. *Mat. Konf. Terenowej*. Wrocław, s. 47-52.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1960: Uwagi o granulitach z Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej (Góry Sowie). Notes on granulites from vicinity of Zagórze Śląskie and Bystrzyca Górna (Sowie Mts). *Kwart. Geol.* 41/2, s. 291-310.
- KONZALOWA M., 1974: Acritarchs from the Bohemian Precambrian (Upper Proterozoic) and Lower-Middle Cambrian. *Rev. Palaeont. and Palyn.* 18, s. 41-56.
- KOSSMAT F., 1925: Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebrigen Sachsen und der Sudetenländer. *Centralb. Miner. B.*, s. 348-358.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1966: Namur zagłębia noworudzkiego w świetle badań sporowych. Le namurien de bassin de Nowa Ruda a la lumiere des etudes palynologiques. *Geol. Sudetica*, 2, s. 323-382.
- KRYZA R., 1981: Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. The migmatitisation of the gneisses of the Sowie Góry Mts. *Geol. Sudetica*, 16/1, s. 7-100.
- ŁYDKA K., 1963: Petrografia i paleogeografia górnego dewonu synkliny Pogorzaly. Petrography and paleogeography of the Upper Devonian of the Pogorzala syncline (Middle Sudetes). *Arch. Miner.* 24/1, s. 141-223.
- MAITHY P., 1975: Micro-organisms from the Bushimay System (Late Precambrian) of Kanshi, Zaire. *Paleobot.* 22, s. 133-149.
- MALINOWSKA L., 1955: Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Stratigraphy of the Gotlandium of the Bardo Mountains. *Inst. Geol. Biul.* 99, s. 5-66.
- MEISTER E., 1929: *Geol. Karte etc. Blatt Gnadenfrei*, Preuss. Geol. L.A.
- 1932: *Erläuterungen zur geol. Karte etc. Blatt Gnadenfrei*, Preuss. Geol. L.A. s. 7-70.
- 1935: *Geol. Übersichtskarte etc. Blatt Schweidnitz 1: 200 000*, Preuss. Geol. L.A.
- MEISTER E., FISCHER F., 1935: *Geologische Übersichtskarte von Deutschland. 1: 200 000. Blatt Schweidnitz*. Preuss. Geol. Landesanstalt. Berlin.
- MOCZYDŁOWSKA M., 1980: Acritarcha z osadów kambru wiercenia Okuniew IG-1. Acritarcha from the Cambrian of the borehole Okuniew IG-1. *Kwart. Geol.* 24/3, s. 461-487.
- MORAWSKI T., 1973: The Sowie Góry area and its petrological problems. *Revue des problemes geologiques en Basse Silesie. Guide XV Session AZOPRO*, s. 44-57.
- OBERC J., 1957: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów zachodnich i wschodnich. *Acta Geol. Pol.* 7/1, s. 1-27.
- 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Pr. Inst. Geol.* 47, s. 5-80.
- 1972: *Budowa geologiczna Polski*. IV Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe, s. 307.
- OBERC J., GÓRECKA T., 1959: Dolnokarbońska erozja serii górnodewońskich na południowym brzegu gnejsów sowiogórskich, Lower Carboniferous erosion of the Upper Devonian series on Southern margin of Sowie Góry Gneisses. *Kwart. Geol.* 3/1, s. 44-56.
- OBERC J. et al., 1977: The Pre-assyntian and Assyntian (Baikalian) elements in South-Western Poland. [w:] *Geology of Poland*. IV. Tectonics, s. 99-169.
- PACHOLSKA A., 1980: Rozwój brekcji tektonicznych i osadowych dolnego karbonu przy południowej krawędzi bloku sowiogórskiego. Development of tectonic and sedimentary breccias of Lower Carboniferous age at southern margin of the Sowie Góry block, [w:] *Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych etc.* Development of the Bardo structure on the basis of new stratigraphical etc. *Mater. Konf. Terenowej*, Wrocław University Press, s. 61-70.
- PAWLIK S., 1939: Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). *Neues Jb. Min. etc. Beilage B.* 81, s. 23-80.
- POLAŃSKI A., 1955: Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. *Arch. Miner.* 18/2, s. 211-284.
- PORĘBSKA E., 1980: Stratygrafia, litologia i sedymentacja ordowiku, syluru i dewonu dolnego Gór Bardzkich. Stratigraphy, lithology and sedimentation of the Ordovician, Silurian and Lower Devonian in the Góry Bardzkie Mts, [w:] *Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych etc.* Development of the Bardo structure (Sudetes) on the basis of new stratigraphical etc. *Mat. Konf. Terenowej*, Wrocław University Press, s. 23-34.
- PORĘBSKI S., 1981: Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzi (Sudety zachodnie). Świebodzi succession Upper Devonian-Lowest Carboniferous: a prograding mass flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudetica* 16, 1, s. 101-185.
- SACHANBIŃSKI M., 1973: Mineralizacja apatytowa z Bystrzycy Górnej (Sowie Góry). *Prz. Geol.*, 7, s. 401-402.
- SIERGIEJEW A. I., TIMOFIEJEW B. W., SIERGIEJEW A. S., 1974: *Litobiostratigraf czeskaia charakteristika turb-skoj i tierskoj swit*. Akad. Nauk SSSR, Nauka, 24-27.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the

- Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 21/1, s. 67-124.
- SUESS F., 1926: *Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge*. s. 1-268.
- TEISSEYRE A. K., 1971: Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and palaeogeography of the lower Kulm of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica* 5, s. 237-273.
- 1975: Sedimentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western intrasudetic basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica* 9/3, s. 7-113.
- TEISSEYRE H., 1949: Problem kulmu w Sudetach środkowych i próba jego podziału na obszarach na północ od Wałbrzycha. *Spraw. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk*, s. 1-45.
- 1952: Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha. Geological structure of the northern region of Wałbrzych. *Biul. PIG*, 62, s. 5-47.
- 1956: Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna. Świebodzić depression as geological unit. *Biul. Inst. Geol.* 106, s. 5-49.
- 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach środkowych. Sedimentation, paleogeography and tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudetes. *Kwart. Geol.* 2/3, s. 576-591.
- 1963: Siodło Bolków – Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach zachodnich. The Bolków – Wojcieszów anticline as representative Caledonian structure in the Western Sudetes. *Pr. Inst. Geol.* 30, s. 279–290.
- 1975: Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. *Przewodnik XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Swidnica, s. 21-47.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski*, t. 3, z. 1, Sudety, Pol. Tow. Geol., Kraków.
- TELLER L., 1969: The Silurian stratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta Geol. Polon.* 19/3, s. 393-501.
- URBANEK Z., 1978: The significance of devonian conodont faunas for the stratigraphy of epi-metamorphic rocks of northeastern part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudetica*, 13. 1, s. 7-28.
- WAJSPIRYCH B., 1980: Sedymentacja utworów dolnego karbonu w północnej części Gór Bardzkich a problem allochtonizmu. Sedimentation of lower Carboniferous deposits in northern part of the Góry Bardzkie versus allochtonism problem, [w:] *Rozwój struktury bardzkiej w świetle badań stratygraficznych etc.* Development of the Bardo structure (Sudetes) on the basis of new stratigraphical etc. Mat. Konf. Terenowej, Wrocław University Press, s. 76-85.
- WOŁKOWA N. A., GNIŁOWSKAJA M. B. *et al.*, 1979: Paleontologija wierchniedokiembrijskich i kiembrijskich otłóżeńi wostoczno-jewropiejskoj platformy. Akad. Nauk. SSSR, Nauka. 3-192.
- ZINKIEWICZ J., 1973: Wyznaczanie wieku bezwzględne skał metodą rubidowo-strontową. Absolute age determination of rocks by Rb-Sr method. *Prz. Geol.* 5, 251-254.
- ZOUBEK V., 1980: On the recent state of research of the Precambrian in the European Variscides. *Ann. Inst. Geol. et Geoph.* 42, s. 57-99. Bucharest.
- ŻAKOWA H., 1958: Biostratygrafia utworów morskich dolnego karbonu z obszaru Wałbrzycha Miasta na Dolnym Śląsku. Biostratigraphy of the Lower Carboniferous marine deposits of the area of Wałbrzych Miasto (Lower Silesia). *Pr. Inst. Geol.* 19, s. 9-213.
- 1960: Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). Horizon *Goniatites crenistria* from Glinno (Sowie Góry, Sudetes Mts). *Kwart. Geol.* 4/2, s. 349-366.
- 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.* 1/7, s. 73-93.
- 1966: Poziom *Goniatites crenistria* Phill. w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóży Gór Sowich (Sudety Środkowe). Zone *Goniatites crenistria* Phill. in the vicinity of Sokolec and Jugów and the foot of the Sowie Góry Mts. (Central Sudetes) *Pr. Inst. Geol.* t. 43, s. 9-173.
- 1968: Karbon dolny, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, Stratygrafia cz. 1, s. 371-386.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1979: Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes. *Bull. Acad. Sci. Pol.* 26/3-4, s. 191-201.

GEOLOGICAL POSITION OF THE SOWIE GÓRY BLOCK AND ITS INFLUENCE ON THE PALEO GEOGRAPHY OF THE PALEOZOIC OF CENTRAL SUDETES*

Tadeusz GUNIA

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

Summary

ABSTRACT. On the basis of micropaleontological studies a Riphean age of the pre-metamorphic series of the Sowie Góry block has been ascertained. The prior opinions on the age of the gneisses and migmatites of that area have been revised. The opinion is put forward that the processes of folding and metamorphism began subsequently to the Riphean, that is in the Cadomian cycle, and ended during the

Caledonian orogenesis at the turn of Ordovician and Silurian. Radiometric dating from the Sowie Góry area and other places of the "European Variscides zone" have been compiled.

It is ascertained that the influence of the Sowie Góry block on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes began at the time of the Variscan movements.

INTRODUCTION

The problem of geological position of the Sowie Góry gneissic block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes has been discussed in geological literature for decades. During the last thirty years, many petrological, geochemical, stratigraphical and sedimentological studies were done, placing this problem in a new light.

This paper presents a synthesis of the new studies.

According to Cloos (1922) the Sowie Góry gneissic block is a fragment of the Precambrian Czech Massif and was a "resistant mass" during the Caledonian folding. Finckh (1923) assumed a Cambro-Silurian age of the gneisses. Also Kosmat (1925) and Sues (1926) postulated that the Sowie Góry block is a tectonically displaced fragment of the Czech Massif. Bederke (1929, 1934) considered the position of the Sowie Góry gneisses as autochthonous and assumed that the limits of the block were outlined by Variscan faults (Fig. 1). That author identified occurrences of pebbles of the gneisses within the Upper Devonian conglomerates of the Świebodzice Depression (Fig. 2) as well as in the Visean breccias and conglomerates near the SW border of the gneissic block (Fig. 3). He also pointed out that the gneissic material is lacking in the Silurian of that area. In the east — according to that author — the gneisses, along a dislocation, border upon a series of metamorphic schists of the so-called "folded

graben of Niemcza". Bederke considered the age of these schists as Silurian.

In later papers (H. Teisseyre *et al.* 1957) the view was taken that during the Caledonian folding the gneissic block was a "rigid mass" surrounded by Caledonian structures. According to A. K. Teisseyre (1975), the faults which are the limits of the Sowie Góry block follow abyssal fissures deep-seated in the earth crust.

Oberc (1975), similarly to Cloos (1922) and Fischer (1936), assumes that the gneissic block constituted an "intermontane resistant mass" and was overlaid with metamorphic schists analogous to those which occur at the eastern border (Fig. 4).

In a later paper Oberc (1966) considered the Sowie Góry block to be a fragment of orogen older than Proterozoic, but in his latest work (Oberc *et al.* 1977) he regarded it as a Moldanubian tectogene surrounded by three branches of Early Assynthian structures.

Long studies of Grocholski (1961, 1964, 1966, 1967) Grocholski and Majerowicz and (1975) have evidenced two trends of fold structures of different age within the Sowie Góry gneisses. The older trend would be related to the Sveko-karelian orogeny. According to this author, the marginal faults of the block were to be of Caledonian origin.

ROCK SERIES OF THE SOWIE GÓRY BLOCK

The Sowie Góry gneissic block consists of monotonous series of paragneisses and migmatites with minor intercalations of amphibolites, granulites, serpentinites and crystalline limestones (Table 2). They are discordantly overlaid with preserved in grabens Middle and partly Upper Visean sediments which contain marine fauna (Żakowa 1960, 1963, 1966), and locally also with deposits of the lowest Namurian (Grocholski 1961, 1967) as well as small bodies of gabbro and

diabases. Among the paragneisses and migmatites many different textural and structural varieties have been distinguished (Smulikowski 1952; Polański 1955; Kryza 1981). The amphibolites have been divided into ortho- and paraamphibolites (Smulikowski 1952; Polański 1955; Morawski 1973). Moreover, paraganulites were distinguished (Juskowiak and Ryka 1960; Kryza 1981).

* The work completed under MR I-16 Programm of Polish Academy of Sciences and 22 IGCP Programm (UNESCO).

AN ATTEMPT OF RECONSTRUCTION OF THE PRE-METAMORPHIC SERIES

On the basis of petrological and geochemical studies, some attempts have been made to reconstruct the protoliths of the Sowie Góry rocks (Smulikowski 1952; Polański 1955; Juskowiak and Ryka 1960; Morawski 1973; and Kryza 1981). The view is generally taken by the authors cited that the gneisses and migmatites have originated from series of clayey-sandy deposits, graywackes and arkoses.

The initial flysch-type sedimentary series were deficient in carbonates. They contained small sills and dykes of gabbro, peridotites, picrites and other ultramafic rocks and associated tuffs. From these rocks, two generations of serpentinites, as well as ortho- and paraamphibolites and granulites originated. The gneisses and migmatites are accompanied with two generations of pegmatites.

THE PROBLEM OF THE AGE OF THE PRE-METAMORPHIC SERIES

The question of the age of the initial series has not been considered as yet as an individual problem. The age of the gneisses was commonly assumed in papers but there was diversity of opinion. Smulikowski (1952), Polański (1955), H. Teisseyre *et al.* (1957), and Grocholski (1967) considered the age of the gneisses and migmatites as Archaean or Proterozoic. Also Oberc (1957, 1966) initially regarded the gneisses of the Sowie Góry block as Archaean, but in his later paper (Oberc *et al.* 1977) he defined these rocks as Early Proterozoic and distinguished a separate structural "horizon of the Sowie Góry" related to the Karelides. Some indirect data concerning the age of the Sowie Góry gneisses were obtained during stratigraphical studies in the area adjacent to this structural unit (Figs. 1-5). Lately, micropaleontological studies of the paragneisses have been undertaken. At two localities have been recognized in the paragneisses assemblages of *Acritarcha*, *Cyanophyta* and problematic structures (Gunia 1981a, 1981b, 1984) earlier known from the Riphean of Eastern Europe, Africa and India. Basing on these results, it is assumed that at least a part of the initial sedimentary series, from which the paragneisses originated, can be referred to as Riphean. The studies are continued in other localities of the paragneisses (Table 2).

THE PROBLEM OF STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SOWIE GÓRY BLOCK

The opinion is commonly taken that the process of metamorphism and folding was multi-stage, but the location of that event in the chronostratigraphic scale is still a matter of debate. According to Smulikowski (1952), Polański (1955), and Kryza (1981) the initial miogeosynclinal flyschoid deposits were buried into the granulite zone during progressive metamorphism, and then, at the time of retrogressive metamorphism, they were uplifted to the hypergenetic zone. The earliest stage of the metamorphism is evidenced with only relict mineral parageneses (Morawski 1973; Kryza 1981).

In the opinion of Grocholski (1967) and Grocholski and Majerowicz (1975), in the area of the Sowie Góry gneissic block can be distinguished at least three clearly separated in time stages of folding. The first could be connected with the Svekokarelian orogeny. A few years later Żelazniewicz (1979) recognized six folding stages, but did not suggest what orogeneses they could be related to.

Not shaking the methods being applied in structural studies of polymetamorphic series, the problem of the age of folding and metamorphism in the Sowie Góry gneisses should be determined more accurately in the light of the recent stratigraphical data which were unknown to the authors cited. On the basis of micropaleontological studies the age of initial sediments should be referred to as Riphean (probably Upper). Folding and metamorphic processes began after sedimentation of the flyschoid Riphean series and most likely were connected with the Cadomian orogeny. It has also been proved that the metamorphic processes are of polycyclic nature. Unfortunately, we are not able to ascertain which of the three phases (Table 1): Cadomian I – Riphean/Vendian, Cadomian II – Vendian/Cambrian or Cadomian III – Lower/Middle Cambrian, of this orogenesis was of the greatest importance for those processes. In that case, only hypothetic interpretation can be assumed. If we consider as justified the opinion of Fischer (1936) and Oberc (1957) about existence of the metamorphic schist cover over the gneisses, the relics of which could be observed near the eastern margin of the Sowie Góry gneisses, and the micropaleontological age of which is ascertained as Upper Vendian and maybe Lowest Cambrian (Gunia 1981a), then we should assume that the folding and metamorphism took place after sedimentation of the Vendian. Was there any discordance between the Vendian and Riphean deposits or continuous sedimentation from the Riphean till the Upper Vendian, and only Cadomian phase II brought about folding and metamorphism of both the series: Riphean in a deeper (granulite) zone, and Vendian – in a shallower (amphibolite) zone? It is not easy to answer that question univocally.

Similarly, we do not know the processes which the rock series were affected by in the chronostratigraphic interval of the Vendian-Silurian. The Silurian deposits lack any detrital gneissic material. Probably, the gneissic block of the Sowie Góry was still deeply sunken and was not eroded at that time. Processes of erosion of the Sowie Góry gneisses and migmatites have been recognized not till the Upper Devonian deposits of the Świebodzice Depression (Fig. 2; Bederke 1929; Pawlik 1939; Gunia 1967a, 1968; Lydka 1963; and Porębski 1981).

In this case, one can overestimate the value of isotopic dating in the Sowie Góry area (Depciuch *et al.* 1980) because the data on polymetamorphic rocks could be results related either to isotopic homogenization processes antecedent to the latest recrystallization, to the latest recrystallization itself or the period of time when minerals pass down the temperatures of closing their structures for the escape of argon at the time of cooling. Furthermore, the results could be the so-called "mixed ages", that is originally old and subsequently reduced dates. Some authors also use the term of "the latest heating" of the rocks studied.

Using the K-Ar method, Depciuch *et al.* (1980) have estimated the ages of a hornblende from amphibolite and biotites from biotite-pegmatites at 653-665 Ma (Riphean/Vendian) and the ages of biotites from paragneisses and migmatites and muscovites from muscovite-pegmatites at 498-426 Ma, with the maximum frequency in the range of 460-420 Ma (Ordovician/Silurian). Zinkiewicz (1973) has made a single whole-rock measurement of the Rb-Sr age of a Sowie Góry migmatite and obtained a 623 Ma date (Vendian). Significant appear the results which suggest – according to the authors cited – that the latest "thermal" events in the Sowie Góry ended at the turn of Ordovician/Silurian.

The results of radiometric dating from the Sowie Góry

are comparable to results on metamorphic rocks from other areas of the European Variscides. According to Zoubek (1980), the following isotopic age data are known from the near situated area of Czechoslovakia: spilites from Pílno – 660 Ma, amphibolites from Tepla – 550 Ma, cordierite-gneisses from the Czech Massif – 440+117 Ma. From the Austrian part of the Czech Massif the isotopic ages of granulites are known (Arnold and Schabert 1973). The isochrone age of massive granulites is estimated as 459+11 Ma, layered granulites – 431+35 Ma, and the isotopic age of biotites of the granulites – 299-277 Ma. According to these authors, metamorphism in the granulite zone fall to the Ordovician/Silurian turn, while the age of the biotites could be related to consolidation at the end of the Variscan orogeny. The lowest age of the initial rocks from which the granulites originated could fall within the time period of the Precambrian-Cambrian. Arnold and Schabert also cite radiometric ages for granulites of the Czech part of Moldanubicum, where the ages of biotites yield 260-300 Ma, as well as isotopic results for biotites from orthogneisses of the Bavarian part of Moldanubicum which equal to 320-440 Ma. In the latter area, Grauert *et al.* (1974) have determined the age of detrital zircons and monazites from metaquartzites within gneisses and migmatites and obtained a date of 2000-2300 Ma, but the maximum age of the sedimentary rocks which these zircons got into, was estimated by the authors at 550 Ma (Lower Cambrian) and the age of metamorphism of the whole series – at 471+10 Ma (Ordovician). The isotopic age of migmatization has been ascertained as maximum 318-335 Ma and minimum 309-312 Ma, and these dates are related to the latest movements of the Variscan orogeny.

Behr (1978) has compiled and interpreted isotopic ages of granulites from certain areas of Europe, including the radiometric dates for granulites from Saxony: 452±36 Ma – for migmatitic homogenization, and 369+14 Ma – for granulitization. The radiometric age of granulites from the Erzgebirge is ascertained as 415±30 Ma and from the Wogezien – as 526±71 Ma and 415±30 Ma. On the basis of isotopic dating, Behr comes to the conclusion that the granulites of Central Europe originated in the Ordovician. In the map enclosed, he marked also the Sowie Góry granulites which still lack isotopic dating.

Among others, the isotopic ages of two generations of orthogneisses in the Massif Central have been obtained (Burgh and Matte 1978): 550 Ma (Lower Cambrian) and 450 Ma (Ordovician).

Radiometric data from the Armorican Massif are cited by Zoubek (1980). The isotopic age of some volcanics from that area was estimated at 634-627 Ma, and isotopic dates for other metamorphic rocks from that massif fall within the interval of 472-433 Ma. From the quoted isotopic dating in the Precambrian metamorphic series of the Central-European Variscides zone, it follows that there dominates the age interval of the Ordovician-Silurian. Not numerous are both the earlier and the later ages, the latter connected with the Variscan orogeny. The isotopic ages from the Sowie Góry fall also within the same group of ages known from other areas of Central Europe and it suggests that the latest thermal events ended at the Ordovician-Silurian turn. On the other hand, there are no isotopic ages there which point out thermal processes connected with the Variscan orogeny.

During the Variscan orogenesis, the Sowie Góry block was already stiffened and affected by discontinuous deformations.

THE INFLUENCE OF THE SOWIE GÓRY BLOCK ON THE PALEOGEOGRAPHY OF THE PALEOZOIC OF ADJACENT AREAS

A clear influence of the Sowie Góry block on the paleogeography of the Paleozoic of adjacent areas was in evidence during the Upper Devonian and Lower Carboniferous. At the beginning of the Upper Devonian, the NW part of the block (Fig. 2) was lowered and there took place sedimentation of the Lower and Middle Frasnian deposits (Table 3). As early as the Upper Frasnian and Lower Famennian that part of the block was uplifted along a fault and took place intense erosion of the Lower and Middle Frasnian deposits (Gunią 1962, 1967, 1968) and gneisses and migmatites as well. That material in the form of pebbles, together with a material from other areas (Łydka 1963) was transported into the Upper Devonian sedimentary basin of the Świebodzice Depression (Fig. 2; H. Teisseyre 1956; H. Teisseyre *et al.* 1957; Gunią 1968; Porębski 1981). The sedimentological studies of the Devonian deposits (Porębski 1981) have evidenced a pulsating character of uplifting and lowering movements of the pre-Sowie Góry block along dislocation lines.

Analogously, in the SW part of the Sowie Góry block (Fig. 3) the Famennian and Lower Tournaisian sediments were deposited (Oberc, Górecka 1959), but as early as the Viséan this area was elevated along a dislocation and then the Famennian and Tournaisian deposits underwent erosion. Along dislocation lines, developed syntectonic gneissic breccias, conglomerates, limestones, and flysch at the top (Table 3; Bederke 1929; Oberc 1957; Oberc and Górecka 1959; Pacholska 1980; Wajsprych 1980). At the same time, another part of the Sowie Góry block was lowered and directly over the gneisses (Fig. 1) detrital and clayey deposits of the Viséan accumulated (Żakowa 1963).

At the beginning of the Upper Viséan, the Sowie Góry block area was elevated. There was a break of sedimentation in the Viséan deposits and subsequently those deposits were eroded and transported westward into the adjacent Intra-sudetic Basin (Table 4). Erosion and transportation of the material from the gneissic area of the Sowie Góry were remarkable also in the Namurian and Westfalian (Dziedzic 1971).

At the eastern margin of the Sowie Góry gneisses (Fig. 5), along a complex dislocation zone, occur metamorphic schists, serpentinites, amphibolites, and locally quartzites and quartzitic-graphitic schists, crystalline limestones, and calc-silicate rocks (Table 4; Fischer 1936; Barsch, Finckh 1924, 1925; and Meister 1929; Bederke 1929, 1931; Teisseyre *et al.* 1957; Oberc 1972). In a regional tectonic division this zone has been named as the "Kamieniec-Niemcza metamorphic zone", and a part of the zone is also known either as the "graben" or lineament of Niemcza. The studies of Dziedzicowa (1961, 1966 and 1979) have cleared up the problem of petrogenesis and structural evolution of these metamorphic series. The micropaleontological studies of the present author have allowed an estimation of their age as Vendian/Lower Cambrian (Gunią 1979, 1981). But the problem whether the series are really a fragment of a metamorphic cover of the Sowie Góry gneisses, as it was suggested by Fischer (1936) and Oberc (1957), is not explained as yet.