

Józef OBERC

Repery tektonicznego rozwoju prekambru Dolnego Śląska

Celem artykułu jest przeprowadzenie dyskusji z poglądami H. Teisseyre'a *. Autor ten poddaje krytyce moje poglądy oraz wyraża pewne własne koncepcje. Można je ująć razem w następujących punktach:

1. Wnioski stratygraficzne oparte na facji mineralnej, a także wiek deformacji oparty na tego rodzaju stratygrafii są metodycznie błędne (*l. cit.*, p. 750).

2. Brak dowodów na prekambryjski wiek serpentynitów i gabr w sąsiedztwie gnejsów sowiogórskich (*l. cit.*, p. 750).

3. Duże struktury rejonu Łądka i Śnieżnika, Gór Bystrzyckich i Orlickich są związane z górnym kaledonikiem i rozwijały się dalej w warycyku, zwłaszcza starszym. Nie wyklucza to możliwości stwierdzenia deformacji młodo- lub staroassyntyjskiej (*l. cit.*, p. 758).

4. Rozgraniczenie prekambru i paleozoiku strefy Niemczy i metamorfiku strzebińskiego jest raczej umowne. Interpretacje stratygraficzne nie wyszły tu poza ramy dyskusji (*l. cit.*, p. 760).

5. Deformacja główna w krystalniku strzebińskim jest wspólna dla serii prekambru i dewonu (*l. cit.*, p. 761).

6. Zaliczanie do eokambru szarych filitów na granicy gnejsów izerkich i Gór Kaczawskich. Zespół łupkowo-filitowy należy do najgłębszej jednostki południowego pnia Gór Kaczawskich, tj. jednostki Pilchowic (*l. cit.*, p. 762).

7. Główna deformacja paleozoiku kaczawskiego jest wspólna zarówno dla łupków radzimowickich i innych utworów eokambru, jak i dla niższej części paleozoiku (*l. cit.*, p. 763).

8. Przejście do porządku dziennego nad koncepcją o proterozoicznym wieku niektórych serii skalnych na wschodnim przedłużeniu struktury tektonicznej Gór Kaczawskich (*l. cit.*, p. 764).

9. Nad assyntyjską serią kowarską leżą zgodnie utwory sylurskie oddzielone pierwotnie powierzchnią dyskordancji (*l. cit.*, p. 765).

10. Główna lineacja we wschodnich Karkonoszach składa się z podobnych elementów strukturalnych jak zespół B1 w Górach Kaczawskich.

* *Prekambur w polskiej części Sudetów*, Kwartalnik Geologiczny, 1968, t. 12, p. 749—775.

Równoległość obu zespołów pozwala uznać je za równowiekowe, podobnie jak główne fałdowanie obu serii jest najprawdopodobniej wieku schyłkowo kaledońskiego. Dotyczy to również serii karkonoskiej, prawdopodobnie assyntyjskiej (*l. cit.*, p. 765—766).

11. Gnejsy izerskie tworzą zespół poligeniczny powstały w rezultacie granityzacji starszej serii suprakrystalnej, jak również granitowych ciał intruzyjnych pochodzenia magmowego (*l. cit.*, p. 766).

12. Zagadnienie pochodzenia materiału w zlepieńcach górnego ordowiku południowych Karkonoszy wymaga dalszych wyjaśnień (*l. cit.*, p. 767).

13. Kontakt gnejsów izerskich z łupkami brzeżnych struktur kaczawskich może być intruzyjny. Łupki przylegające do gnejsów izerskich od północy należą prawdopodobnie do eokambru i kambru, ponieważ zawierają soczewki wapieni lub graniczą ku górze z tymi wapieniami. Zespół skał izerskich i kaczawskich tworzy raczej jedną serię suprakrystalną. Prekambrzyjska część tej serii przypada głównie na region izerski, młodsza — kambro-syliurska — dominuje w Górach Kaczawskich (*l. cit.*, p. 767—768).

14. Główna deformacja w Górach Kaczawskich i w regionie izerskim była równoczesna i wystąpiła prawdopodobnie pod koniec kaledońskiej epoki fałdowania (*l. cit.*, p. 769).

15. Symbole B1, B2, B3 są stosowane nawet w odniesieniu do różnowiekowych stref fałdowań.

16. Sprawa ruchów młodosaaksońskich (*l. cit.*, p. 764).

Wymienione zagadnienia, które zostaną naświetlone w niniejszej pracy, dotyczą ważnych elementów ewolucji geologicznej Sudetów we wcześniejszych etapach ich rozwoju.

UWAGI OGÓLNE

Zasadniczym zagadnieniem dla poznania rozwoju geologicznego Sudetów w prekambrze i paleozoiku jest wydzielenie cykli sedymentacyjno-diastraficznych. Zgodnie z ogólnie przyjętą dla obszarów geosynklynalnych regułą, poszczególne okresy sedymentacji kończyły się fałdowaniami, po których następowała erozja, a ta dostarczała materiału nowo powstałym zbiornikom.

Obszar polskich Sudetów łącznie z blokiem przedsudeckim jest niewielki. Nic więc dziwnego, że poszczególne wielkie struktury geologiczne — zwłaszcza powstałe przed kambrem — sięgają znacznie poza ten obszar. Przy analizie konieczne jest częste korzystanie z faktów stwierdzonych poza granicami naszego kraju.

Wyczerpująca analiza prekambru i paleozoiku (po dewon włącznie, gdyż zjawiska o takiej rozpiętości czasu są omawiane w interesującej nas pracy H. Teisseyre'a) obszaru tego typu jak Sudety powinna jako najważniejsze uwzględniać następujące elementy:

1. Przeanalizowanie zjawisk sedymentacji i diastrafizmu we wszystkich okresach po górną granicę czasu geologicznego, który nas interesuje. W danym przypadku chodzi o archaik, proterozoik, eokambr, kambr, ordowik, sylur i dewon. Pomijanie istotnych zagadnień eokambru — tego newralgicznego okresu dla krystaliniku Sudetów — obniża w dużym

Tabela cykli sedimentacyjno-diastroficznych prekambru i starszego paleozoiku Dolnego Śląska

Tabela 1

Cykl	Sedymencja	Pochodzenie materiału (erozja)	Wiek fałdowania metamorfozy regionalnej	Kierunki fałdów w czasie głównego fałdowania	Podstawa wydzielenia cyklu
starowaryscyjski w strukturze wschodnio-sudeckiej	dewon dolny, środkowy	erozja tektogenu staroassyntyjskiego i gnejsów sówiogórskich	prawdopodobnie wczesnobretoński — schyłek dewonu środkowego	SW—NE	warstwy andelohorskie nie biorą udziału w budowie tych fałdów i mają inne kierunki fałdów; najmłodsze skały biorące udział w budowie fałdów to prawdopodobnie środkowy dewon
kaledońsko-starowaryscyjski w Zachodnich Sudetach	kambr-dewon środkowy w Zachodnich Sudetach, kambr—karbon dolny na Łużycach	z erozji tektogenu staroassyntyjskiego i młodoassyntyjskiego	prawdopodobnie wczesnobretoński, na Łużycach sudecki	WNW — ESE do W — E	seria leży na zerodowanych głęboko partiach tektogenu staro- i młodoassyntyjskiego
młodoassyntyjski	eokambr typu Łużyc i Saksonii	erozja wyższych a może i głębszych partii tektogenu staroassyntyjskiego	młodoassyntyjski (schyłek prekambru)	w przybliżeniu W — E (lokalnie silna przebudowa tektogenu staroassyntyjskiego)	zakończenie ruchów młodoassyntyjskich przed osadzeniem dolnego kambru na Łużycach, a środkowego kambru w środkowych Czechach
staroassyntyjski	proterozoik	nie wyjaśnione	staroassyntyjski (schyłek proterozoiku)	N — S na południu, SE — NW w gałęzi orlicko-izerskiej i na północy, SW — NE w gałęzi śnieżnickiej (wschodniej)	gotowy, a nawet zgradowany tektogen staroassyntyjski stanowi podłoże serii eokambrzyjskiej
moldanubski	starszy proterozoik	nie wyjaśnione	moldanubski (schyłek starszego proterozoiku)	NW — SE; w N i E części bloku sówiogórskiego kierunki zmienne, związane z późn. przebud.	gotowa struktura tektoniczna bloku sówiogórskiego wciągnięta w budowę assyntyjską

stopniu wartość jakiegokolwiek syntezy geologicznej tych terenów. Na eokambr, zgodnie z poglądami licznych autorów (m.in. K. Pietsch, 1962, p. 169; Tectonický vyvoj Československa, 1961, p. 103; G. Hirschmann, 1966, p. 23; J. Oberc, 1965, p. 298; G. Schwab, 1962, p. 10; G. Möbus, 1964, p. 12), przypada tworzenie się tzw. szarogłazów łużyckich. Jak wynika z dotychczasowych moich prac (J. Oberc, 1960b, p. 316, 1966b, p. 6) i innych geologów, istnieją podstawy do wydzielenia w starszych etapach rozwoju geotektonicznego Dolnego Śląska cykliów sedymentacyjno-diastroficznych, które przedstawiono w tab. 1.

2. Wiek utworów geologicznych określony na podstawie skamieniałości możemy ustalić tylko dla paleozoiku, i to na tych obszarach, gdzie nie jest on intensywnie przeobrażony. W Sudetach chodzi dotychczas praktycznie o kambr (wapienie wojcieszowskie), pstre łupki ilaste na Łużycach, sylur (łupki graptolitowe, wapienie z koralami w Bożkowie; T. Gunia, I. Wojciechowska, 1964, p. 263) i dewon dolny, w którego obrębie skamieniałości znane są tylko z obszaru CSRS — w strefie Vrbna i dalej ku wschodowi w Niskym Jeseniku. W środkowodewońskich warstwach z Wilczy znana jest jedynie flora psylofitowa, a w dewonie strefy śtrombersko-hornobenešovskiej — bogata fauna środkowego dewonu. Domaganie się dowodów paleontologicznych na potwierdzenie wieku prekambryjskiego przy obecnym stanie badań nic nie pomoże, gdyż utwory te — z wyjątkiem szarogłazów łużyckich — są naprawdę silnie przeobrażone. Wiadomo też, że określenie wieku bezwzględnego skał po proterozoik włącznie nie dało dotychczas w warunkach sudeckich rezultatów zgodnych z danymi geologicznymi.

3. Duże znaczenie dla odróżnienia różnowiekowych tektogenów ma obecność oddzielających je luk stratygraficznych. W strefach silnych wieloetapowych ruchów skorupy ziemskiej, do jakich należy teren Dolnego Śląska do czasu fałdowań waryscyjskich włącznie, przyczyną powstania tych luk mogą być przede wszystkim ruchy fałdowe młodsze od serii skalnej leżącej niżej, a starsze od serii leżącej powyżej powierzchni niezgodności. Często w odsłonięciach, kiedy brak jest fauny oraz kąta niezgodności, lub kiedy kąt ten jest niewielki, trudno udowodnić jest niezbieżność istnienia luki stratygraficznej. W takich przypadkach należy uwzględnić stosunki regionalne. Z drugiej strony — ustalenie luk jest utrudnione wskutek tego, że kolejne ruchy po luce i osadzeniu serii leżącej wyżej zacierają powierzchnię niezgodności, a im większa jest amplituda przemieszczeń i mniejsza kompetencja utworów oddzielonych luką, tym bardziej upodobniona jest tektonika obu serii.

Jeszcze trudniej jest odróżnić lukę i określić przynależność obydwu serii oddzielonych pierwotnie luką do dwóch tektogenów, kiedy młodsze ruchy spowodują metamorfozę, a skały oddzielające lukę ulegają rekryształizacji. W tych przypadkach zagadnienie wyjaśnić mogą jedynie drobiazgowo badania petrograficzne, przeprowadzone przez badacza rozumiejącego problematykę geologiczną terenu. Mezoskopowe badania strukturalne w odsłonięciach nie zawsze prowadzą do osiągnięcia właściwych wyników. Przykładem niezrozumienia tych ważnych problemów jest ciągle powracanie do zagadnienia zgodności między skałami proterozoiku i starszego paleozoiku tam, gdzie graniczą serie łupkowe obu formacji, np. w południowych Karkonoszach, w strefie granicznej protero-

zoiku izerskiego i paleozoiku kaczawskiego, w krystaliniku doliny Ścinawki, w Sudetach Wschodnich (J. Oberc, 1960a) itp. Mimo że w odsłonięciach stwierdza się zgodność geometryczną między obu seriami, to między nimi zaznacza się niezgodność czasowa, czyli luka obejmująca eokambr, a w wielu przypadkach dodatkowo i kambr. Są to więc typowe przypadki penakordancji z powodu metamorfozy, niezmiernie trudne do udowodnienia nawet w odsłonięciach. Do najważniejszych luk w obrębie krystaliniku Dolnego Śląska należy zaliczyć:

a. Lukę obejmującą eokambr i kambr w południowych i wschodnich Karkonoszach,

b. Lukę obejmującą eokambr między krystalinikiem izerskim a starszym paleozoikiem kaczawskim na wschodzie,

c. Lukę obejmującą eokambr, a może i kambr, między starszym paleozoikiem na bloku przedsudeckim a krystalinikiem Imbramowic,

d. Lukę obejmującą eokambr po niższe ogniwa dolnego dewonu (włącznie) w strukturze wschodniosudeckiej. Zaliczenie serii velkovrbenskiej do syluru (P. Květoň, 1951, p. 316) nie ma uzasadnienia, gdyż seria ta, lokalnie bogata w skały grafitonosne, nie różni się poza tym wykształceniem litologicznym i rozwojem geostrukturalnym od serii proterozoicznej, która zawiera podobne skały.

Luka między seriami moldanubską a staroassyntyjską z braku tzw. profilu normalnego w tak starych seriach nie może być określona z punktu widzenia czasowego, lecz jedynie na zasadach geostrukturalnych.

4. W badaniach produktów sedymentacji niezwykle ważną wagę mają otoczaki skał starszych, zwłaszcza o ile potrafimy je nawiązać do znanych utworów geologicznych. Pomijanie, niedostateczne ich docenianie lub nieprawidłowa ich interpretacja obniża wartość jakiegokolwiek syntezy. Ze znanych dotychczas faktów dwa przypadki mają dla starszej formacji struktury sudeckiej wyjątkową wartość. Pierwszy z nich to otoczaki skał krystalicznych, jak leukogranit izerski, granit rumburski, kwarcyty turmalinowe i inne odkryte przez J. Chaloupský'ego (1963, p. 172) w południowych czeskich Karkonoszach. We wcześniejszej swej pracy J. Chaloupský (1958, p. 199) wspomina o okruchach niebieskiego kwarcu, typowego dla granitu rumburskiego, stwierdzonych w skałach ordowiku. Wymienione otoczaki i okruchy stanowią więc zespół skał występujący w krystaliniku izerskim oraz częściowo we wschodnich Karkonoszach. Brak w tym składzie otoczków gnejsów izerskich, nawiasem mówiąc od dawna nie uznawanych za skały intruzyjne, podkreślany przez H. Teisseyre'a (1968, p. 767), nie ma większego znaczenia dla wyjaśnienia sprawy pochodzenia tego materiału, gdyż materiał badanych otoczków mógł pochodzić z erozji zboczy zbudowanych z wymienionych skał i być przynoszony na miejsce depozycji. Gnejsy izerskie nie dostarczały w dotychczas zbadanych punktach materiału grubszego lub materiał ten nie dochodził do tych miejsc. Uwaga, że leukogranity w otoczkach zawierają znacznie więcej żelaza i magnezu, nie jest istotna, gdyż z jednej strony — różny jest stopień leukokratyzacji materiału przy powstawaniu leukogranitów z gnejsów izerskich, z drugiej zaś — brak dotychczas dostatecznych regionalnych badań leukogranitów po obu stronach granicy państwowej. Nie ma więc materiałów porównawczych. Wyciąganie natomiast wniosków z cech sedymentologicznych metalokonglomeratów może być dla nas

tylko pobożnym życzeniem, gdyż przy deformacji zlepieńców otoczaki doznają deformacji i przemieszczeń dyferencjalnych względem siebie i masy wypełniającej, przy których zatracają pierwotne cechy sedimentologiczne. Nade wszystko jednak, jeśli nie chcemy zgodzić się z izerskim pochodzeniem otczaków w zlepieńcach ordowiku południowych Karkonoszy, musimy podać dowody lub przynajmniej sugestie skąd pochodzą.

Leukogranity izerskie i granity rumburskie zgodnie z wynikami moich badań (J. Oberc, 1961, p. 150) są najmłodszym ogniwem przedwarwyscyjskich przeobrażeń w regionie izerskim. Na fakt ten zwracam na tym miejscu uwagę, gdyż skorzystamy z niego przy omawianiu poglądów H. Teisseyre'a (1968, p. 768) na równoczesność głównej deformacji w regionie izerskim i w Górach Kaczawskich.

Jeśli więc skały występujące w otczakach ordowiku w południowych Karkonoszach powstały wg ustalonego następstwa (metamorfoza parakinematyczna osadów do łupków łyszczkowych, granityzacja parakinematyczna — powstanie gnejsów izerskich, homogenizacja i związana z nią granityzacja postkinematyczna — powstanie granitów rumburskich i leukogranitów izerskich), to osadzenie zlepieńców ordowiku w południowych Karkonoszach i skał detrytycznych po drugiej stronie bloku izerskiego w Górach Kaczawskich poprzedziło powstanie tektogenu (staroassyntyjskiego) na obszarze izerskim i jego głęboka erozja. Dostarczała ona też w starszym paleozoiku okruchów skaleni tego typu jak w krystalniku izerskim i w masywie Wądroża Wlk., o czym wiemy już z badań E. Brüll'a (1942, p. 8). Erozja wyższych, tj. osadowych i epimetamorficznych partii tego tektogenu trwała już w czasie sedymentacji szarogłazów łuzyczkich, o czym jeszcze będzie mowa.

Erozja, która dotarła do skał tworzących się przy fałdowaniu na głębokościach rzędu 15 km, nie mogła być oczywiście zjawiskiem lokalnym, lecz objęła zapewne nie tylko Dolny Śląsk, choć nie wszędzie osiągnęła takie głębokości. Prawdopodobnie w czasie eokambru i kambru głębokiej erozji uległy wszystkie krystalniki Dolnego Śląska i wielu innych odcinków Masywu Czeskiego.

Przedstawiony materiał pozwala uznać wniosek o równoczesności głównego fałdowania na obszarze izerskim i w Górach Kaczawskich po prostu za błędny, bo nie uzasadniony znanymi faktami, lecz z nimi sprzeczny.

Drugim punktem występowania otczaków, ważnym tym razem dla serii dewońskiej, są okolice Kuropatnika na obszarze Wzgórz Strzelińskich. Występują one u podstawy leżących na proterozoicznych gnejsach strzelińskich warstw z Jęglowej, które zaliczyłem do dewonu dolnego i środkowego (J. Oberc, 1966c, p. 67). Skamieniałości w utworach o podobnej pozycji względem podłoża znajdują się dopiero w warstwach z Vrbna na wschodnim zboczu Hrubego Jesenika. Mają one cechy fauny dolnodewońskiej.

Otczaki okolicy Kuropatnika badane były przez K. H. Scheumanna (1936, 1937), który stwierdził tu detrytus granitowy, otczaki granitów, okruchy łupków łyszczkowych, otczaki mylonitu i kwarcytów grafitowych, kwarc częściowo pegmatytowy, częściowo żyłowy, kwarcyty, łupki kwarcowo-muskowitowe, łupki z serycytem, biotytem, grafitem i ziarnami kruszców, łupki kwarcytowo-grafitowe, amfibolity, gnejsy.

Zespół skał stwierdzony w otoczkach warstw z Jegłowej, których materiał sypany był od zachodu lub północnego zachodu (J. Oberc, 1966c, p. 64), reprezentuje skały proterozoiczne typu Wzgórz Strzelińskich, a więc tego typu, które występują w podłożu warstw z Jegłowej. Są to skały tektogenu staroassyntyjskiego, tworzące się przy fałdowaniach na głębokości rzędu kilkunastu kilometrów według następującego schematu: osad ilasto-piaszczysty — łupek łuszczkowy — gnejs — granit (przedewoński — prekambryjski). Tektogen ten przed osadzeniem dolnego dewonu był zerodowany głęboko, bo po strefę gnejsów, podobnie jak krystalinik izerski w czasie sedimentacji ordowiku południowych Karconoszy. Na tej powierzchni erozyjnej osadziły się warstwy z Jegłowej, które zostały później silnie przełańdowane z podłożem proterozoicznym i przeobrażone w czasie ruchów wczesnobretońskich (J. Oberc, 1966c, p. 65).

Fakty te nie potwierdzają wniosku zawartego w pracy H. Teisseyre'a (1968, p. 761), że deformacja główna w krystaliniku strzelińskim jest wspólna dla serii prekambru i dewonu. W rzeczywistości miały tam miejsce dwa główne fałdowania, a to staroassyntyjskie i fałdowanie uznawane za wczesnobretońskie. To ostatnie spowodowało epimetamorfozę warstw z Jegłowej. Miejscami warstwy te zawierają nawet minerały typowe już dla facji amfibolitowej.

5. W pracach swych dotyczących serii skalnych nie udokumentowanych paleontologicznie — w szczególności prekambru, gdzie niełatwo o dokumentację tego typu i niektórych ogniw starszego paleozoiku — kierowałem się od początku swoich badań ogólnie w geologii przyjętą zasadą, że utwory identycznie lub w bardzo podobny sposób jako seria skalna wykształcone na różnych terenach są równowiekowe. Znalazszy dostateczne dowody na wiek jednego z tego rodzaju wystąpień przypisuje się analogiczny wiek drugiemu z nich, a nawet większej ich ilości — w tym przypadku krystaliników dolnośląskich. Stąd uznanie przez jakiegoś badacza podobnie wykształconych serii za równowiekowe jest przeto w zupełności usprawiedliwione. Jeśli procesy geologiczne doprowadzą do konwergencji — podobnego wykształcenia serii różnowiekowych — należy poprzeć to odpowiednimi dowodami.

Krystalinik wieku proterozoicznego o najszerszym rozprzestrzenieniu pojawia się na wielu terenach w formie różnej wielkości wystąpień, które pod młodszymi jednostkami łączą się w jedną całość. Główne fałdowanie występującej dziś na powierzchni serii geosynklinalnej, przez której przeobrażenia powstał krystalinik proterozoiczny, odbywało się na głębokościach rzędu 10÷20 km, tj. takich, jakie przyjmuje się dla skał facji amfibolitowej. Na niewielkim terenie Dolnego Śląska, gdzie skały tej facji zostały głęboko zerodowane, nie zachowała się do dziś odpowiadająca im wiekowo seria nie przeobrażona, stanowiąca osłonę metamorfiku proterozoicznego z czasu głównego fałdowania i deformacji. Mało jest też okolic, w których od czasu głównego fałdowania byłaby zachowana jego okrywa epimetamorficzna. Takie obszary zdają się obejmować niewielkie tereny, ale dotychczas nie były w literaturze wymieniane. Można zatem przyjąć, że krystaliniki składające się z łupków łuszczkowych z wkładkami kwarcytów szarych i grafitowych, wapieni, skał wapienno-krzemianowych, orto- i paraamfibolitów oraz różnych odmian mineralogicznych,

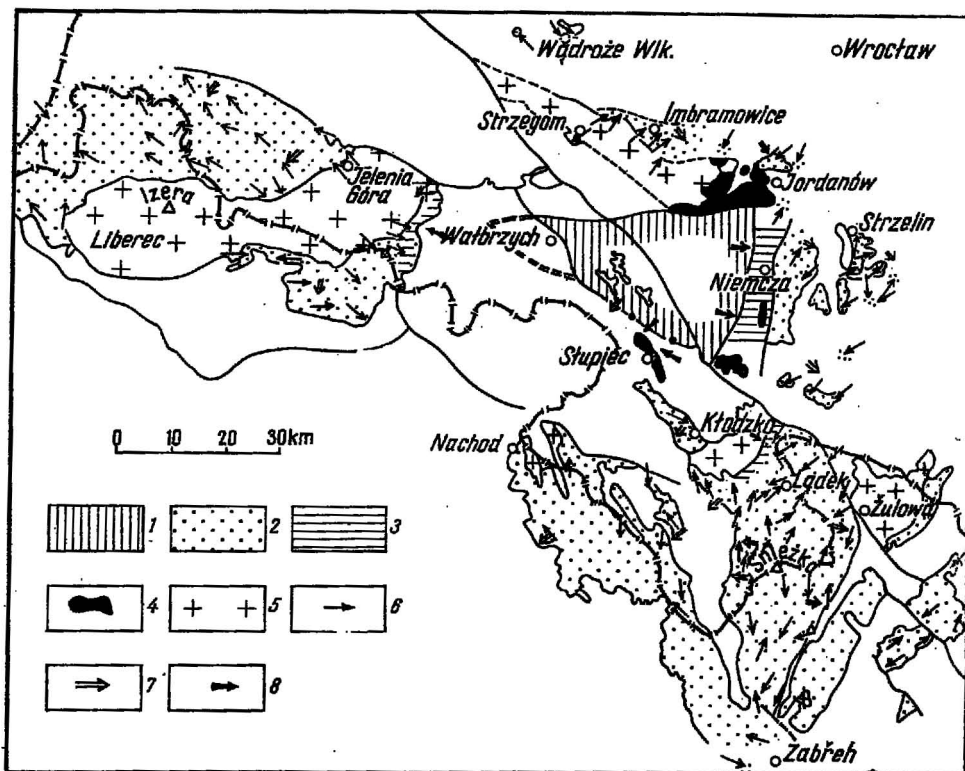


Fig. 1. Powierzchniowy zasięg serii proterozoicznych na Dolnym Śląsku (J. Oberc, 1966a)

Surface extent of the Proterozoic series in Lower Silesia (J. Oberc, 1966a)

1 — gnejsy sowiogórskie (moldanubik dolnośląski); 2 — serie proterozoiczne; 3 — strefy mylonityzacji; 4 — skały zasadowe na brzegach bloku sowiogórskiego; 5 — granity waryscyjskie; 6 — B-lineacja staroassyntijska; 7 — kierunek transportu tektonicznego w czasie ruchów staroassyntijskich; 8 — kierunek transportu tektonicznego w czasie procesów diaforezy i mylonityzacji

1 — Sowie Góry gneisses (Lower Silesia Moldanubian); 2 — Proterozoic series; 3 — mylonitization zones; 4 — basic rocks at the margins of the Sowie Mountains block; 5 — Variscan granites; 6 — Old Assyntian B-lineation; 7 — direction of tectonic transport during the Old Assyntian movements; 8 — direction of tectonic transport during the diapht orosis and mylonitization processes

strukturalnych i teksturalnych gnejsów należą do jednej formacji i w różnych terenach jako całość są geologicznie równowiekowe. Dlatego też krystaliniki: izerski, Karkonoszy, Gór Bystrzyckich, doliny Ścinawki, śnieżnicki, okolicy Doboszowic, część krystaliniku okolicy Strzelina, Imbramowic, Wądroża Wlk., wreszcie ukryty pod młodszymi osadami krystalinik środkowej Odry łączymy razem i uznajemy za równowiekowe. W poszczególnych krystalinikach różne wymienione wyżej ogniwa litologiczne typowe dla facji amfibolitowej częściowo epidotowo-amfibolitowej odgrywają różną rolę z punktu widzenia ilościowego. Dzisiejszy poziom intersekcyjny ścina omawiany górotwór do różnych głębokości na poszczególnych jego odcinkach. Na skutek tego na jednych terenach przeważają skały serii suprakrustalnej, na innych skały endogeniczne — gnejsy.

Między poszczególnymi krystalinikami zachodzą jednak dość znaczne wtórne zmiany, które należy odróżnić od cech, jakich nabyły podczas głównego fałdowania. Po fałdowaniu tym, gdy różne odcinki względnie dotychczas jednolitego tektogenu znalazły się w różnych warunkach, doszło do różnorodnych wtórnych przeobrażeń. Należą do nich lokalna diaforeza (jak np. w okolicy Złotego Stoku, dolinie Ścinawki, w jednostce Leszczyńca we wschodnich Karkonoszach, a zapewne i licznych punktach pod przykryciem młodszych formacji) lub homogenizacja — powstawanie metamorficznych granitów, które na Dolnym Śląsku są różnowiekowe: późnoprekambryjskie (granit rumburski, leukogranit izerski, granity w okolicy Paczyna oraz stwierdzone wierceniami w krystalniku środkowej Odry granitoidy Gościszowic, Nowin, Żarkowa i Przyborowic), a także waryscyjskie, jak część granitów strzelińskich, granitoidy Ścinawki, Białej Łądeckiej, część granitoidów jawornickich i Niemczy.

Górne partie tektogenu, w którego skład wchodzi opisane serie, były erodowane w eokambrze, a produkty erozji osadzone jako szarogłazy łużyckie i ich odpowiedniki wiekowe na terenie Saksonii, gdzie w okolicy Clanschwitz towarzyszą im zlepieńce opisane przez K. Schmidta (1960). Nigdzie natomiast w środkowej Europie eokambr nie występuje w postaci łupków (łyszczykowe lub fility) z wapieniami. Tak właśnie wykształcone skały wzdłuż północnego brzegu gnejsów izerskich nie mogą więc należeć do eokambru. Łupki radzimowickie są również bardziej zbliżone wykształceniem do serii łupkowej proterozoiku niż do serii eokambryjskich. Między szarogłazami a ich proterozoicznym podłożem zaznacza się bardzo wyraźnie znaczny skok metamorfozy. Szarogłazy są nie zmienione regionalnie, a jedynie silnie przeobrażone kontaktowo.

Serie staropaleozoiczne osadziły się na północ i południe od bloku Karkonoszy i Gór Izerskich. W górnym ordowiku erozja dosięgła w wypiętrzonej kordylerze izerskiej kwarcyty turmalinowe, leukogranit i granit rumburski. Ten ostatni dostarczał otoczków bądź detrytusu, w którym uderza obecność niebieskiego kwarcu. Istnieją przeto podstawy w rozwoju i wykształceniu serii krystalicznych do oddzielenia serii proterozoicznych od eokambryjskich i staropaleozoicznych, wykształconych w facji zieleńcowej lub nie przeobrażone. Miejsce dla eokambru typu szarogłazów łużyckich znajduje się między krystalinikiem izerskim a starszym paleozoikiem kaczawskim, co wyraźnie wynika z budowy geologicznej okolic Zgorzelca. Facja mineralna nie jest więc podstawą stratygrafii, a jedynie ułatwia oddzielenie tektogenu staroassyntyjskiego od tektogenów młodszych. Gdyby różnice facjalne były główną podstawą stratygrafii, gnejsy sowiogórskie musiałyby być zaliczone również do tektogenu staroassyntyjskiego, a więc i do proterozoiku. Takich rozwiązań nie ma jednak w moich pracach. Wykształcenie serii skalnych w osłonie granitu waryscyjskiego Strzegom — Sobótka odpowiada w zupełności wykształceniu serii łupkowej proterozoiku innych obszarów sudetkich, uznawanych zgodnie za proterozoik (np. łupkowe obszary krystaliniku śnieżnickiego, Stareho Města, Kamieńca Ząbkowickiego — Wilkowa Wlk. i Gór Bystrzyckich). Lekceważące podejście H. Teisseyre'a (1968, p. 764) do nowego ujęcia wieku serii skalnych w osłonie masywu Strzegom — Sobótka dowodzi nie liczenia się z faktami geologicznymi. Dopiero nad utworami tymi występują rzeczywiście serie staropaleozo-

iczne, stanowiące przedłużenie starszego paleozoiku kaczawskiego na obszar bloku przedsudeckiego, w okolicy Jawora i Luboradza.

Z wyjątkiem okolic Zgorzelca brak więc w osłonie serii — uznawanych za proterozoiczne — eokambru na terenie całych Sudetów. Zagadnienie wieku łupków radzimowickich wymaga jeszcze dalszych wyjaśnień i argumentacji, czego nie poruszam w przedkładanym artykule.

6. Wydzielanie różnowiekowych stref fałdowych. Określenie względnego wieku stref fałdowych, tj. ich przynależności do określonych tektonogenez lub faz tektonogenicznych natrafia niekiedy na trudności. Do najpopularniejszych sytuacji, które wchodzą tu w rachubę, należą:

— różnie wykształcone serie skalne w obu strefach przy zbliżonych kierunkach fałdów,

— różnie wykształcone serie skalne w obu strefach przy różnych kierunkach fałdów,

— podobnie wykształcone serie skalne w obu strefach przy różnych kierunkach fałdów.

Dodatkowym kryterium pomocniczym jest różnica historii deformacji jednej ze stref przejawiająca się zjawiskami przebudowy w starszej strefie fałdowej.

Pierwsza z wymienionych sytuacji ma miejsce w przypadku, gdy w dwóch różnowiekowych sąsiadujących strefach fałdowych kierunek pola sił w obu okresach fałdowań był zorientowany analogicznie. Potrzebne są dodatkowe kryteria, które pomogą udowodnić, że w jednej z tych stref nie mamy do czynienia z głębszym poziomem fałdowania. Błędne są więc wnioski o jednoczesnym fałdowaniu jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki we wschodnich Karkonoszach i starszego paleozoiku Gór Kaczawskich, mimo że kierunki B-lineacji n.b. — niejednakowo wykształconej w obu jednostkach — są analogiczne. Obie serie oddzielone są między okolicami Leśnej i Jeleniej Góry luką stratygraficzną, obejmującą eokambry, w czasie którego dalej ku zachodowi tworzyły się szarogłazy łużyckie. B-lineacja więc — główne fałdowanie krystaliniku izerskiego — była już faktem przed osadzeniem eokambry.

Bardzo podobny plan, w szczególności kierunek nacisku i wergencje, miały też ruchy staroassyntyjskie i wczesnobretońskie w budowie Wzgórz Strzebińskich, oddzielone od siebie długotrwałą luką obejmującą czasokres od eokambry do najniższych ogniów dolnego dewonu włącznie. Podobne kierunki mają też fałdy młodoassyntyjskie w obrębie szarogłazów łużyckich i prawdopodobnie wczesnobretońskie fałdy strefy kaczawskiej.

Druga z wymienionych sytuacji może być spowodowana zmianami kierunku nacisku w czasie dwóch następujących po sobie ruchów fałdowych. Przykładem tego w obrębie utworów prekambry może być stosunek struktur fałdowych w gnejsach sowiogórskich, gdzie fałdy pierwotne mają zasadniczo kierunek NW — SE do gałęzi wschodniej tektonogenu staroassyntyjskiego, w której panują zasadnicze kierunki SW — NE.

Sytuacja trzeciego typu ma miejsce na północ i zachód od wirgacji łądeckiej, w obrębie tektonogenu staroassyntyjskiego, gdzie gałąź wschodnia uzyskuje kierunki SW — NE, a orlicko-izerska SE — NW (J. Oberc, 1966a, p. 9).

Innym przykładem podobnych serii, lecz różnych kierunków fałdów w dwóch jednostkach sąsiadujących z sobą, są jednostki Rudaw Jano-

wickich — Śnieżki i Leszczyńca (J. Oberc, 1960c, p. 28—32). Obie jednostki zbudowane są ze skał wykształconych w facji amfibolitowej z tym, że w pierwszej przeważają łupki łyszczykowe i gnejsy, w drugiej — amfibolity, częściowo metaamfibolity i gnejsy. W pierwszej panują kierunki fałdów WNW — ESE i wergencja SSW, w drugiej — NNE — SSW i wergencja WNW, przy czym starsza B-lineacja, zorientowana jak w jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki, jest tu zachowana, lecz mocno zartata. Jednostka Leszczyńca jest późnoprekambryjska (J. Oberc, 1970) i leży na staroassyntyjskiej jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki, która z kolei przed powstaniem granitu karkonoskiego stanowiła nadkład struktury tektonicznej Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. Obie jednostki wschodnich Karkonoszy, leżące zupełnie płasko do czasu ruchów młodowaryscyjskich, zostały w tym czasie wygięte i tworzą obecnie skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy.

Przykładem, w jaki sposób na podstawie zjawisk przebudowy w jednej z dwóch sąsiadujących stref fałdowych możemy je odróżnić, jest z jednej strony — krystalinik izerski, a z drugiej zaś — starszy paleozoik kaczawski. Opisana przeze mnie (J. Oberc, 1967) przebudowa staroassyntyjskich fałdów o kierunku SE — NW na fałdy (nałożone) o przebiegu równoleżnikowym (na dużych przestrzeniach w czasie ruchów młodopasyntyjskich) nie oznacza się w zasadzie w starszym paleozoiku kaczawskim. Można ją jeszcze zauważyć w wąskiej strefie łupków proterozoicznych z wkładkami wapieni, towarzyszącej gnejsom izerskim od północy, z którymi łupki te łączą się przejściami, lecz w starszym paleozoiku kaczawskim daremnie jej szukać.

Przebudowa młodopasyntyjska na terenie izerskim została rozpoznana dzięki reorientacji B-lineacji staroassyntyjskiej w czasie tych ruchów. Reorientacja w nałożonych fałdach izoklinalnych jest znaczna i nie może być interpretowana jako lineacje różnowiekowe, powstałe przy prawie nie zmieniających się właściwościach mechanicznych.

Wobec tego, że wiek skał i metamorfozy oraz historia tektoniczna obu interesujących nas wielkich struktur fałdowych są różne, nie da się utrzymać poglądu, że główna deformacja w obu krystalinikach jest równoczesna, szczególnie późnokaledońska lub nawet młodsza. Oba rejony tektoniczne kontaktują z sobą wzdłuż strefy uskokowej (tzw. główny uskok śródsudecki), w której miejscami trudno wyznaczyć granicę obu regionów. Dalsze aspekty błędnej tezy o równoczesności fałdowania krystaliniku izerskiego i starszego paleozoiku kaczawskiego są przedstawione w innej mojej pracy (J. Oberc, 1970).

7. Stosunek paleozoiku kaczawskiego do gnejsów izerskich był już rozpatrywany w niniejszej pracy w różnych aspektach. Oprócz podanych wyżej argumentów, które są rozstrzygające, możemy dodać, że mimo analogicznych kierunków i wergencji fałdów staroassyntyjskich w bloku izerskim i prawdopodobnie bretońskich w Górach Kaczawskich nie możemy obu struktur uznać za równowiekowe. Upad powierzchni foliacji w strefie granicznej — w obrębie bloku izerskiego — jest skierowany ku N lub NNE, w starszym paleozoiku ku SSW. Fałdy kaczawskie są bowiem zanurzone czołami ku S (H. Teisseyre, 1956, p. 29). Między Leśną i Jelenią Górą brak też eokambriu nad gnejsami. Wobec tego między obu regionami

należy przyjąć istnienie systemu dyslokacji o stosunkowo wysokiej łącznej amplitudzie, wzdłuż których zauważa się znaczne podniesienie bloku izerskiego.

INNE ZAGADNIENIA

W materiale przedstawionym w uwagach ogólnych znalazła się odpowiedź na wyszczególnione we wstępie zagadnienia opatrzone numerami: 1, 4, 5, 7, 8, 10, 12, 13, 14. Obecnie zostaną naświetlone pozostałe problemy.

2. Wiek masywów gabrowych i serpentynitowych graniczących tylko ze skałami prekambriu opierano dawniej jedynie na obecności okruchów gabr i diabazów noworudzkich u podstawy górnodewońskiego wapienia głównego w Dzikowcu (H. Cloos, 1922, p. 44). Wapień ten jest najstarszą znaną serią, przykrywającą skały zasadowe. Jest przeto bezsporne, że skały te są starsze od górnego dewonu. Pytanie jednak o ile?

Intruzje skał zasadowych miały na pewno charakter głębinowy i krzepły na znacznych, lecz nie znanych głębokościach. Ich nadcięcie przez erozję wymagało dłuższego czasu geologicznego. Powstanie zaś intruzji zasadowych musiało wiązać się z ruchami skorupy ziemskiej, które dla magm głębinowych otwarły drogi o charakterze dyslokacji. Drogi te, jak wynika z rozmieszczenia wystąpień tych skał, znalazły się jedynie w sąsiedztwie gnejsów sowiogórskich. Jedynym okresem, kiedy wszystkie trzy brzegi bloku sowiogórskiego (wzdłuż których występują intruzje skał zasadowych) podlegały silnym deformacjom, były ruchy assyntyjskie, szczególnie ich schyłkowa faza. Stąd mój wniosek sformułowany po raz pierwszy w roku 1960 (J. Oberc, 1960b, p. 319), powtórzony w niektórych późniejszych pracach (J. Oberc, 1966b, p. 78).

Czy wiek omawianych skał może być staropaleozoiczny? Z tego okresu znane są liczne wystąpienia skał magmowych, zwłaszcza wulkanity inicjalne geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej w regionach kaczawskim i kłodzkim. Żaden z badaczy zajmujących się tymi skałami magmowymi nie zwrócił uwagi na komagmatyzm skał zasadowych dookoła bloku sowiogórskiego i staropaleozoicznych wulkanitów inicjalnych. Widocznie brak podobieństwa, a co za tym idzie przy zasadowym charakterze obu grup skał nie mogą one należeć do jednego cyklu magmowego, rozwiniętego w niewielkich odległościach od bloku gnejsowego.

3. Do gałęzi wschodniej tektogenu staroassyntyjskiego należy krystalinik śnieżnicki i cały krystalinik występujący na wschód od strefy Niemczy, a więc i strzebiński, wreszcie reszta krystaliniku wschodniosudeckiego. Jak wyżej przypomniano, utwory dewońskie osadziły się na zgradowanych — do poziomu gnejsów — skałach tego krystaliniku. Pierwsze główne fałdowanie tych serii było więc staroassyntyjskie. Intensywne, bo powodujące metamorfozę kinetyczną, było też fałdowanie starowaryscyjskie (E. Bederke, 1934; Z. Pouba, P. Röhlich — *vide* Z. Pouba, 1962, p. 38; J. Oberc, 1966c, p. 158), którego plan był tu zbliżony do planu ruchów staroassyntyjskich. Powstały wtedy nasunięcia o znacznej amplitudzie, opisane wcześniej przeze mnie (J. Oberc, 1966c, p. 145; 1967, p. 9). Brak tu jednak serii staropaleozoicznej, a fałdowanie kaledońskie nie może wchodzić w rachubę z braku dowodów naukowych.

Czy w pobliskim krystaliniku Gór Bystrzyckich zaznaczyły się wpływy ruchów kaledońskich, a zwłaszcza starowaryscyjskich nie ma dotych-

czas dowodów. Wiek głównego fałdowania jest tu równoczesny z wiekiem pierwszego głównego fałdowania gałęzi wschodniej, na co wskazuje identyczność wykształcenia serii w obu gałęziach w masywie Snieżnika. Wpływy deformacji paleozoicznych mogłyby się zaznaczyć w północnej części krystaliniku bystrzyckiego w związku z fałdowaniami w południowych Karkonoszach.

6. Zaliczanie szarych filitów (a właściwie łupków łyszczykowych) północnego brzegu bloku izerskiego, zawierających albit, biotyt a nawet granat, do eokambru należy do poważniejszych nieporozumień. Łupki te podobnie jak w trzech pasmach w obrębie gnejsów łączą się przejściami z gnejsami izerskimi, zaliczanymi do proterozoiku. Jedynie w środkowych Czechach zaznacza się ciągłość sedymentacji między proterozoikiem i eokambrem (Tectonický vyvoj Československa, 1961). Między okolicami Zgorzelca i Lipska nie są dotychczas notowane w eokambrze fility i łupki łyszczykowe, a eokambur oddzielony jest od podłoża niezgodnością. Panują natomiast szarogłazy i podrzędnie skały typu aleurytów. Wobec tego, że „fyllity przygnejsowe” jako utwór łączący się z gnejsami proterozoicznymi (staroassyntyjskimi) nie mogą należeć do eokambru, między seriami skalnymi tych dwóch regionów tektonicznych zaznacza się luka czasowa. Łupki łyszczykowe przygnejsowe nie należą więc do najgłębszej jednostki południowego pnia Gór Kaczawskich, ponieważ są częścią składową krystaliniku izerskiego. W obrębie tych skał występują (w formie soczewek) wapienie z Pokrzywnika. Do paleozoiku kaczawskiego przynależą dopiero wapienie pasma radomickiego, zawierające faunę kambryjską (J. Gorczyca-Skała, 1967, p. 172).

9. Assyntyjska proterozoiczna „seria kowarska” łączy się przejściami z wyżej leżącą serią łupkową, nie mającą nic wspólnego z sylurem, lecz należąca również do proterozoiku. Owa seria łupkowa wykazuje wszystkie cechy serii proterozoicznej i składa się z łupków łyszczykowych z wkładkami kwarcytów szarych i grafitowych, wapieni, skał wapienno-krzemianowych i amfibolitów. Tak wykształconego — w postaci serii osadowej i przeobrażonej — syluru nie ma nigdzie w Sudetach. Utwory te nie dają się nawiązać do terenów, gdzie sylur zdaje się transgredować, jak np. w strukturze bardzkiej. Przyjęcie w omawianym profilu wschodnich Karkonoszy hiatusu obejmującego eokambur do ordowiku włącznie nie ma podstaw paleogeograficznych w tej części Sudetów, gdyż zarówno w południowych Karkonoszach, jak i w Górach Kaczawskich ordowik zdaje się mieć wykształcenie zbliżone do pełnego.

Nade wszystko jednak brak dowodów na istnienie niezgodności. W przypadku transgresji syluru na gnejsach kowarskich powinny znaleźć się zlepienie transgresywne (choć nie jest to warunek konieczny). Istnieje natomiast przejście polegające na przybywaniu wkładek gnejsów w serii łupkowej ku dołowi i stopniowe przechodzenie serii łupkowej w gnejsy. Wkładowki łupków w niżej leżących gnejsach są tego typu jak w serii łupkowej. Konkordancja serii łupkowej i gnejsów jest więc tu pełna.

Zaliczenie serii łupkowej wschodnich Karkonoszy do syluru natrafia poza tym na nieprzewyciężone trudności, jeżeli chodzi o wyjaśnienie mechanizmu budowy tych gór, gdyż przed kambrem na utwory te nasunięta została od wschodu jednostka Leszczyńca, zbudowana również z serii proterozoicznej — amfibolitów i gnejsów.

Nasunięcie jednostki Leszczyńca ku zachodowi jest znaczne, o czym świadczą zjawiska dynamiczne (powstała przy tym B-lineacja o kierunku SSW — NNE oraz diaforeza skał). Nie może ono być młodsze od któregośkolwiek ogniwa starszego paleozoiku kaczawskiego, gdyż nasuwanie się tak znacznych mas musiałoby odbić się na przedłużeniu nasunięcia zmianami facji osadowej, o czym nie donosi żaden z badaczy Gór Kaczawskich. Nie może ono też być młodsze od powstania struktury tektonicznej południowej wiązki fałdów starszego paleozoiku kaczawskiego, gdyż w fałdach tych musiałaby zaznaczyć się przebudowa, czego również nie obserwujemy. Nasunięcie jednostki Leszczyńca nie może wreszcie być równoczesne z formowaniem się fałdów południowej strefy Gór Kaczawskich, gdyż prostopadły ich przebieg w stosunku do przebiegu jednostki Leszczyńca, musiałby zaznaczyć się w formie interferencji, czego również dotychczas nie zauważono.

11. M. Kozłowska-Koch (1960, p. 190; 1961, p. 147) doszła do wniosku, że gnejsy izerskie są poligeniczne i powstały częściowo przez granityzację łupków łyszczykowych, co stwierdziłem już w 1958 r. (J. Oberc, 1958, p. 358), częściowo zaś przez deformację granodiorytów zawidowskich i granitów rumburskich. W pracach M. Kozłowskiej-Koch nie zostały podane kryteria odróżniania powstałych w ten sposób różnych genetycznych odmian gnejsów.

Moje badania dowodzą ponad wszelką wątpliwość, że granit rumburski tworzy się kosztem starszych (przedgranitowych) serii obszaru izerskiego, a nade wszystko gnejsów izerskich, które tworzą najczęściej enklawy (autochtoniczne) w granicie (J. Oberc, 1961, p. 147). Wynika stąd, że nie gnejsy izerskie tworzą się kosztem granitu rumburskiego, lecz granit rumburski powstaje (zazwyczaj) z gnejsów, w szczególności przez ich statyczną rekrytalizację i pegmatytyzację.

Wyprowadzenie pochodzenia ciemnej odmiany gnejsów izerskich z granodiorytów zawidowskich natrafia również na poważne trudności. J. Kotowski (1968) dowiódł, że gnejsy tego typu tworzą się z amfibolitów. Badania mikroskopowe granodiorytu zawidowskiego wykonane przez J. Szalamachę wskazują, że najmłodszy składnik tego granitoidu, tj. skałen potasowy, nie wykazuje deformacji, podczas gdy starsze jego składniki są w różnym stopniu zdeformowane. Występują też przejścia od ciemnych gnejsów do granodiorytów. Na tej podstawie można wysnuć wniosek, że ciemne gnejsy izerskie nie tworzą się z granodiorytu. Związek przestrzenny tych skał, przy znanej już tendencji powstawania granitoidów obszaru izerskiego z gnejsów, przemawia raczej na korzyść przypuszczenia, że granodioryt zawidowski powstaje przez homogenizację ciemnych gnejsów. J. M. Szalamachowie (1968, p. 244) dowodzą, że granitoidy tworzą się kosztem szarogłazów (łużyckich). Może to być więc utwór powstały z materiału poligenicznego.

Jako dowód na szerokie rozprzestrzenienie zjawisk magmowych na obszarze krystaliniku izerskiego podawany bywa — pospolity na całym tym terenie — pinit, traktowany jako wynik przeobrażeń produktów metamorfizmu kontaktowego (M. Kozłowska-Koch, 1965, p. 229). Wiadomo natomiast, że skały kontaktowe nigdy nie mają rozprzestrzenienia regionalnego. Jak wynika z przesłanek geologicznych, zjawiska magmowe w seriach prekambryjskich tych terenów nie znajdują potwierdzenia. Dotych-

czasowa więc interpretacja, że pinit stanowi dowód występowania zjawisk kontaktowych na całym terenie izerskim, nie jest dostatecznie uzasadniona.

15. H. Teisseyre w omawianej pracy (*l. cit.*) dla określenia B-lineacji w różnych badanych dotychczas formacjach i regionach krystaliniku Dolnego Śląska używa symboli ustalonych przez siebie i przyjętych od innych autorów (W. Grocholski, 1967; M. Dumicz, 1964; J. Wojciechowska, 1966; J. Teisseyre, 1968; L. Wójcik 1968): $B_0 B_1 B_2$ — dla gnejsów sowiogórskich, $B_1 B_2 B_3$ — dla krystaliniku Gór Bystrzyckich, $B_1 B_2$ — dla metamorfiku kłodzkiego, $B_1 B_2 B_3$ — dla krystaliniku strzelińskiego, $B_1 B_2 B_3$ — dla krystaliniku Gór Kaczawskich i $B_1 B_2$ — dla krystaliniku wschodnich Karkonoszy. W układzie tym młodsze B-lineacje w poszczególnych regionach opatrzone są wyższymi cyframi.

Racjonalny układ symboli powinien być jednoznaczny, czego nie można powiedzieć o wyżej podanych oznaczeniach. Np. symbol B_1 dla gnejsów sowiogórskich, krystaliniku Gór Bystrzyckich, Gór Kaczawskich i krystaliniku strzelińskiego nie jest porównywalny ani w sensie wykształcenia tych lineacji, ani ich wieku, który bez wątplenia w wymienionych ostatnio przypadkach jest różny. Podobna uwaga dotyczy też przeważającej części wydzielonych tu B-lineacji, opatrzonych innymi cyframi. Z tego wynika, że stosowana w tym sensie symbolika lineacji dezorientuje czytelnika, zwłaszcza nie obeznanego z problematyką sudecką. Należałoby ją więc jak najprędzej zarzucić, a na jej miejsce wprowadzić symbolikę racjonalną, która uwzględniałaby — z jednej strony — wykształcenia różnych lineacji (A i B), z drugiej zaś — jej wiek, bez względu na to czy chodzi o jeden region tektoniczny, czy o cały obszar Sudetów. Właściwie opracowane zasady symboliki powinny być uniwersalne, czego nie można powiedzieć o symbolice stosowanej w omawianej pracy H. Teisseyre'a¹.

16. Pojęcie tektoniki saksońskiej wprowadzone przez H. Stillego (1913) dotyczy stylu budowy tektonicznej, na którą składają się różnokierunkowe uskoki kompresyjne i grawitacyjne, a w głębszych partiach basenu północnoeuropejskiego — tektonika solna. Uskoki te mają różne kierunki: NW — SE (sudecki), WSW — ENE (Gór Kruszcowych) i N — S (reński). Ruchy, które uformowały ten styl tektoniki, trwały od początku mezo-

¹ W czasie druku niniejszego artykułu ukazała się rozprawa H. Teisseyre'a pt. „Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka” (Rocz. Pol. Tow. Geol., t. XLII/1, p. 93—118, 1971). Autor ten dla lineacji (ziarna) stosuje tu symbol L, dla osi fałdów mezoskopowych symbol F. Różne kierunki osi fałdów i lineacji określa dodatkowo małymi literami alfabetu łacińskiego, które są inicjałami nazw obiektów topograficznych, gdzie stwierdzono te kierunki. Nieporozumienie przy takiej symbolice polega na tym, że tak samo wykształcona, a więc różnowiekowa lineacja, w dwóch sąsiednich jednostkach topograficznych uzyskuje różną symbolikę. Stosowanie jej na całym Dolnym Śląsku może rozwijać się w dwóch wariantach: 1) do jednego systemu zaliczać się będzie lineacje o tym samym kierunku, a więc i różnowiekowe, co nie wydaje się logiczne; 2) wydzielanie jednostek, na których terenie lineacja ma określony kierunek, co doprowadzi do znacznej ich ilości, czyli do wyróżnienia znacznej ilości lineacji. Obie te drogi utrudnią korelację i uniemożliwią wykorzystanie ich przy syntezie. Dlatego też trudno dalszemu ich rozwojowi rokować powodzenie. Odróżnianie za pomocą odpowiednich symboli lineacji ziarna od osi fałdów mezoskopowych, stosowane już w polskiej literaturze geologicznej, jest natomiast najzupełniej uzasadnione.

Poruszono również sprawę wieku lineacji (rekrystalizacyjnej). Przy jego określaniu kierowano się dwiema zasadami: 1) lineacja jest efektem głównego fałdowania określonej serii, 2) główne fałdowanie następuje bezpośrednio po osadzeniu serii geosynkinalnej.

zoiku po pliocen. Ta krótka charakterystyka dowodzi, jak ogromna ilość zjawisk o różnej genezie w czasie i na znacznych obszarach obejmuje to pojęcie. Spełniało ono swą rolę, gdy badania geologiczne nie były jeszcze zaawansowane, a fazy tektoniczne nie wydzielone. Używanie pojęcia tektonika saksońska na oznaczenie stylu budowy wielkich terenów ma jeszcze pewne uzasadnienie, zwłaszcza gdy nie chodzi o sformułowanie — bardzo zresztą różnorodnej — genezy tych form. Stosowanie tego terminu dla określenia wieku zjawisk tektonicznych nie ma już dziś naukowego uzasadnienia. Znamy bowiem nazwy faz tektogenicznych i ich wiek. Na terenach nieźle już zbadanych, jak Dolny Śląsk, tego rodzaju pojęcia nadrzędne nie powinny być stosowane. Niefortunne jest szczególnie posługiwanie się terminami „ruchy” lub „tektonika” młodosaksońska, dotychczas nie sprecyzowanymi. Bo jeśli są ruchy młodosaksońskie, to powinny być staro-, a może i środkowosaksońskie. Zachodzi tedy potrzeba wyznaczenia granic czasowych dla znaczenia tych terminów. Granice te nie zostały jednak sprecyzowane, wobec czego brak podstaw do używania terminu „ruchy młodosaksońskie”.

Na Dolnym Śląsku daje się już wyznaczyć wiek wielu dyslokacji mezozoicznych i trzeciorzędowych. Historia ruchów młodotrzeciorzędowych jest coraz lepiej poznawana w miarę postępu badań formacji trzeciorzędowej. Uskoki tego wieku mają charakter grawitacyjny. Komresyjne uskoki zdają się tworzyć jeszcze w dobie ruchów laramijskich. Mało znana jest natura ruchów fałdowych (wielkopromiennych) i dysjunktywnych z czasów mezozoicznych.

REPERY ROZWOJU TEKTONICZNEGO PREKAMBRU DOLNEGO ŚLĄSKA

Repery rozwoju tektonicznego prekambru muszą być rozszerzone na starszy paleozoik, gdyż rozgrywające się w tym czasie zjawiska geologiczne ujawniły, jak serie skalne zostały przeobrażone na większych głębokościach tektogenów prekambryjskich. Repery te możemy podzielić na dwie grupy: repery dotyczące wieku względnego zjawisk (repery paleontologiczne) i repery dotyczące jedynie następstwa zjawisk, bez bliższego ich określenia czasowego (repery sekwencji).

Wymienione grupy reperów uzupełniają się nawzajem od kambru począwszy. Historia prekambru oparta jest na reperach sekwencji. Repery rozwoju prekambru i starszego paleozoiku były już wyszczególnione w moich poprzednich pracach (J. Oberc, 1960b, 1965, 1966b, 1967). W niniejszym opracowaniu zostaną przedstawione w sposób zwięzły i w kolejności najważniejsze repery dotychczas ustalone. Ich uzasadnienie zostało podane wyżej.

1. Uformowanie przed sfałdowaniem, a więc i osadzeniem serii proterozoicznych wiązki fałdów, o kierunku SE — NW w obrębie bloku sówiogórskiego, które są zbudowane z paraserii wykształconej w facji amfibolitowej, miejscami granulitowej. Wynika stąd, że zjawiska te były poprzedzone długotrwałym osadzaniem się serii geosynkinalnej nie później jak w czasie dolnego proterozoiku.

2. Powstanie tektogenu staroassyntyjskiego, opasującego od wschodu i południowego zachodu fragment (wykrojony z bliżej nieznannej całości) tektogenu moldanubskiego w formie niewielkiego bloku sówiogórskiego.

Dalszy ciąg tego tektogenu tworzy podłoże nowopowstałego tektogenu staroassyntyjskiego. Powstanie tego ostatniego musiało być poprzedzone osadzeniem serii geosynklinalnej, która przy fałdowaniu przeszła w serię skał mezozonalnych. Epizonalna strefa tego tektogenu nie jest do dziś jeszcze rozpoznana.

3. Niezmiernie ważnym, lecz w polskiej części Sudetów często niedocenianym reperem jest seria eokambryjska wchodząca od zachodu na nasze tereny jedynie swoim wschodnim zakończeniem jako formacja szarogłazowa Łużyc. Jej sfałdowanie, a więc osadzenie poprzedza rozwój dolnego kambriu. W środkowych Czechach tworzenie się podobnej formacji poprzedziło osadzenie kambriu środkowego. W Sudetach i na Łużycach oraz dalej na zachód w Saksonii, gdzie ma szerokie rozprzestrzenienie, nie może ona być uznana za nadkład serii proterozoicznych, z których jest zbudowany tektogen staroassyntyjski, gdyż w jej podłożu nie ma przewidzianych odpowiednimi schematami przejść poprzez serie epizonalne i wyższe partie serii mezozonalnych (kilka tysięcy metrów miąższości serie łupków łuszczkowych.). Formacja szarogłazowa eokambriu zdaje się spoczywać bezpośrednio na gnejsach. Jej powstanie musi być interpretowane jako produkt rozmywania skał tektogenu staroassyntyjskiego, bo wszelkie inne źródła tego materiału są niewytłumaczalne. Osad ten jest diastroficzny i zdaje się tworzyć przez rozmycie wcześniej osadzonych skał osadowych, na co wskazuje fakt, że w jego składzie występują też fragmenty skał (G. Schwab, 1962, p. 13) pochodzące z wyższych, słabiej zmienionych skał tektogenu, który swym materiałem zasiliał zbiornik eokambryjski.

Głęboka erozja, z której pochodzi materiał szarogłazów łużyckich, nie ograniczyła się na pewno do najbliższych okolic zbiornika eokambryjskiego. Zbiornik ten był znacznie większy niż obecny jego zasięg. Głęboka erozja nie oszczędziła na pewno innych odcinków tektogenu staroassyntyjskiego w pozostałej części Sudetów Zachodnich, a nawet Sudetów Wschodnich, gdzie brak skał eokambryjskich jest może pierwotny, a może wtórny.

Z głównym fałdowaniem serii eokambriu zdaje się wiązać silna przebudowa tektogenu staroassyntyjskiego, poznana dotychczas jedynie na obszarze izerskim (J. Oberc, 1967). Ta przebudowa jest niezmiernie ważnym reperem, który pozwala dowieść, że fałdowanie uznane w tej i poprzednich moich pracach za staroassyntyjskie (J. Oberc, 1965, p. 298; 1966b, p. 58) nie może być równoczesne z głównym fałdowaniem starszego paleozoiku kaczawskiego. Ważne na tym miejscu jest podkreślenie innego reperu, a mianowicie, że bezpośrednio po powstaniu młodoassyntyjskich fałdów, nałożonych na terenie izerskim, rozwijały się zjawiska rekrytalizacji skał starszych na granity autochtoniczne obszaru izerskiego, połączone z pegmatytyzacją. Jest przeto prawdopodobne, że w tym czasie rozwijała się — choć na znacznie mniejszą skalę — homogenizacja na innych terenach krystaliniku proterozoicznego Sudetów, znana np. z okolic Strzelina i Doboszowic. Poza okolicami Strzelina postdeformacyjna rekrytalizacja przedwaryscyjska jest na ogół słabo zaawansowana i w innych krystalinikach doprowadziła jedynie do powstania granitognejsów kosztem typowych gnejsów. Należy ją odróżniać od późniejszej homogenizacji waryscyjskiej, dzięki której powstały granitoidy waryscyjskie.

4. Część dalszych reperów ma już charakter paleontologiczny. Od udokumentowanego kambru przynajmniej po dewon środkowy tworzy się w Sudetach Zachodnich seria geosynklinalna, w której udokumentowany jest sylur i dewon środkowy (J. Jerzmański, 1968, p. 1085; J. Kuchciński, 1964). Seria ta kończy się na Łużycach w dolnym karbonie (H. Brause, G. Hirschmann, 1964, p. 190). Dotychczas nie udało się dostatecznie przekonywająco nawiązać tych dwóch terenów. Na okres tworzenia się osadów geosynklinalnych serii kaledońsko-starowaryscyjskiej w górnym ordowiku przypada dalszy ważny reper — erozja głębokich poziomów tektonogenu staroassyntyjskiego i pomłodooassyntyjskich produktów homogenizacji skał proterozoicznych na obszarze izerskim. Zagadnienie to było dostatecznie naświetlone na poprzednich stronach tego artykułu. Fałdowanie serii kaledońsko-waryscyjskich przypada na terenie Sudetów Zachodnich przed górnym dewonem. Obecność otoczków epimetamorficznych skał staropaleozoicznych w górnym dewonie struktury Świebodzic (H. Teisseyre, 1957 — *vide* H. Teisseyre, K. Smulikowski, Oberc, 1957, p. 102) jest dostatecznym dowodem dla udowodnienia wieku fałdowania serii staropaleozoicznych.

5. Kolejne repery dla historii serii prekambryjskich w czasie paleozoiku pochodzą z terenu struktury wschodniosudeckiej. Udowodnione paleontologicznie dewon dolny i środkowy na wschodnich skłonach Hrubego Jeseniku i w Niskym Jeseniku są podstawą paralelizacji serii rozwinętych ku zachodowi jeszcze w okolicy Strzelina i Branny. Zaleganie tych utworów na gnejsach i obecność otoczków skał podłoża, o czym była już mowa, a także intensywne przełażdowanie obu serii stanowią również ważny reper. Przyjmuje się, że fałdowanie to przypada na schyłek środkowego dewonu (Z. Pouba, P. Röhlich — *vide* Z. Pouba, 1962, p. 38).

Powyższa lista reperów, których liczba będzie się zwiększać w miarę postępu badań, stanowi kanwę, na której opiera się wiek innych, coraz to nowych faktów geologicznych. Na reperach tych, ustalonych przez wielu geologów, opieram swoje poglądy na temat rozwoju starszych formacji Sudetów. Poglądy niezgodne z ważniejszymi stwierdzeniami geologicznymi, które zostały uwypuklone w niniejszej dyskusji, nie posuwają naprzód naszej wiedzy o budowie i historii Dolnego Śląska, ale przedstawiają ją w krzywym zwierciadle.

Analiza tak skomplikowanej struktury tektonicznej jak Sudety nie może być jednostronna. Musimy w niej wykorzystać różnorodne kryteria: stratygraficzne, facji osadowej i metamorficznej, geostrukturalne i paleogeograficzne, przy czym każde z osobna i wszystkie razem muszą być traktowane w ujęciu historycznym. Jednostronne kryteria strukturalne polegające przede wszystkim na obserwacjach i pomiarach w odsłonięciach, przy nie uwzględnianiu wyników badań uzyskanych przez innych badaczy², na pewno nie są najlepszą i jedyną drogą do poznania historii geologicznego rozwoju Dolnego Śląska.

Katedra Geologii Fizycznej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Nadesłano dnia 2 grudnia 1969 r.

¹ H. Teisseyre w artykule, z którym polemizuję, w podrozdziale „Region izerski” (p. 766—769) nie uwzględnił ani jednej z moich prac dotyczących tego terenu (J. Oberc, 1958, 1961, 1965, 1966a, b, 1967), opublikowanych przed napisaniem wspomnianego artykułu.

PIŚMIENNICTWO

- BEDERKE E. (1934) — Sudetenrand und Eulengneisproblem. Veröff. Sches. Ges. Erdk., 21, p. 351—366. Breslau.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN G. (1964) — Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge. Geologische Übersicht. Exkursionsführer zur 41. Jahrestagung Geol. Ges. DDR.
- BRÜLL E. (1942) — Zur Altersfrage des Isergebirgsgneises und des Gneises von Gross-Wandriss. Zbl. Miner. Geol. Paläont., [B], nr 1, p. 8—11. Stuttgart.
- CHALOUPSKÝ J. (1958) — Geologicko-petrografické pomery v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnici. Sborn. Ustř. Ust. Geol., 24, p. 189—227. Praha.
- CHALOUPSKÝ J. (1963) — Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. Sborn. Ustř. Ust. Geol., 27. Praha.
- CLOOS H. (1922) — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- DUMICZ M. (1964) — Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. Geol. sudetica, 1, p. 169—204. Warszawa.
- GORCZYCA-SKALA J. (1967) — Bokambr i starszy paleozoik południowej części Gór Kaczawskich w okolicy Pilchowiec-Zapory i Wlenia. Przew. XL Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- GROCHOLSKI W. (1967) — Tektonika Gór Sowich. Geol. sudetica, 3, p. 161—249. Warszawa.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKIA I. (1964) — Silurian Anthozoa Localized in the Metamorphic of the Middle Sudetes (Preliminary Investigations). Bull. Acad. Pol. Sci., sér. géogr., 12, p. 261—266, nr 4. Warszawa.
- HIRSCHMANN G. (1966) — Assynthetische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. Freib. Forschunghefte [C], p. 212.
- JERZMAŃSKI J. (1966) — Wyniki badań geologicznych otworów wiertniczych Biskupin IG-1 i Nowa Kuźnia IG-2. Kwart. geol., 12, p. 1084—1085, nr 4. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1960) — Some new petrologic observations concerning the Iser granite-gneisses of West Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sci., sér. géol. géogr., 8, p. 181—190, nr 3. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1961) — On the origin of the Iser Gneisses of Leśna in the West Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sci., sér. géol. géogr., 9, p. 143—148, nr 3. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1965) — Granitognejsy Pogórza Iżerskiego. Arch. miner., 25, nr 1/2, p. 123—238. Warszawa.
- KOTOWSKI J. (1966) — Geologia krystaliniku izerskiego w okolicy Gryfowa Śląskiego. Arch. Unjw. Wrocław. (maszynopis pracy doktorskiej). Wrocław.
- KUCHCIŃSKI J. (1964) — Wstępne wiadomości o psylofitowej florze warstw z Wilczy w Sudetach Środkowych. Kwart. geol., 8, p. 232—238, nr 2. Warszawa.
- KVĚTOŇ P. (1951) — Stratigrafie krystalinických serií v okolí seyeromoravských grafitových ložisek. Sbor. Ustř. Ust. Geol., 18. Praha.
- MÖBUS G. (1964) — Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge-Elbtalzone — Lautitzer Grundgebirge- Westsudeten. Abh. Deutsch. Ak. Wiss., nr 5. Berlin.

- OBERC J. (1958) — Iżerska seria suprakrustalna. *Prz. geol.*, 6, p. 389, nr 6/9, Warszawa.
- OBERC J. (1960a) — Pokus o interpretaci „přechodu” mezi formacemi různého stáří. *Prir. Čas. slezský*, 21, cz. 1, p. 79—89. Opawa.
- OBERC J. (1960b) — Podział geologiczny Sudetów. *Pr. Inst. Geol.*, 30, cz. III, p. 339—354. Warszawa.
- OBERC J. (1960c) — Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta geol. pol.*, 10, p. 1—41, nr 1. Warszawa.
- OBERC J. (1961) — An Outline of the Geology of the Karkonosze-Izera Block. *Zesz. nauk. Uniw. Wrocł.*, [B], p. 139—170, nr 9. Wrocław.
- OBERC J. (1965) — Postępy geologii prekambru na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.*, 13, p. 298—304, nr 7. Warszawa.
- OBERC J. (1966a) — Górówce staroasyntyjski na Dolnym Śląsku. *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
- OBERC J. (1966b) — Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.*, 47. Warszawa.
- OBERC J. (1966c) — Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. *Studia geol. pol.*, 20, p. 5—187. Warszawa.
- OBERC J. (1967) — Fleksura brzeżna Sudetów i stanowisko tektoniczne krystaliniku Gór Rychlebskich. *Časopis pro Min. a Geologii*, 12, p. 1—12, nr 1. Praha.
- OBERC J. (1970) — Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, p. 185—205, nr 1. Kraków.
- PIETSCH K. (1902) — *Geologie von Sachsen*. Berlin.
- POUBA Z. i in. (1902) — *List Jeseník 1: 200 000*. Vysvětlivky. *Čes. Ak. Ved. Praha*.
- SCHEUMANN K. H. (1936) — *Sudetische Studien III. Konglomerattektonite und ihre Begleitgesteine in der epizonalen Schieferscholle südlich von Strehlen in Schlesien*. *Tschermak's Mitt.*, 43, p. 352—372. Leipzig.
- SCHEUMANN K. H. (1937) — *Ein Konglomerathorizont und seine Begleitgesteine im ostsudetischen Kristallin*. *Fortschr. Min. Krist. Petr.*, 21. Berlin.
- SCHMIDT K. (1960) — *Die Geröllführung algonkisch-kambrischen Grauwacken des Westlausitzer Zuges*. *Freib. Forsch. [C]*, 91.
- SCHWAB G. (1962) — *Klufftektonische Untersuchungen der Nordlausitzer Grauwackenformations unter Berücksichtigung der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergranits*. *Abh. Deutsch. Ak. Wiss.*, nr 2. Berlin.
- STILLE H. (1913) — *Die saxonische Faltung*. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 65. Berlin.
- SZALAMACHA J. (1967) — Granodioryt zawidowski i towarzyszące mu skały żyłowe w Zawidowie. *Przew. XL Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol.* Warszawa.
- SZALAMACHA J., SZALAMACHA M. (1968) — Problem genezy granodiorytów zawidowskich oraz gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc i Leśnej (Sudety Zachodnie). *Kwart. geol.*, 12, p. 234—249, nr 2. Warszawa.
- TEISSEYRE J. (1968) — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). *Geol. sudetica*, 4, p. 481—541. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1956) — Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna. *Biul. Inst. Geol.*, 106, p. 5—36. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1968) — Prekambr w polskiej części Sudetów. *Kwart. geol.*, 12, p. 749—771, nr 4. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. (1957) — *Regionalna Geologia Polski*, 3. Sudety — z. 1. Kraków.

- TEKTONICKÝ VÝVOJ ČESKOSLOVENSKA (1961) — Praca zbiorowa. Ustrédi Ustav Geologický. Praha.
- WOJCIECHOWSKA I. (1966) — Budowa geologiczna metamorfizmu dorzecza Ścinawki [Kłodzkiej]. Geol. sudetica, 2, p. 261—290. Warszawa.
- WÓJCIK L. (1968) — Budowa geologiczna masywu strzebińskiego w okolicach Strzelina. Biul. Inst. Geol., 227, p. 121—145. Warszawa.

Юзеф ОБЕРЦ

РЕПЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ НИЖНЕЙ СИЛЕЗИИ

Резюме

Статья является ответом на критику моих взглядов, содержащуюся в работе Х. Тейссер „Докембрий в Польской части Судет“ (Геологический кварталник, т. 12, стр. 749—775), в которой автор представил свои концепции.

Отвечая на претензии и концепции, представленные Х. Тейссер, я привожу следующие выводы:

1. На территории Судет, за исключением окрестностей Эгожелца, в кровле протерозойских отложений отмечается перерыв, охватывающий зокембрий. В преддверии её происходили ассинтийские движения. Зокембрийская серия вместе с фундаментом была смята в складки во время младоассинтийских движений.

2. На территории, где протерозойские, особенно сланцевые, серии граничат с древнепалеозойскими, не смотря на часто наблюдаемую геометрическую согласованность, носящую характер вторичной пенакорданции, следует считаться с временным перерывом. Поэтому нет оснований считать непрерывной седиментацию между изерским кристаллическим массивом и эпиметаморфическим качавским древним палеозоем и древним палеозоем южных Карконошей, а также между протерозойским кристаллическим массивом окрестностей Имбрамовиц и предсудетским древним палеозоем. Имеется перерыв также между молданубскими сериями совигурского блока и протерозойскими сериями.

3. Наличие в породах ордовика гальки изерского лейкогранита и румбурского гранита, образовавшейся путем гомогенизации изерских гнейсов, является основой вывода о том, что серии обеих этих территорий своей эволюцией обязаны не только одной складчатости. Изерские гнейсы перед отложением древнего палеозоя были дважды смяты в складки во время древнеассинтийских (ЮЗ виргация) и младоассинтийских (образование наложенных складок Ю виргация) движений.

4. Подобно этому, наличие в девоне окрестностей Стпелина древнеассинтийской гальки является доказательством того, что древнеассинтийские породы испытали на себе на одну складчатость больше, чем девонские, которые были деформированы во время раннебретонских движений.

5. Различные кристаллические массивы Судет сравниваются на основе сходства серий пород, особенно исходного материала и состояния, которого они достигли во время главной деформации. Позднейший диафторез и гомогенизация являются дополнительными факторами. На основе этого были выделены разновозрастные тектогены: молданубский, представленный характерными совигурскими гнейсами; древнеассинтийский, составленный сериями

слоистых сланцев и гнейсов; младоассинтийский, представленный лужицкими граувакками эокембрия и древневарисский, состоящий из древнепалеозойских слабо преобразованных или неизменных пород. Эта седиментация закончилась до верхнего девона. К эокембрию не могут относиться слоистые сланцы, залегающие вдоль северного края изерских гнейсов.

6. Отнесение к одному тектогену двух различных серий только на том основании, что линейность в обеих параллельна, как например, в казавском древнем палеозое с одной стороны и в некоторых зонах изерских гнейсов, а также в слоистых сланцах и гнейсах Восточных Карконошей с другой стороны. Подобно этому, девонская серия Егловой и стпелинские гнейсы, перед первыми главными фазами складчатости (древнеассинтийские) которых произошла седиментация пластов с Егловой, имеют подобно расположенную линейность. То, что линейности в двух тектогенах параллельны, является следствием аналогичности разновозрастных структурных планов.

7. Габброво-диабазовые массивы, расположенные вокруг совигурского блока, связаны с исходом ассинтийских движений, единственным периодом, в котором одновременно зазначились дизъюнктивные движения с трех сторон этого тектонического блока.

8. Отсутствуют какие либо доказательства каледонских движений в кристаллическом массиве к востоку от совигурского блока. В северной части кристаллического массива Бытшицких гор могли найти отражение наложенные палеозойские движения в связи со складчатостью древнепалеозойской серии южных Карконошей.

9. Палеогеографические соотношения в западных Судетах не позволяют принять наличие силура в восточных Карконошах. Слоистые сланцы в этом районе согласно залегают на коварских гнейсах, постепенно переходя в них. Они образуют основание надвинутого перед палеозоем с востока элемента Лещиньца.

10. Изерские гнейсы не являются полигенными породами, только частично образовавшимися перед протерозойской гранитизацией сланцевой серии. Нет геологических и петрографических доказательств их образования из румбурских гранитов и завидовских гранодиоритов, которые образовались главным образом путем рекристаллизации различных разновидностей этих гнейсов.

11. Не рационально употребление символов V_1, V_2, V_3 для определения V — линейности во всех кристаллических породах Нижней Силезии, т. к. линейности, обозначенные одними и теми же символами, имеют обычно различное строение и возраст в разных кристаллических массивах.

12. Термин младосаксонская тектоника не может употребляться во временном значении, хотя бы потому, что понятие „древнесаксонская” или „среднесаксонская” тектоника окончательно не уточнено.

Основные реперы тектонического развития докембрия Нижней Силезии охватывают также древний палеозой, в то время как он был затронут эрозией. Ими является: а) — формирование цепи молданубских складок; б) — образование древнеассинтийского тектогена; в) — осаднение эокембрийской серии, сохранившейся на Лужицах и смятие её в складки перед отложением на этой территории нижнего кембрия (младоассинтийские движения); в это время произошла сильная перестройка древнеассинтийских складок, особенно в Изерских горах, а затем гомогенизация гнейсов; д) — седиментация древнего палеозоя продлилась до среднего девона, в то время были эродированы породы глубоких зон древнеассинтийского тектогена; е) — на древнеассинтийских гнейсах восточной ветви этого тектогена отложились нижнедевонские породы, смятые в складки вместе с основанием во время раннебретонских движений; приблизительно в то же самое время была смята в складки древнепалеозойско-девонская серия западных Судет.

Трактовки, которые не учитывают этих наиболее важных реперов, искаженно представляют эволюцию докембрия Судет.

Józef OBERC

**GUIDE POINTS IN THE TECTONIC DEVELOPMENT
OF THE LOWER SILESIA PRECAMBRIAN****Summary**

The paper is a reply to critical comments on my ideas expressed by H. Teisseyre. The comments as well as H. Teisseyre's concepts were published in his paper entitled "The Precambrian in the Polish part of the Sudetes" (*Kwartalnik Geologiczny*, v. 12, pp. 749—775).

In reply to the criticism and H. Teisseyre's views I am setting forth the following conclusions:

1. With the exception of the vicinity of Zgorzelec over the Sudetes area a gap comprising the Eocambrian exists at the top of the Proterozoic series. The gap is preceded by Early Assyntian movements. The Eocambrian series was folded during the Late Assyntian movements together with its substratum.

2. Over the area where Proterozoic series, particularly the schist series, occur in juxtaposition with the Lower Palaeozoic beds, one may expect a time gap despite the geometric conformity often met with, which shows features of a secondary peneconcordance. Consequently no evidence exists for assuming a depositional continuity between the crystalline Izera unit and the epimetamorphic Early Palaeozoic of the Kaczawskie Mountains and the southern part of the Karkonosze Mountains, as well as between the Proterozoic crystalline rocks in the vicinity of Imbramowice and the Fore-Sudetic Lower Palaeozoic. There also exists a gap between the Moldanubian series of the Sowie Mountains block and the Proterozoic.

3. The occurrence of the Izera leucogranites and the Rumburk granites pebbles — both formed by homogenization of the Izera gneisses — within the Ordovician deposits warrants the conclusion that the evolution of the series of both the regions named is not due to a single folding episode. Prior to the deposition of the Lower Palaeozoic the Izera gneisses had been folded twice *viz.* in the course of Early Assyntian disturbance (the SW vergence) and during the Late Assyntian movements (superposed folds with S vergence).

4. Likewise, the presence of the Early Assyntian pebbles in the Devonian rocks near Strzelin shows that the former ones have undergone at least one folding more than the latter ones deformed during the Early Bretonian disturbance.

5. Various crystalline units of the Sudetes can be compared with each other on the basis of similarities of the rock series, especially their parent primitive material and the state attained during the main deformation. The subsequent diaphoresis and homogenization are the additional factors. On such grounds the following tectogenes of different ages have been distinguished: the Moldanubian one represented by the characteristic Sowie Mountains gneisses, the Early Assyntian one built of a series of mica schists and gneisses, the Late Assyntian one comprising the Eocambrian Lusatia greywackes, and the Early Variscan one consisting of slightly metamorphosed or unmetamorphosed Lower Palaeozoic rocks. The depositional sequence terminated prior to Late Devonian time. The grey mica schists occurring along the northern edge of the Izera gneisses by no means can be classified into the Eocambrian.

6. It does not seem justified to classify two different series into one tectogene, the only grounds being that the lineations in both series are parallel to each other —

e.g. in the Lower Palaeozoic of the Kaczawskie Mountains as compared to some zones in the Izera gneisses or mica schists and gneisses of the Eastern Karkonosze Mountains. Also the Devonian Jegłowa series and the Strzelin gneisses, the first major folding (Early Assyntian) of which preceded the deposition of the Jegłowa beds, show similar trends of their lineations. The parallelism of the lineations in two different tectogenes is due to structural patterns that are analogous though of different age.

7. The gabbro-dabase massifs which occur around the Sowie Mountains block are related to the close of the Assyntian disturbance — the only period during which disjunctive movements operated simultaneously along three sides of this tectonic block.

8. There is no evidence of Caledonian movements in the crystalline series east of the Sowie Mountains block. An overprint of Palaeozoic movements related to the folding of the Lower Palaeozoic series of the southern Karkonosze Mountains seems likely in the northern part of the Bystrzyckie Mountains crystalline body.

9. The view according to which the Silurian is represented in the Eastern Karkonosze Mountains seems unlikely on the grounds of palaeogeographic relations in the Western Sudetes. The Eastern Karkonosze mica schists gradually pass into the Kowary gneisses and they do not overlie these gneisses discordantly. They form the bedrock of the Leszczyniec unit thrust from the east prior to Palaeozoic time.

10. The Izera gneisses are not a polygenetic formation only in some parts due to granitization of the series of Proterozoic schists. Neither geologic nor petrographic evidences are available which would be indicative of the Rumburk granites and Zawidów granodiorites as the parent rocks from which the Izera gneisses would have been formed; the Rumburk granites and the Zawidów granodiorites originated owing to recrystallization of various parts of these gneisses mainly.

11. The usage of symbols B₁, B₂, B₃ for B-lineations in all the crystalline bodies of Lower Silesia does not seem rational, because lineations represented by the same symbols and occurring in various units are usually different in both their style and age.

12. The name "Late Saxon" tectonics should not be used as a name bearing any time meaning, if only because no such terms as "Early Saxon" or "Middle Saxon" are precisely defined.

The principal characteristic points in the tectonic development of the Lower Silesia Precambrian can be also looked for in the Early Palaeozoic when denudation processes reached down to the Precambrian. The main guide points are as follows: a) formation of a system of Moldanubian folds, b) formation of the Early Assyntian tectogene, c) deposition of the Eocambrian series preserved in Lusatia, and its folding prior to deposition of the Lower Cambrian over the area (the Late Assyntian disturbance); at this time the Early Assyntian folds were thoroughly remodelled, particularly in the Izera Mountains and subsequently the gneisses were subject to homogenization, d) the deposition of Lower Palaeozoic beds continued up to Middle Devonian time; at this time the rocks of the deep zones of the Early Assyntian tectogene were submitted to erosion, e) the Early Assyntian gneisses of the eastern branch of the tectogene in question were overlain by the Lower Devonian deposits folded together with their substratum during the Early Bretonian disturbance. Approximately at this time the Lower Palaeozoic-Devonian series of the Western Sudetes was folded.

Any views that do not take into account the afore-listed principal guide points present a distorted picture of the evolution of the Sudetic Precambrian.