

MODEL EKSPANSYJNEGO ROZWOJU SUDETÓW ZACHODNICH W PALEOZOIKU (PROPOZYCJA)

UKD 551.243.05"71":551.73:550.8.013(234.57 – 15 segment kaledoński + hercyński)

W artykule o znaczeniu fazy sudeckiej w ewolucji Sudetów zwróciłem uwagę na brak przestrzennej i czasowej korelacji procesów geologicznych między jednostkami rozdzielonymi rozłamem śródsudeckim (15, 16). Przez cały okres paleozoiku rozwój facjalno-strukturalny jednostek geologicznych po obu stronach wspomnianego rozłamu był odmienny. Po stronie południowo-zachodniej w metamorfiku izersko-karkonoskim i metamorfiku Ziemi Kłodzkiej ważną rolę odegrała polifaza grampiańska (późny środkowy kambry – wczesny ordowik = sardyjska, sandomierska, świętokrzyska, salairska), a główne fałdowanie wraz z nasilającą się ku wschodowi dynamometamorfozą miało miejsce podczas orogenezy młodokaledońskiej (= skandynawskiej) przed górnym, ewentualnie środkowym dewonem.

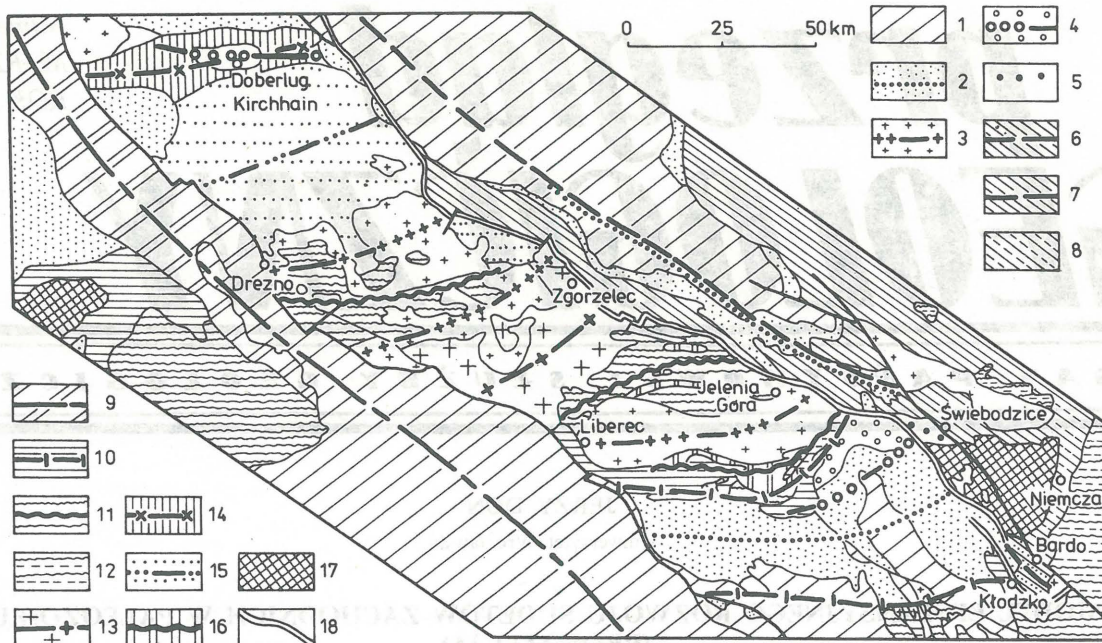
Wydarzenia te nie wpłynęły w sposób istotny na rozwój jednostek geologicznych położonych po stronie północno-wschodniej tego rozłamu (metamorfik Zgorzeleckich Gór Łupkowych i Gór Kaczawskich oraz struktura bardzka), gdzie ciągła sedymentacja typu geosynklinalnego trwała od kambry do dolnego karbonu włącznie, a główne fałdowanie nastąpiło dopiero podczas fazy sudeckiej przed górnym karbonem. Z kolei faza ta nie miała żadnego znaczącego wpływu na wcześniej skonsolidowane i następnie częściowo przykryte dolno- i górnokarbońskimi molasami jednostki geologiczne po drugiej stronie rozłamu. Dzieli on więc Sudety Zachodnie na kaledoński segment kłodzko-izersko-łużycki oraz hercyński segment bardzko-kaczawsko-zgorzelecki.

Regionalna budowa geologiczna segmentu kaledońskiego różni się zasadniczo od budowy segmentu hercyńskiego. Oprócz odmiennego rozwoju facjalnego serii osadowych, w obu segmentach w sposób odmienny przebiegały procesy magmowe. W eugeosynklinalnej części segmentu hercyńskiego (Góry Kaczawskie) rozwinął się typowo inicjalny wulkanizm zasadowy w kambry, natomiast w segmencie kaledońskim (metamorfik południowych Karkonoszy oraz metamorfik dorzecza Ścinawki) zasadowy wulkanizm zjawia się dopiero na przelomie syluru i dewonu, czyli w końcowej fazie cyklu osadowego tamtejszej geosynkliny.

Wbrew powszechnym poglądom segment hercyński charakteryzuje ubóstwo granitoidów i ogólnie procesów granitizacyjnych, tak powszechnych w segmencie kaledońskim (różnowiekowe gnejsy i granitoidy w metamorfiku karkonosko-izersko-łużyckim oraz w metamorfiku Ziemi Kłodzkiej). Szczególnie wyraźnie różni się tektonika segmentu kaledońskiego, z jednostkami geologicznymi wydłużonymi ogólnie równoleżnikowo (z odchyleniem ku SW-NE), od budowy segmentu hercyńskiego, w którego obrębie dominuje południowo-wschodni kierunek struktur tektonicznych (ryc. 1). Po fazie sudeckiej, począwszy od górnego karbonu, rozwój Sudetów w obu tych segmentach był coraz bardziej do siebie zbliżony, aż do pełnej unifikacji w triasie.

Pasjonującym zagadnieniem jest jak w ciągu tak długiego okresu – bo od kambry lub eokambry do permu włącznie – mógł przebiegać równolegle w czasie i obok siebie rozwój obu segmentów w tak odmienny sposób. Nie wchodzi bowiem w rachubę możliwość wielkoskalowego przemieszczenia horyzontalnego w paleozoiku wzdłuż opisanego rozłamu śródsudeckiego (15, 16), na wzór przemieszczeń sugerowanych wzdłuż linii Tornquista-Teisseyre'a (7, 38), gdyż przemieszczenie takie musiałoby się przedłużać na obszar Sudetów Wschodnich poprzez istniejącą już wtedy strefę nasunięcia ramzowskiego, przetrwanego w polskiej części Sudetów jedynie brzeżnym uskokiem sudeckim. Przeciw horyzontalnemu przemieszczeniu przemawia również bardzo nierówny przebieg rozłamu śródsudeckiego, przypominający raczej kontury struktur rozrywanych (ryc. 1). Obecny artykuł poświęcony jest próbie znalezienia takiego modelu, który tłumaczyłby możliwie najpełniej tę tak dalece zróżnicowaną ewolucję przeciwstawionych sobie segmentów.

Część takiego modelu zaproponował już Brause (6) w celu wyjaśnienia rozwoju geosynkliny i tektogenu Zgorzeleckich Gór Łupkowych (Görlitzer Schiefergebirge). Model ten (ryc. 2) oddaje równie dobrze lub nawet pełniej – ewolucję geosynkliny kaczawskiej. Widzimy na nim rozpad fundamentu proterozoicznego na bloki (mikrokontynenty), oddalające się stopniowo od siebie. Powstający między nimi basen geosynklinalny typu ryftowego wypełniają



Ryc. 1. Strefy osiowe jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich i Łużyc

Fig. 1. Axial zones of geological units of the western Sudety Mts. and Lusatia.

1 – niecek górno kredowych; 2 – niecek górno karbońsko-permskich; 3 – granitoidów waryscyjskich; 4 – depresje dolnokarbońskie; 5 – depresje Świebodzic (D_3-C_1); 6 – struktury bardzkiej ($O?-C_1$); 7 – Gór Kaczawskich i Zgorzeleckich Gór Łupkowych ($ECm-C_1$); 8 – serie strefy mylonitycznej Niemczy ($Pt_3?-C_1?$); 9 – serie skalne strefy Łaby; 10 – epizoidalnie zmetamorfizowanych serii południowych Karkonoszy oraz dorzecza Ścinawki i okolic Kłodzka ($O-S, D_1?$); 11 – mezozonalnie zmetamorfizowanych serii bloku izerskiego i południowych Karkonoszy oraz słabiej zmetamorfizowanej formacji szarogłazowej Łużyc ($ECm-Cm_{1-2}, O_1?$); 12 – mezozonalnie zmetamorfizowane serie bloku przedsudeckiego (Pt_3-Cm); 13 – granitoidów rumbursko-zawidowskich ($Pt-Cm-O?$); 14 – utworów kambry dolnego i środkowego strefy synklijnej Torgau-Dobberlug-Gölnitz (Łużyc); 15 – formacji szarogłazowej ($ECm-Cm?$) Łużyc (niezmetamorfizowanej regionalnie); 16 – mezozonalnie zmetamorfizowanych serii suprakrustalnych południowych Karkonoszy (Pt_3-Cm), będących ekwiwalentem podobnych serii bloku izerskiego, metamorfiku Gór Bystrzyckich oraz Orlickich i Śnieżnika; 17 – gnejsy bloku sowiogórskiego i granulity Saksonii; 18 – rozłam śródsudecki

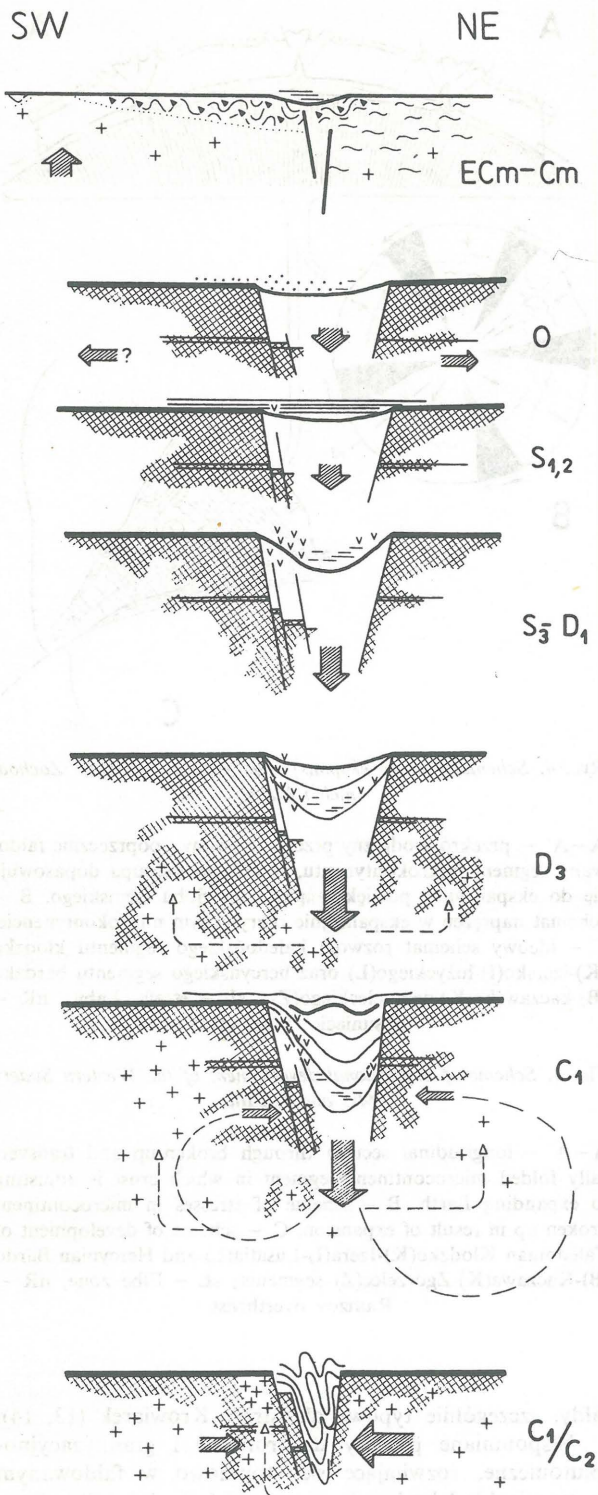
Axes of: 1 – Upper Cretaceous depressions, 2 – Upper Carboniferous-Permian depressions, 3 – Variscan granitoids, 4 – Lower Carboniferous depressions, 5 – Świebodzice depression (D_3-C_1), 6 – Bardo structure ($O?-C_1$), 7 – Góry Kaczawskie Mts and Zgorzelec Slaty Mts ($ECm-C_1$); 8 – series of mylonite zone ($Pt_3?-C_1?$), 9 – rock series of Elbe zone, 10 – epizonally metamorphosed series of southern Karkonosze Mts and Ścinawka River drainage basin and vicinities of Kłodzko ($O-S, D_1?$), 11 – mesozonally metamorphosed series of Izer Block and southern Karkonosze Mts and less intensively metamorphosed Lusatia graywacke formation ($ECm-Cm_{1-2}, O_1?$), 12 – mesozonally metamorphosed series of Fore-Sudetic Block (Pt_3-Cm), 13 – Rumburg-Zawidów granitoids ($Pt-Cm-O?$), 14 – lower and Middle Cambrian rocks in Torgau-Dobberlug-Gölnitz synclinal zone (Lusatia), 15 – Lusatia graywacke formation ($ECm-Cm?$), unmetamorphosed regionally, 16 – mesozonally metamorphosed supracrustal series in southern Karkonosze Mts (Pt_3-Cm), equivalents of similar series of Izer Block, Góry Bystrzyckie Mts. metamorphic series, Orlickie Mts and Mt. Śnieżnik, 17 – Sowie Góry Block gneisses and Saxony granulites, 18 – Intra-Sudetic fault.

w sposób ciągły coraz to młodsze serie paleozoiczne. Pod koniec dewonu rozpoczyna się proces odwrotny. Obszar geosynklijalny zaczyna się kurczyć i różnicować, a w środkowym wizeniu ma miejsce intensywne fałdowanie wypełniających geosynklinę serii, połączone z epizoidalną ich metamorfozą.

Model ten tłumaczy dobrze skokową zmianę facji metamorficznych wzdłuż rozłamu śródsudeckiego, jak i obecność dużych mas skał związanych z kambryjskim wulkanizmem inicjalnym w geosynklinie kaczawskiej (39, 21, 34, 2). Z wulkanizmem tym wiąże się najprawdopodobniej rozwój sekwencji ofiolitowych (27), występujących obecnie w obrzeżeniu (i podłożu?) kry gnejsów sowiogórskich (21, 27, 20, 34, 44). Również Cwojdziański (11), Pożaryski i Kotański (37), Narębski (33) oraz Baranowski et al. (2) uważają, iż omawiane sekwencje wulkaniczne tworzyły się w obrębie wąskiej geosynkliny (aulakogenie), otwieranej począwszy od końca proterozoiku między rozsuwającymi się mikrokontynentami. Procesowi temu towarzyszyła stopniowa oceanizacja strefy geosynklijalnej,

sterowana rozwojem diapiryzmu płaszczu (33). Świadczyć o tym może bimodalny wulkanizm toleitowy, typowy dla wysp oceanicznych, charakteryzujący się dużym udziałem piroklastyków (2).

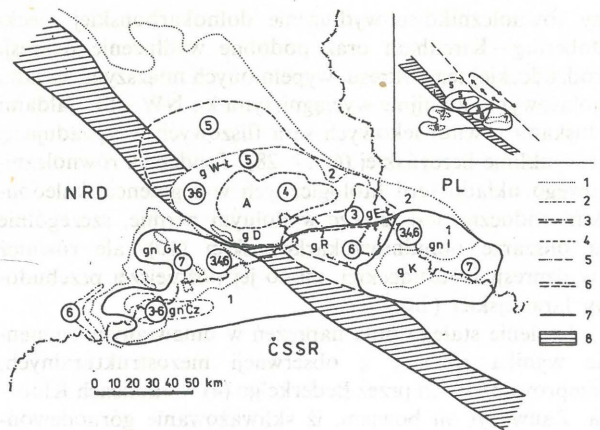
Model Brause'go (ryc. 2) tłumaczy równie dobrze występujący na obszarze Zgorzeleckich Gór Łupkowych i Gór Kaczawskich brak granitoidów, które tak obficie rozwijały się w tym okresie na obszarze sąsiedniego bloku karkonosko-izersko-łużyckiego. Autor tego modelu zaznacza symbolicznie ewolucję tych granitoidów w brzeżnych partiach rozsuniętych bloków (ryc. 2). Nie wchodzi jednak szczegółowiej w ewolucję tych bloków, ani też w wewnętrzną ich budowę geologiczną. A jest ona bardzo interesująca w kontekście z rozwojem sąsiadującej geosynkliny kaczawsko-zgorzeleckiej. Bowiem bloki te w trakcie rozsuwania nie zachowały się biernie, ale ulegały równoczesnej głębokiej przebudowie, która realizowana była od kambry począwszy aż na permie skończywszy w stosunkowo stałym polu naprężeń, odrębnym niż pole naprężeń obszaru geosynklijalnego.



Ryc. 2. Schemat rozwoju Zgorzeleckich Gór Łupkowych (Görlitzer Schiefergebirge) od eokambriu po dolny karbon (według Brausego - 6)

Fig. 2. Scheme of development of the Zgorzelec Slaty Mts (Görlitzer Schiefergebirge) from the Eocambrian to Early Carboniferous (after Brause - 6)

Wynika to z analizy budowy geologicznej stosunkowo dobrze odświeżonego i zbadanego segmentu kłodzko-izersko-łużyckiego (ryc. 1). Jest on wewnątrz wyraźnie zróżnicowany, przy czym główne jednostki litologiczne i tektoniczne wydłużone są ogólnie równoleżnikowo z od-



Ryc. 3. Magmatyty antyklinorium Gór Kruszcowych - Zachodnich Sudetów oraz łużyckiej strefy antyklinalnej po rozłam śródsudecki (według P. i E. Bankwitz - 1)

Cyfry podają względne następstwo wiekowe przemieszczenia aktywności magmowej z SE ku NW (3 do 5) i następnie ku SE (6 do 7); cyfry w kółkach - magmatyty lub anateksyty (aktywność magmowa koncentruje się w 75 km szerokiej strefie między rozłamek śródsudeckim a lineamentem Łaby - zasrafaowanym); cyfry bez kółek - serie osadowe. 1 - granice geologiczne; 2 - gnejsy czerwone Gór Kruszcowych; 3 - granit rumburski stwierdzony (przypuszczalny); 4 - anateksyt; 5 - granodioryt zachodniołużycki; 6 - granodioryt wschodniołużycki stwierdzony (przypuszczalny); 7 - antyklinorium Gór Kruszcowych - Zachodnich Sudetów; 8 - strefa Łaby; A - anateksyt; gD - Granit z Dohrnar; gE-Ł - granodioryt wschodniołużycki; gK - granit karkonoski; gR - granit rumburski; gW-Ł - granodioryt zachodniołużycki; gnCz - gnejsy czerwone Gór Kruszcowych; gnGK - gnejsy szare Gór Kruszcowych; gnI - gnejsy izerskie

Fig. 3. Igneous rocks in the Erzgebirge-western Sudety Mts anticlinorium and Lusatian anticlinal zone up to the Intra-Sudetic Fault (after P. and E. Bankwitz - 1)

Numbers show relative time migration of igneous activity from SE to NW (3 to 5) and subsequently to SE (6 to 7); numbers in circles - magmatic rocks or anatexites (igneous activity was concentrated in 75 km wide zone between the Intra-Sudetic Fault and Elbe lineament - hachured); numbers without circles - sedimentary series. 1 - geological boundaries, 2 - red Erzgebirge gneisses, 3 - found and inferred rumburg granite, 4 - anatexite, 5 - West Lusatian granodiorite, 6 - found and inferred East Lusatian granodiorite, 7 - Erzgebirge-Western Sudety Mts anticlinorium, 8 - Elbe zone; A - anatexite, gD - Dohrnar granite, gE-Ł - East Lusatian granodiorite, gK - Karkonosze granite, gR - rumburg granite, gW-Ł - West Lusatian granodiorite, gnCz - red Erzgebirge gneisses, gnI - Iżera gneisses

chyleniem ku SW-NE, czyli poprzecznie lub wyraźnie skośnie w stosunku do NW-SE układu jednostek w segmencie bardzko-kaczawsko-zgorzeleckim, który to kierunek uogólniany jest powszechnie jako „sudecki”. Do kierunku „sudeckiego” nie dopasowują się zarówno kambryjska synklina Torgau-Doberlug-Gölnitz (Łużyce), jak i poszczególne sekwencje granitoidów łużyckich oraz izerskich (ryc. 3 - E. i P. Bankwitzowie 1982). To samo można powiedzieć o wydłużeniu granitowego masywu karkonoskiego oraz przedsardyjskich serii suprakrystalnych bloku izersko-południowokarkonoskiego, jak i o wydłużeniu ordowicko-sylurskich serii tego bloku i podobnych serii metamorfiku kłodzkiego.

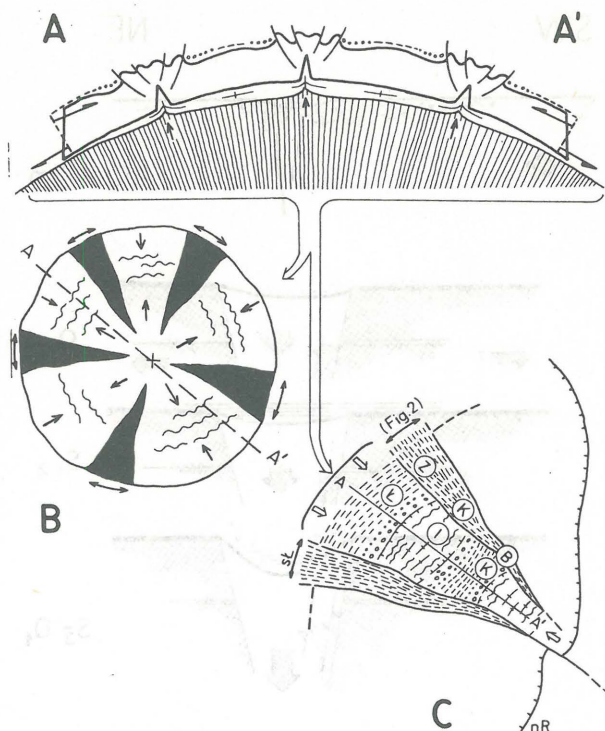
Kontrast ten jeszcze lepiej uwidatnia się gdy porówna-

my równoleżnikowe wydłużenie dolnokarbońskiej niecki Doberlug – Kirchhain oraz podobne wydłużenie depresji śródsudeckiej tego okresu, wypełnionych miększymi seriami molasowymi, z linijnie wyciągniętymi ku NW – SE fałdami i łuskami równoleżnikowych serii fliszowych w sąsiadującej geosynklinie hercyńskiej (6, 17, 28). Tendencja równoleżnikowego układu serii litologicznych w segmencie kaledońskim widoczna jest jeszcze w dolnym permie, szczególnie na obszarze południowokarkonoskim (10), ale również i w depresji śródsudeckiej, mimo jej późniejszej przebudowy łaramijskiej (28).

Istnienie stałego pola naprężeń w omawianym segmencie wynika również z obserwacji mezostrukturalnych, przeprowadzonych przez Bederke'go (4) w okolicach Kłodzka. Zauważył on bowiem, iż skliważowanie górnodewońskich zlepieńców podstawowych i wapieni jest zgodne z foliacją w podścielających fyllitach i łupkach zieleńcowych metamorfiku kłodzkiego. O tym iż foliacja serii podścielających jest wcześniejsza od transgresji górnodewońskiej świadczą między innymi dobitnie fyllitowe i zieleńcowe otoczaki zlepieńców podstawowych, w których jest ona chaotycznie zorientowana.

Stale na przestrzeni od kambru do permu pola naprężeń – ale różne w obu omawianych segmentach – musiały mieć globalną przyczynę. I ta globalna przyczyna powinna być odpowiedzialna za równocześnie odmienną ewolucję obu segmentów, co należy uwzględnić w konstrukcji modelu Brausego (ryc. 2), poszerzonego o segment kłodzko-izersko-łużycki. Zaskakujące jest, iż jedyny model, który spełnia stosunkowo dobrze wymienione warunki, a zarazem wyjaśnia najwięcej pozornych sprzeczności, opiera się na założeniu ekspandującej Ziemi (26, 19, 18, 22, 3, 9, 25, 12) w sposób pulsacyjny (8, 36, 40, 23, 31). Sugerowany przez wspomnianych autorów na tym założeniu mechanizm fałdowania, związany z kompresją tangencjalną, wyjaśniany jest dostosowywaniem się fragmentów starszej litosfery do nowej, spowodowanej ekspansją, mniejszej krzywizny globu ziemskiego. Podczas tego procesu fragmenty te ulegają odśrodkowemu wyginaniu, przy czym następuje tensyjne rozrywanie głębszych partii, przy równoczesnym fałdowaniu stref zewnętrznych.

Proces ten zilustrowany dwuwymiarowo wzdłuż przekroju (ryc. 4 A – A') należy przenieść na powierzchniowo rozległy maszyn, który dopasowując się do nowej krzywizny ulega promienistemu pękaniu i rozrywaniu postępującemu od partii brzeżnych ku środkowi, powodując rozpad zewnętrznych jego części na oddalające się stopniowo od siebie segmenty (= model Brause'go, ryc. 2). Mechanizm ten jest podobny do pęknięcia skórki półkuli pomarańczy wciskanej na nieco większą od niej kulę (ryc. 4B), lub do rozplaszczanej dłoni z pozycji półkolistej. W rozdzielanych segmentach narasta wraz z ich oddalaniem na zewnątrz kompresja skierowana wzdłuż ich osi, powodując poprzeczne fałdowanie segmentów (ryc. 4C). Równocześnie w głębszych partiach tych segmentów rozwija się tensja wyzwalamą procesy granityzacyjne (ryc. 4 A' – A' i C), obejmujące swym zasięgiem coraz płytsze strefy. Proces ten przybiera stopniowo charakter diapiryzmu orogenicznego, powodując skutek wzrostu objętości wyjściowego układu (do ponad 10%) dalszą kompresję w obszarach międzykopałowych (29). Wymownym przykładem tego jest kontrast między stosunkowo prostą tektoniką regionalną zwartych kopał migmatycznych gnejsów gierałowskich w metamorfiku Śnieżnika, a złożoną polifazową tektoniką międzykopałowych stref synklinorialnych, w których łupki serii strońskiej zgarnięte zostały razem z gnejsami śnieżnickimi w silnie wydłużone, izoklinalne



Ryc. 4. Schemat ideowy ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich i Łużyc

A – A' – przekrój podłużny przez rozrywany i poprzecznie fałdowany segment mikrokontynentu, w którym skorupa dopasowuje się do ekspansyjnie powiększającego się globu ziemskiego. B – schemat naprężeń w ekspansyjnie rozrywającym mikrokontynencie. C – ideowy schemat rozwoju kaledońskiego segmentu kłodzko-izersko(I)-łużyckiego(L) oraz hercyńskiego segmentu barado(B)-kaczawsko(K)-zgorzeleckiego(Z); sL – strefa Łaby; nR – nasunięcie ramzowskie

Fig. 4. Scheme of expansional development of the Western Sudety Mts and Lusatia

A – A' – longitudinal section through broken-up and transversally folded microcontinent segment in which crust is adjusting to expanding Earth, B – scheme of stresses in microcontinent broken up in result of expansion, C – scheme of development of Caledonian Kłodzko(K)-Izera(I)-Lusatia(L) and Hercynian Barado(B)-Kaczawa(K)-Zgorzelec(Z) segments; sL – Elbe zone, nR – Ramzov overthrust

fałdy, szczególnie typowe dla strefy Krowiarek (13, 14).

Wspomniane procesy diastroficzne i granityzacyjno-plutoniczne, rozwijające się stopniowo w fałdowanym segmencie kłodzko-izersko-łużyckim (ryc. 1 i 4C), nie są przenoszone poza jego obręb na obszar rozwieranego równocześnie ryftu kaczawskiego, gdzie panuje w tym czasie reżim facjalno-strukturalny, zbliżony lub typowy dla obszarów o podłożu oceanicznym (21, 27, 33, 34, 2).

Cykl przedstawionego rozwoju obu segmentów trwał od eokambru do permu, przy czym główna faza fałdowania w segmencie kłodzko-izersko-łużyckim związana jest z orogenezą kaledońską, a segmentu barado-kaczawsko-zgorzeleckiego z fazą sudecką. To przesunięcie w czasie faz głównego fałdowania obu segmentów jest względnie dobrze wyjaśniane w proponowanym modelu, według którego maksymalna kompresja w pierwszym segmencie pojawia się w czasie apogeum rozwoju warunków geosynklijalnych w drugim segmencie.

Rozwój geosynklijalny segmentu bardzko-kaczawsko-zgorzeleckiego został przerwany stosunkowo nagle z dużą energią, co spowodowane było przypuszczalnie cyklicznym kurczeniem globu ziemskiego (8, 36, 23, 31). Zjawiska diastroficzne w segmencie hercyńskim nie były na znaczną skalę przenoszone na obszar sąsiedni, czyli kłodzko-izersko-łużycki, skonsolidowany wcześniej i to w struktury tektoniczne wydłużone poprzecznie do kierunku późniejszego fałdowania segmentu bardzko-kaczawsko-zgorzeleckiego. Ten ostatni był w czasie orogenezy hercyńskiej znacznie bardziej podatny na procesy diastroficzne, zarówno ze względu na zachowaną do tego czasu labilność, jak i na ówczesny NW-SE kierunek działania sił kompresyjnych, poprzeczny do rozciągłości wypełnionego dotychczas niesfałdowanymi osadami basenu geosynklijalnego.

Z przedstawionego zestawienia zjawisk geologicznych wynika, iż rozwój obu omawianych segmentów, kaledońskiego i waryscyjskiego, przebiegał równolegle w przestrzeni oraz czasie i uwarunkowany był tymi samymi procesami globalnymi. W tym też sensie słuszny okazuje się pogląd H. Teisseyre'a (42, 43) o jednym cyklu kaledono-waryscyjskim w Sudetach. Cykl ten trwał od eokambru do permu łącznie, czyli ok. 400 mln lat.

Przedstawiony model dość dobrze tłumaczy odmienny rozwój procesów geologicznych w przeciwstawionych sobie segmentach kłodzko-izersko-łużyckim oraz bardzko-kaczawsko-zgorzeleckim (ryc. 4C). Nie uwzględnia wielu dodatkowych elementów, które niewątpliwie ten obraz komplikowały. W długotrwałych procesach o charakterze globalnym jednym z takich czynników jest ruch obrotowy Ziemi, odpowiedzialny za głównie dekstralne przemieszczenia mas na półkuli północnej. Jego wpływ mógł się zaznaczyć w segmencie kłodzko-izersko-łużyckim odchyleniem serii skalnych z pierwotnego kierunku SW-NE na obecny SWW-NEE.

Propozycja modelu ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku ma charakter dyskusyjny. Stanowi ona próbę wyjaśnienia odmiennie przebiegającej ewolucji obu głównych segmentów: kaledońskiego i waryscyjskiego (15, 16). Przedstawiony model nie jest idealny. Nie tłumaczy na przykład obecności masywu gnejsów sowiogórskich w obrębie segmentu bardzko-kaczawsko-zgorzeleckiego. Tektoniczna pozycja tego masywu stanowiła (41, 24, 5, 35, 43) i nadal stanowi (30, 44) trudny problem w syntezach geologicznych Sudetów. Model ten nie tłumaczy również potężnych procesów plutonizmu granitoidowego, które w górnym karbonie zaznaczyły się na całym obszarze Sudetów.

W rozważaniach nie uwzględniłem wschodniej i północno-wschodniej części Sudetów, gdyż problem ich związku z omawianą częścią Sudetów Zachodnich wymaga odrębnego opracowania. Próbowałem jedynie spojrzeć na ewolucję Sudetów Zachodnich z innej niż dotychczas strony, proponując model oparty głównie na podziale pionowym, z wkomponowanymi weń w możliwie logiczny ciąg wieloma pozornie sprzecznymi obserwacjami, niekiedy dawno już znanymi. Włączyłem się do ogólnej dyskusji w przekonaniu, iż ułatwi ona wyjście z impasu, w jakim znalazła się ostatnio geologia Sudetów, ujmowana często w sposób nazbyt cząstkowy lub jednostronny.

LITERATURA

1. Bankwitz P., Bankwitz E. — Zur Entwicklung der Erzgebirgischen und Lausitzer Antiklinalzone. *Z. für angew. Geol.* 1982 H. 11.
2. Baranowski Z., Lorenc S., Heinisch H., Schmidt K. — Der kambrische Vulkanismus des Bober-Katzbach-Gebirges (Kaczawskie Góry, West Sudeten, Polen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1984 Nr 1.
3. Barnett C.H. — Oceanic rises in relation to the expanding earth hypothesis. *Nature* Nr 221. 1969.
4. Bederke E. — Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Paläont.* 1924 Nr 7.
5. Bederke E. — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Stratigraphisch- und petrographisch-tektonische Untersuchungen in der Eulengebirgsgruppe.* *Ibidem* 1929 Nr 23.
6. Brause H. — Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. *Abh. Deut. Akad. Wiss. zu Berlin, Jg.* 1968 Nr. 1.
7. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.* 1981 nr 8.
8. Bucher W.H. — *Deformation of the Earth's Crust.* Princeton University Press 1933.
9. Carey S.W. — *The expanding Earth.* Elsevier, Amsterdam 1976.
10. Chaloupsky J. — Geologická mapa Karkonošského narodního parku 1:50 000. *Ustř. Ust. Geol.* Praha 1968.
11. Cwojdziański S. — Główne etapy ewolucji tektonogeny waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.* 1975 nr 11.
12. Cwojdziański S. — Tektonika płyt w obliczu nowych faktów geologicznych i geofizycznych (tektonika globalna w początku lat osiemdziesiątych). *Kwart. Geol.* 1983 nr 2.
13. Don J. — The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (Łądek-Śnieżnik Metamorphic Massif in the Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre* 1972 nr 4.
14. Don J. — Tektonika łupków strefy Siennej oraz problem stosunku gnejsów do wydzielonych w metamorfiku Śnieżnika etapów deformacji. *Geol. Sudet.* 1982 nr 1-2.
15. Don J. — The Sudetic Phase and its Significance to the Geological Division of the Sudetes. Meeting of European Geological Societies 3, Europe on the Geological Map. University Erlangen-Nürnberg, FRG, 30.5-4.6.1983. Abstracts.
16. Don J. — Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. *Prz. Geol.* 1984 nr 8-9.
17. Geologische Übersichtskarte 1:400 000 — Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt, Leipzig. *Zentr. Geol. Inst. in Berlin* 1972.
18. Heezen B. — The deep-sea floor. (in:) *Continental Drift.* Red. S.K. Runcorn, Acad. Press London 1962.
19. Hilgenberg O. — *Vom wachsenden Erdball.* Berlin 1933.
20. Jamrozik L. — Tectonic position of ultrabasic — massifs surrounding the Góry Sowie Mts. Block. *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Vol. II. Guide Book of Excursions in GDR and Poland, Potsdam-Freiberg* 1981.
21. Jerzmański J. — O pozycji geologicznej skał ultramaficznych na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 1979 nr 9.
22. Jordan P. — *The expanding Earth.* Pergamon Oxford 1966.
23. Kazarinow W.P. — Pulsacji Ziemi. *Biull. Mosc.*

- Ob. Isp. Prirody, Otd. geol. 1979 nr 3.
24. K o s s m a t F. — Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirgen Sachsens und der Sudetenländer. Zbl. Miner. B. Stuttgart 1925.
 25. K o z i a r J. — Ekspansja den oceanicznych i jej związek z hipotezą ekspansji Ziemi. Spraw. Wr. Tow. Nauk. 1980, 35 B.
 26. L i n d e m a n n B. — Kettengebirge, kontinentale Zerspaltung, und Erdexpansion. Jena 1927.
 27. M a j e r o w i c z A. — Grupa górská Ślęzy a współczesne problemy petrograficzne ofiolitów. Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sieniogórskich i metamorfiku kłodzkiego. Mat. konf. teren. — Nowa Ruda, 8.9. — 9.9.1979. Wyd. U. Wr. 1979.
 28. M a p a Geologiczna Regionu Dolnośląskiego 1:200 000 (red. L. Sawicki) Wyd. Geol. 1967.
 29. M i c h n i e w i c z M. — Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. Geol. Sudet. 1981 nr 2.
 30. M i e r z e j e w s k i M. — Hypothetical Rotative Pattern of the Sudetes Mts. as a Result of an Orogenic Wave Shift and Thermal Plume Action. Bull. Acad. Pol. Ser. Sc. Terre 1981 nr 4.
 31. M a l i n o w s k i E.E. — Razwitiye i sowriemiennoje sostojanje problem razszirienija i pulsacii Ziemi. Izv. Wyższ. Uczeb. Zaw., Geologija i Razw. 1982 nr 7.
 32. N a r ę b s k i W. — Petrochemistry and Pillow Lavas of the Kaczawa Mts. and some General Petrogenetical Problems of Spilites. Pr. Muz. Ziemi 1964 nr 7.
 33. N a r ę b s k i W. — Paleotectonic Setting of the Circum-Karkonosze Lower Palaeozoic Spilite-Keratophyre Suites Based on Geochemistry of Iron Group Elements. Ann. Soc. Geol. Pol. 1980. t. 50.
 34. N a r ę b s k i W. — Circum-Karkonosze Spilite-Keratophyre Series. Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Vol. II. Guide Book of Excursions in GDR and Poland. Potsdam — Freiberg 1981.
 35. O b e r c J. — Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Pr. Inst. Geol. t. 47, 1966.
 36. O b r u c z e w W.A. — Pulsacionnaja gipoteza geotektoniki. Izv. AN SSSR Sier. geol. 1940 nr 1.
 37. P o ż a r y s k i W., K o t a ń s k i Z. — Baikalian, Caledonian and Variscan Events in the Forefield of the East-European Platform. Z. dt. geol. Ges. 1978 Nr. 129. Hannover.
 38. P o ż a r y s k i W., B r o c h w i c z - L e w i ń s k i W., T o m c z y k H. — O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. Prz. Geol. 1982 nr 11.
 39. S c h w a r z b a c h M. — Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. Geol. Rundschau 1943 Nr. 1.
 40. S h n e i d e r o v A.J. — The plutono- and tectono-physical process in an expanding Earth. Boll. Geofis. Teorica Appl. 1961 No. 11.
 41. S u e s s F.E. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
 42. T e i s s e y r e H. — Das Problem der Hauptfaltung in den Sudeten. Nova Acta Leopoldina, NF. 224, Bd. 45, Franz-Kossmat-Symposions, Halle (Saale) 1976.
 43. T e i s s e y r e H. — Precambrian in South-Western Poland. Geol. Sudet. 1980 nr 1.
 44. Z n o s k o J. — The Probleme of Oceanic Crust and of Ohiolites in the Sudetes. Ophiolites and Initialites

of Northern Border of the Bohemian Massif. Guide Book of Excursions, 2, Potsdam — Freiberg 1981.

S U M M A R Y

Studies on evolution of the Sudety Mts show the lack of space and time correlation of geological processes affecting units nowadays separated by the Intra-Sudetic Fault (15, 16). The units differ on both history of facies-structural development and tectonics. In areas situated SW of the fault, major foldings and accompanying metamorphism have taken place in the Caledonian orogeny (D_1), that is in times when sedimentation under geosynclinal conditions was still continuing in areas situated NE of the fault. In the latter areas rock series were folded and partly affected by epizonal metamorphism not before the Sudetic phase, before the Late Carboniferous. It follows that the fault divides the Western Sudety Mts into Caledonian Kłodzko — Iżera — Lusatia and Hercynian Bardo — Kaczawa — Zgorzelec segments. In the former geological units are elongate and longitudinally (with some deviation to SW — NE) oriented, and in the latter they mainly show SE "Sudetic" direction (Fig. 1).

The question how the two nowadays juxtaposed segments could develop in different ways during so long time interval (i.e. from the Eocambrian to Permian, inclusively), is highly intriguing. This is because of the fact that a possibility of large horizontal offsets along the above mentioned Intra-Sudetic Fault (15, 16) is precluded as the available data speak against its extension into an area of transversally folded Eastern Sudety Mts. The paper presents an attempt to find a model which would give the most plausible explanation of so large differences in evolution of the nowadays juxtaposed segments. A part of that model has been recently proposed by Brause (6) in his reconstruction of development of geosyncline and tectogene of the Zgorzelec Slaty Mts (Görlitzer Schiefergebirge). The model (Fig. 2) also well (or even better) explains evolution of the Kaczawa geosyncline. It shows break-up of Proterozoic basement into blocks (microcontinents) gradually shifting apart from one another. The rift-type geosynclinal basin originating between the blocks became the site of sedimentation of younger and younger Paleozoic series. An opposite process started by the end of the Devonian and intense foldings accompanied by epizonal metamorphism of the strata took place in the Middle Visian. The model well explains a jump in metamorphism at the Intra-Sudetic Fault as well as presence of diabase-spillite series related to Cambrian initial volcanism in the Kaczawa geosyncline, and the lack of granitoids in the geosyncline, despite of their intense development in the neighbouring Caledonian segment at that time (Fig. 3). However, the former segment did not behave passively but it was at the same time subjected to an advanced rebuilding which was taking place from the Cambrian to Permian in relatively stable stress field (different from that of the rift area). This is shown by latitudinal elongation of structural units of that segment, differing from one another in age (Fig. 1): from Cambrian age of Doberlug Syncline to Lower Permian age of series in southern Karkonosze Mts and Intra-Sudetic Trough. The contrast in tectonics of the two segments becomes especially well visible when we compare latitudinal elongation of Lower Carboniferous Doberlug-Kirchhain Basin and similar elongation of Świebodzice Depression (filled up with thick molasse series) with folds and scales of coeval flysch series in the Hercynian segment, linear, elongate and NW — SE oriented.

As it was mentioned above, the stress field remained stable from the Cambrian to Permian but different in each segment. This has to be due to some global factor and such factor should at the same time be responsible for differences in evolution of the segments. This requirement should be taken into account in modifying the Brause model (Fig. 2) to explain also evolution of the Kłodzko—Izera—Lusatia segment. It is surprising but the only model matching relatively well the above features and at the same time explaining the majority of apparent discrepancies is that assuming expansion of the Earth (26 and others) in a pulsatory way (8 and others). Authors of that model suggest a mechanism of folding related to tangential compression and explainable in terms of adjustment of ancient lithosphere to a decrease in curvature of the Earth in result of its expansion. The process, shown in two-dimensional way in the cross-section (Fig. 4A—A'), has to be projected on vast massif which was becoming subjected to radial fracturing (Fig. 4B) and a break-up in the course of its adjustment to a new curvature of the globe. The break-up proceeded from its marginal parts to the center, leading to disintegration of external parts into segments gradually shifting apart from one another (= Brause model; Fig. 2). The increase in separation was accompanied by a rise of compression directed along longitudinal axes in a given segment and leading to its transversal folding (Fig. 4C). This was accompanied by origin of a tension in deep-seated parts of the segment, leading to initiation of granitization processes. The latter processes were gradually spreading on shallower and shallower zones, resulting in increase in volume and, therefore, further increase in compression in inter-dome areas. Diastrophic and granitization-plutonic processes gradually developing in the folded Kłodzko—Izera—Lusatia segment (Figs. 1 and 4C) were not transmitted outside its boundaries, into the area of the Kaczawa rift, opening at that time. The above mentioned time migration of major folding phases in the two segments also appears relatively easy to explain in this model. It follows that the time of the maximum compression in the Caledonian segment corresponds to a peak in geosynclinal conditions in rift-like opening Hercynian segment. The geosynclinal stage in evolution of the latter segment became suddenly broken in fairly energetic way towards the end of Early Carboniferous, which was presumably due to cyclic shrinkage of the Earth (8, 31). Diastrophic phenomena affecting the Hercynian segment, labile till the Early Carboniferous, were not transmitted on any regional scale into the area of earlier consolidated Caledonian segment. It should be also noted that elongate tectonic structures of the latter segment are set transversal to direction of subsequent foldings in the Hercynian segment.

РЕЗЮМЕ

В эволюции Судетов отсутствуют пространственная и временная корреляции геологических процессов между единицами разделенными межсудетским разломом (15, 16). Как история их фациально-структурного развития так и тектоника — разные. С ЮЗ стороны этого разлома главная складчатость вместе с метаморфозом, произошла в каледонском орогенезе (в D_1). С СВ стороны межсудетского разлома в это время происходила непрерывная седиментация в геосинклинальных условиях. Сильная складчатость и частичный эпизональный метаморфизм этих серий имели место только в судетской фазе перед верхним карбоном. Межсудетский разлом разделяет Западные Судеты на

два сегмента: каледонский клодзко-изерско-лужицкий и герцинский — бардзко-качавско-згожелецкий. В первом сегменте геологические единицы растянуты широтно (с отклонением к ЮЗ—СВ), а во втором преобладает ЮВ („судетское“) направление тектонических структур (фиг. 1).

Весьма интересным является вопрос, как за так долгое время — от эокембрия до перми (включительно) — могло параллельно происходить так разное развитие обеих сегментов. Не могло здесь произойти значительное горизонтальное перемещение вдоль межсудетского разлома (15, 16), так как он не продолжается на территорию Восточных Судетов имеющих поперечную складчатость. В настоящей статье сделана попытка определения такой модели, которая могла бы выяснить эту так разную эволюцию противоположных сегментов. Часть такой модели предложил Браусе (6) для изображения развития геосинклинали и тектогена Згожелецких сланцевых гор. Эта модель (фиг. 2) так же хорошо или даже лучше изображает эволюцию качавской геосинклинали. На ней видно разрушение протерозойского фундамента на блоки (микроконтиненты), которые постепенно отдаляются друг от друга. Между ними образовался геосинклинальный бассейн рифтового типа, заполненный палеозойскими осадками. В конце девона начинается обратный процесс, а в среднем визейском ярусе происходит интенсивная складчатость и эпизональный метаморфоз серий. Эта модель хорошо выясняет ход метаморфоза вдоль межсудетского разлома, присутствие диабазово-спилитовых серий связанных с кембрийским вулканизмом в качавской геосинклинали, а также отсутствие гранитоидов, которые в это время образовались на территории соседнего каледонского сегмента (фиг. 3). Этот сегмент не был пассивным, он подвергался глубокой перестройке с кембрия до перми, в относительно постоянном напряженном поле, разным от напряженного поля рифтовой области. Указывает на то широтное растяжение структурных единиц разного возраста, принадлежащих к этому сегменту (фиг. 1), начиная с кембрийской синклинали Доберлюг, до нижнепермских отложений южных Карконошей и межсудетской депрессии. Контраст тектоники этих двух сегментов особенно хорошо виден при сравнении широтного растяжения нижнекарбонской мульды Доберлюг-Кирхгайн и растяжение межсудетской депрессии того же возраста, заполненных мощными сериями молассы с линейно вытянутыми к СЗ—ЮВ складками и чешуями флишевых серий того же возраста, герцинского сегмента.

Постоянные за период с кембрия до перми напряженные поля — но разные в этих двух сегментах — имели наверно общую причину. И эта причина отвечает за разную эволюцию этих сегментов, что следует учесть в конструкции модели Браусе (фиг. 2), увеличенной клодзко-изерско-лужицким сегментом. Интересно, но удивительно, что единственная модель, которая относительно хорошо выполняет приведенные условия, а также выясняет наиболее мнимых противоречий, основана на предпосылке экспандирующей Земли (26 и др.) пульсационным способом (8 и др.). Описываемый упомянутыми авторами механизм складчатости, связанный с тангенциальной компрессией, объясняют приспособлением фрагментов старшей литосферы к новой, вызванной экспансией, меньшей кривизне земного шара. Этот процесс, изображенный двухмерно на разрезе, (фиг. 4 А—А'), следует перенести на поверхность обширный массив, который приспособляясь к новой