

Władysław POŻARYSKI, Zbigniew KOTAŃSKI

Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce

Południowo-zachodnia granica starej platformy w Polsce ma charakter rozłamu ryftowego, który powstał w epoce tektonicznej postgotyjskiej a prebajkalskiej. Na przedpolu utworzyła się geosynklina bajkalska z odchodzącym od niej ku NE aulakogenem wołyńsko-orszańskim. Na obszarze konsolidacji bajkalskiej powstał w kambrze nowy system ryftowy z siecią aulakogenów. Aulakogen krakowski i świętokrzyski trwały do końca epoki waryscyjskiej i uległy sfałdowaniu.

Południowo-zachodnia krawędź starej platformy wschodnioeuropejskiej tnie przez środek Polskę z NW na SE. Liczne nowe dane geofizyczne i geologiczne pozwalają ściślej sprecyzować ewolucję geologiczną granicy platformy i jej przedpola. Na południe od obszaru Polski cokół starej platformy graniczy bezpośrednio z orogেনem alpejskim Karpat Wschodnich. Krawędź starej platformy zaznacza się najlepiej w obrazie pola magnetycznego jako granica dwóch prowincji magnetycznych (A. Dąbrowski, K. Karaczun, 1958; J. Skorupa, 1959; Z. A. Krutichowskaja, O. M. Rusałow i in., 1971; W. Pożaryski, 1973). Cokół starej platformy ma zakonserwowane mozaikowe anomalie magnetyczne, przeważnie prostopadłe do krawędzi o amplitudzie 500—1500 γ , a jego przedpole ma anomalie równoległe do krawędzi o amplitudzie mniejszej od 100 γ . Średnia wartość stopnia namagnesowania jest dużo mniejsza na przedpolu niż na cokole, tak że na granicy ich występuje silny regionalny gradient (fig. 1).

W powiązaniu z danymi z wierceń można stwierdzić, że obraz magnetyczny platformy wiąże się z budową cokołu, który składa się z masywów granitoidowych i z pasów silnie sfałdowanych skał metamorficznych. Struktury te dochodzą pod różnymi kątami do granicy prowincji

magnetycznych i są przez nią ucięte (fig. 2). Brak jest jakiegokolwiek kontynuacji tych struktur na SW od granicy prowincji. Granica ta ma przebieg łamany i wykazuje pełne analogie do modelu rozłamywania prakontynentu europejskiego i rozsuwania się skorupy kontynentalnej wzdłuż ryftów (J. F. Dewey, K. Burke, 1974, fig. 1). W ten sposób uformował

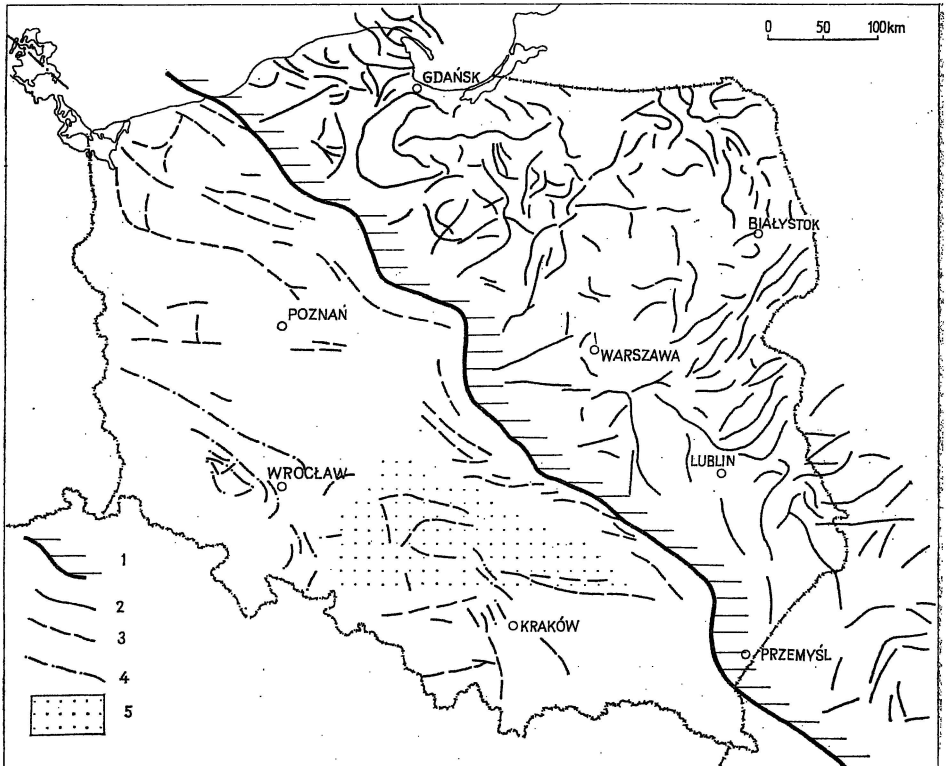


Fig. 1. Mapa prowincji magnetycznych Polski oparta na anomaliach składowej pionowej

Map of magnetic provinces in Poland, based on anomalies of vertical component

1 — granica prowincji magnetycznych; 2 — osie anomali magnetycznych o amplitudzie 500—1500 γ na obszarze prowincji platformy epigotyjskiej; 3 — osie anomali magnetycznych o amplitudzie 100 γ na obszarze konsolidacji dalslandzkiej i bajkalskiej; 4 — osie liniowych anomali magnetycznych o amplitudzie 200 γ na obszarze internidów waryscyjskich oraz aulakogenu krakowskiego i aulakogenu Rugii; 5 — masyw magnetyczny południowej Polski
 1 — boundary of magnetic provinces; 2 — axes of magnetic anomalies with amplitude 500—1500 γ on the territory of epi-Gothian platform; 3 — axes of magnetic anomalies with amplitude below 100 γ on the territory of Dalslandian and Baikalian consolidation; 4 — axes of linear magnetic anomalies with amplitude below 200 γ on the territory of Variscan internides as well as on the area of Cracovian and Rügen aulacogens; 5 — South-Polish magnetic massif

się subkontynent wschodnioeuropejski, od którego oderwała się część zachodnia, zachowana obecnie jako liczne mikrokontynenty inkorporowane w skład późniejszych orogenów. Jednym z takich mikrokontynentów jest masyw czeski, a innym masyw wschodniołabski.

Czas powstania rozłamu ryftowego jest pogotyjski, gdyż regene-

racja gotyjska jest ostatnią regeneracją magmatyczno-metamorficzną cokołu starej platformy. Dowodzą tego oznaczenia wieku bezwzględnego z terenu Polski (T. Depciuch, J. Lis, H. Sylwestrzak, 1975) wskazujące, że tylko w pojedynczych przypadkach jest zakonserwowany pierwotny wiek karelski (2000—1600 mln lat), a przeważnie otrzymuje się war-

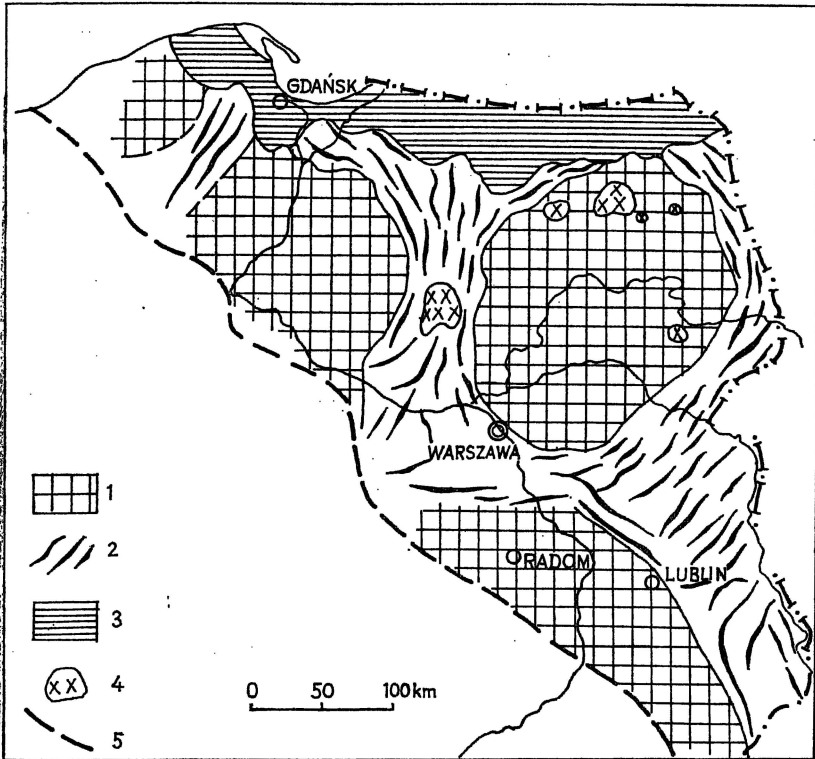


Fig. 2. Szkic tektoniczny cokołu gotyjskiego w Polsce (według S. Kubickiego, W. Ryki i J. Znoski (1972) z uproszczeniami i uzupełnieniami W. Pożaryskiego — Geology of Poland, 1977)

Tectonic sketch map of the Gothian basement in Poland (simplified after S. Kubicki, W. Ryka, J. Znosko (1972) simplified and supplemented by W. Pożaryski — Geology of Poland, 1977)

1 — masywy wewnętrzne granitoidowe; 2 — strefy fałdowe svekofeno-karelskie; 3 — obszar postorogenicznych intruzji magmowych typu rapakiwi; 4 — anorogeniczne intruzje młodopaleozoiczne; 5 — granica cokołu gotyjskiego starej platformy

1 — granitoid internal massifs; 2 — Svecofennic-Karelian fold belts; 3 — area of post-orogenic rapakivi intrusions; 4 — Young Palaeozoic anorogenic intrusions; 5 — boundary of Gothian sockle of the old platform

tości odpowiadające rekrytalizacji gotyjskiej (1560—1190 mln lat).

Rozłam ryftowy jest starszy od najstarszych orogenów przedpola starej platformy, gdyż jest związany z inicjalną fazą powstawania geosynkliny. Orogeny te na terenie południowej Polski są wieku wczesnobajkalskiego. Rozpad prakontynentu nastąpił więc między 1190 a 850 mln lat, a więc w epoce tektonicznej dalslandzkiej lub na początku bajkalskiej.

Nieco inaczej zagadnienie wieku i charakter krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej wygląda na północ od Polski, w Skandynawii. Obraz magnetyczny na tym obszarze, przedstawiony przez A. G. B. Strömberga (1976), wskazuje na nieistnienie tam tak ostrej granicy między prowincjami magnetycznymi. W południowo-zachodniej Szwecji wiąże się to prawdopodobnie z przejawami regeneracji dalslandzkiej, a w Danii — z istnieniem orogenu dalslandzkiego (svekonorwesko-grenvillskiego — 1000—850 mln lat) na przedpolu cokołu gotyjskiego. Z obszaru położonego między wyżej wspomnianym orogেনem starobajkalskim z południowej Polski a orogেনem dalslandzkim z południowo-zachodniej Skandynawii brak jest bezpośrednich danych o orogেনach przykrawędziowych. Być może, jest tu miejsce na przedłużenie orogenu dalslandzkiego. Z tym cyklem geosynklynalno-orogénicznym należałoby wówczas wiązać powstanie kontynentalnej skorupy ziemskiej na tym obszarze. O słabszej metamorfizacji jej suprastruktury świadczy brak podłoża magnetycznie czynnego w tej prowincji. Dowodzi tego ponadto fakt położenia powierzchni skonsolidowanego podłoża znacznie powyżej głębokości występowania temperatury krytycznej Curie (A. Dąbrowski, J. Majorowicz, 1977). Jest to więc inna skorupa ziemska, słabiej skonsolidowana niż sąsiadujący z nią cokolwiek starej platformy. Strefę tę można uznać za platformę epidalslandzką, z tym zastrzeżeniem, że bezpośrednie dowody na jej epidalslandzki wiek mamy tylko na terenie Danii. W świetle tych hipotez należałoby przyjąć wygasanie spredingu dalslandzkiego ku północy (w Kattegacie), a szerokie otwieranie się oceanu ku południowi. Wynika z tego, że w podłożu bajkaldów małopolskich można się spodziewać istnienia podbudowy dalslandzkiej. Świadczy o tym wybitnie niegeosynklynalny charakter utworów orogenu bajkalskiego w masywie małopolskim.

Pozostaje do wyjaśnienia sprawa zaniku dużego gradientu i ostrych różnic między wyżej wspomnianymi prowincjami magnetycznymi na terenie południowego Bałtyku.

Najprościej można by to wytłumaczyć, przyjmując, że na terenie Polski nie nastąpiło wkroczenie orogenu dalslandzkiego na cokolwiek gotyjski i brak przejawów homogenizacji strefy przykrawędziowej, która zatarłaby mozaikowy charakter anomalii magnetycznych. Zjawiska te nastąpiły natomiast w południowej Szwecji, gdzie spotyka się powszechnie zjawiska rekrytalizacji dalslandzkiej w szerokiej strefie brzeżnej oraz dowody transportu tektonicznego. Podobne zjawiska mogły się odbywać również na południowym Bałtyku.

Bajkalski orogén został stwierdzony na przedpolu platformy w południowej Polsce, skąd wkracza na zachodnią Ukrainę. Między Górami Świętokrzyskimi a Karpatami nawiercono w ponad 150 otworach warstwy rzeszowskie (W. Pożaryski, H. Tomczyk, 1968). Są to łupki sflylityzowane lub metaargility z wkładkami kwarcytów, arkoz i tufitów. Utwory te są silnie zaburzone (upady 60—90°) i skliważowane. Ich eokambryjski wiek wynika zarówno z oznaczeń mikrospor, jak i głównie z oznaczeń radiometrycznych odnoszących się do wieku metamorfizmu (S. Siedlecki, N. P. Siemienienko i in., 1966), który określono na 706—625 mln lat.

Orogén bajkalski znajduje się w podłożu Karpat i na ich przedpolu. Są dowody na to, że ciągnie się on aż do Dobrudży, a ku zachodowi

warstwy rzeszowskie nawiercono pod Zawierciem. Słabo zmetamorfizowane osady eokambru występują w Sudetach Zachodnich i na Łużycach. Obszary te omówione są dokładniej w dalszym ciągu tekstu. Najbardziej ku północy wysuniętym obszarem występowania słabo przeobrażonych fyllitów, podobnych do warstw rzeszowskich eokambru, jest rejon Leszna w Wielkopolsce (J. Oberc, 1966). Podobne warstwy nawiercono również w cokole masywu górnośląskiego (A. Kotas, 1973; A. Ślaczka, 1976), gdzie pod dolnym kambrem typu platformowego występują stromo stojące (40—60°) metaargility i metakonglomeraty z otoczkami skał ultrazasadowych. Obszar ten przynajmniej częściowo można uznać za strefę eugeosynklinalną geosynkliny starobajkalskiej.

Warstwy rzeszowskie położone bliżej starej platformy są zaliczane do utworów miogeosynklinalnych. Ich północno-wschodnia granica ma przebieg łukowaty. Na zagięciu tego łuku, po jego wypukłej stronie znajduje się ujście aulakogenu wołyńsko-orszańskiego (K. E. Jakobson, 1966; R. E. Ajsberg, W. Biessonowa i in., 1975; A. J. Chatuncewa, S. Bistrewskaja, 1977; R. G. Gareckij, G. W. Zinowienko, 1976), o kierunku SW—NE. Taka pozycja aulakogenu w stosunku do brzegu geosynkliny ściśle zgadza się z modelem węzła potrójnego (K. Burke, J. F. Dewey, 1973) i z pozycją aulakogenów względem geosynkliny (P. Hoffman, J. F. Dewey, K. Burke, 1974; P. B. King, 1975). Węzeł ten był zlokalizowany w południowo-wschodniej Polsce, w Karpatach, na południowy zachód od Przemysła.

Aulakogen wołyńsko-orszański tworzy porzucone ramię węzła potrójnego. Utwory wypełniające ten aulakogen obrazują trzy fazy jego rozwoju. Do stadium grabenowego należą piaszczysto-ilasto-dolomitowe osady lądowe serii poleskiej o miąższościach przekraczających 1000 m. W najniższej części tej serii pojawiają się piaskowce różnoziarniste, konglomeraty i tillity. W stadium przejściowym — od grabenowego do stadium syneklizy — w aulakogenie powstała typowa asocjacja skał wulkanicznych, głównie zasadowych (bazalty i toleity), a podrzędnie kwaśnych (ryolity). Skały te tworzą pokrywy i potoki lawowe, przewarstwione skałami piroklastycznymi i klastycznymi. Jest to seria wołyńska o wieku bezwzględnym 650—600 mln lat (J. I. Połowinkina, 1973), której zasięg terytorialny jest szerszy niż zasięg serii poleskiej, ograniczonej ściśle do grabenu (fig. 3). Jeszcze szerszy zasięg ma seria wałdajska, złożona z klastycznych osadów morskich i lądowych o miąższościach przekraczających 500 m, należąca już do stadium syneklizy (W. J. Chain, 1974).

Szukając korelacji wydarzeń zachodzących w aulakogenie wołyńsko-orszańskim z wydarzeniami w sąsiadującej z nim geosynklinie małopolskiej, należy wziąć pod uwagę wyżej cytowane oznaczenia wieku bezwzględnego. Wynika z nich, że wiek kompresji osadów w geosynklinie (706—625 mln lat) zalega się częściowo z wulkanizmem w aulakogenie (650—600 mln lat). Można więc przypuszczać, że sedimentacja osadów warstw rzeszowskich była mniej więcej synchroniczna z osadzaniem się warstw poleskich w stadium grabenowym aulakogenu. W tym czasie strefa ryftowa ze spredingiem przebiegała w rejonie Górnego Śląska, gdzie stwierdzono obecność skał ultrazasadowych (A. Kotas, 1973; A.

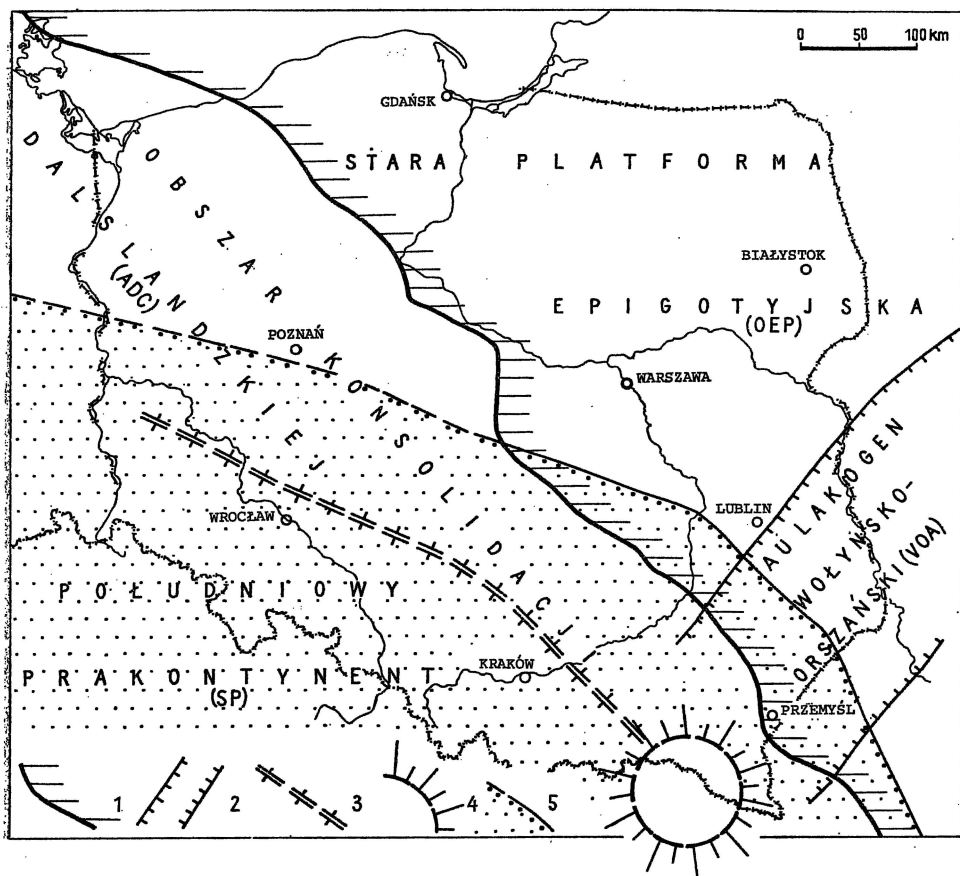


Fig. 3. Aulakogen wołyńsko-orszański i jego stosunek do geosynkliny starobajkalskiej

Volhynian-Orsha aulacogen and its relation to the Old-Baikalian geosyncline

1 — południowo-zachodnia granica cokołu platformy epigotyjskiej; 2 — granice aulakogenu; 3 — oś spredingu w położeniu inicjalnym w stosunku do starej platformy; 4 — pióropusz płaszczka w węźle potrójnym; 5 — obszar geosynklinalny

1 — south-western boundary of the epi-Gothian platform sockle; 2 — boundaries of aulacogen; 3 — spreading axis shown in its initial position in relation to the old platform; 4 — mantle plume in the triple junction; 5 — geosyncline; abbreviations of names of tectonic units: OEP — Old epi-Gothian platform, ADC — area of Dalslandian consolidation, SP — Southern precontinent, VOA — Volhynian-Orsha aulacogen

Ślaczka, 1976) oraz gnejsów, których wiek metamorfizmu jest starobajkalski¹.

W dalszym rozwoju doszło do kompresji i fałdowania, w wyniku czego powstał orogen małopolski wieku starobajkalskiego. Doszło wówczas, być może, do powstania płaskich nasunięć o grubości 3—5 km na odległość 50—100 km między Lwowem a Lublinem.

Te procesy tektoniczne wraz z następującym po nich wypiętrzeniem świeżo powstałego orogenu stworzyły ramy egzogeosynkliny, w której

¹ Według informacji dra J. Lisa w wierceniach Łodygowice są gnejsy wieku 600 mln lat.

odbywała się sedymentacja osadów kambryjskich. Na południe od Gór Świętokrzyskich powstał wówczas stabilny masyw małopolski, dostarczający materiału klastycznego dla kambru świętokrzyskiego ku północy oraz dla kambru krakowskiego ku SW. W widłach Wisły i Sanu zostały stwierdzone w 1977 r. przez S. Pawłowskiego (referat) zlepienie podstawowe dolnego kambru na stromo stojących warstwach rzeszowskich. Osie subsydencji kambru z Gór Świętokrzyskich i z Krakowidów przecinają się w okolicy Wielunia, znacząc położenie powstałego wówczas węzła potrójnego.

Góry Świętokrzyskie znajdują się w jednym ramieniu tego węzła, a wiązka fałdów krakowskich tworzyła drugie ramię, dzielące masyw małopolski, na którym brak utworów kambryjskich, od masywu górnośląskiego z typowo platformowym dolnym kambrem. Trzecie ramię węzła potrójnego biegło ku zachodowi, wzdłuż dyslokacji środkowej Odry i dalej na Łużyce. Pewnym potwierdzeniem lokalizacji pióropuszu ciepła, nad którym znajdował się węzeł potrójny w okolicy Wielunia, jest istnienie przetrwałych na tym obszarze podwyższonych temperatur, uwidocznionych na mapie geozoterm na głębokości 2 km (J. Majorowicz, 1974, fig. 8).

W aulakogenie świętokrzyskim powstały piaskowcowo-mulaste osady kambru o miąższości ponad 3 tysiące metrów. Są to częściowo w dole utwory fliszopodobne, przechodzące ku górze (w górnym kambrze) w płytkomorskie osady szelfowe (S. Dżużyński, C. Żak, 1960).

Utwory te w południowej części zostały silnie sfałdowane (H. Żakowa, L. Jagielska, 1970). Były to ruchy fazy świętokrzyskiej (H. Tomczyk, W: Budowa Geologiczna Polski, 1974) i sandomierskiej, w wyniku czego na kambrze leży niezgodnie arenig. O ile okres kambryjski w rozwoju aulakogenu można zaliczyć do stadium grabenowego, to począwszy od ordowiku zaczęło się stadium syneklizy ze znacznie szerszym rozpręstrzeniem osadów, które wkroczyły na masyw małopolski. Stadium syneklizy trwało aż do końca dolnego karbonu. Z punktu widzenia typów aulakogenów jest to aulakogen sfałdowany. W jego rozwoju facjalnym kilkakrotnie pojawiały się krótkotrwałe epizody sedymentacji geosynklinalnej: radiolaryty w dolnym sylurze i w dolnym karbonie oraz facje fliszopodobne i szarowaki w górnym sylurze i w dolnym karbonie.

Subsydencja aulakogenu była przerywana fazami ruchów, słabiej znaczących się w strefie północnej Gór Świętokrzyskich, a silniej — w południowej. Powstały wówczas podłużne fałdy linijne silnie zaakcentowane w fazie sandomierskiej, słabiej w fazie młodokaledońskiej, a najsilniej w czasie ruchów młodowaryscyjskich, kiedy doszło do ostatecznej kompresji z nasunięciem strefy północnej (Iysogórskiej) na południową (kielecką).

Analogiczną budowę wykazuje znacznie słabiej poznany aulakogen krakowski, zarówno co do charakteru facjalnego, jak i przejawów diastrofizmu². Różnice polegają na występowaniu w nim wyraźnych przejawów magmatyzmu wulkanicznego i subwulkanicznego, wiążącego się z wczesnym stadium syneklizy oraz przejawów późnego magmatyzmu posttektonicznego w dolnym permie. Po przygotowawczej fazie ruchów kaledońskich nastąpiły ruchy waryscyjskie, powodujące powstanie wiązki

² J. Znosko (1974) wskazywał na jego analogie z Donbasem.

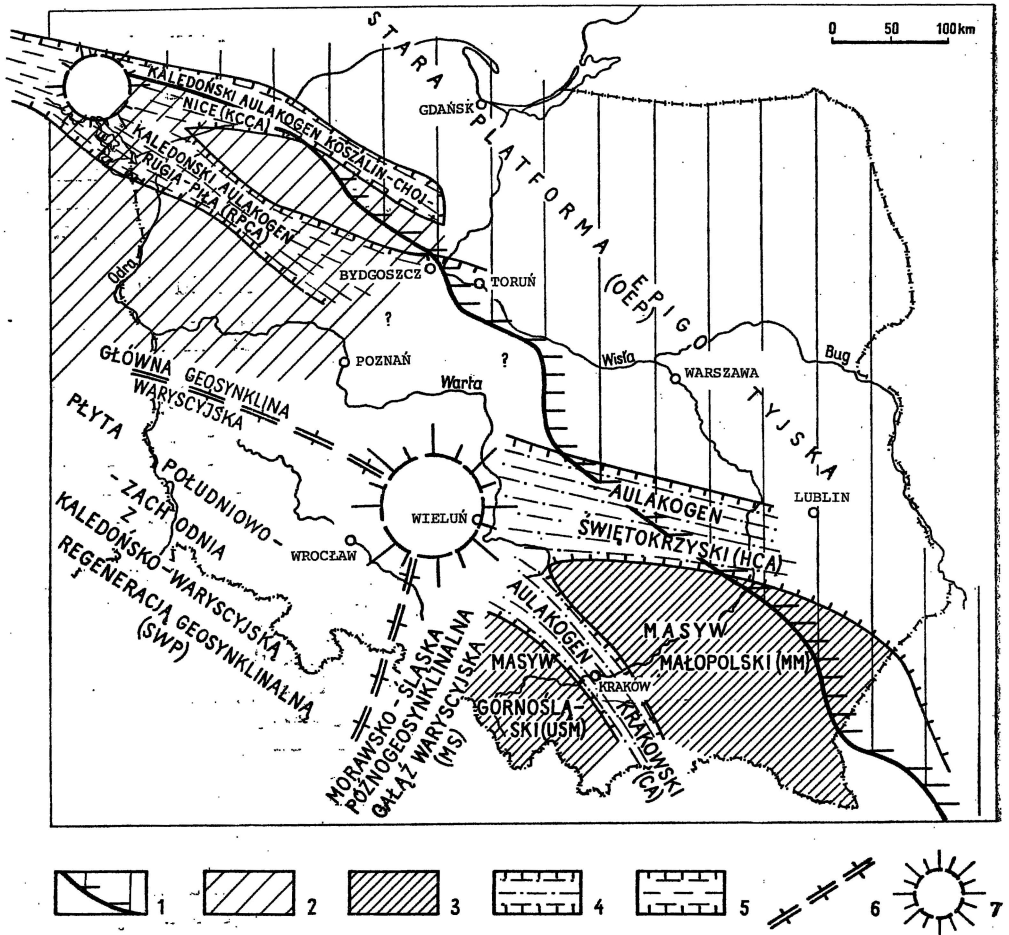


Fig. 4. Aulakogeny kaledońsko-warwicyjskie i kaledońskie w Polsce i ich stosunek do geosynkliny kaledońsko-warwicyjskiej

Caledono-Variscan and Caledonian aulacogens in Poland and their relation to the Caledono-Variscan geosyncline

1 — obszar konsolidacji epigotyjskiej; 2 — obszar konsolidacji dalslandzkiej; 3 — masywy epistarobajkalskie; 4 — aulakogeny młodobajkalsko-kaledońsko-warwicyjskie; 5 — aulakogeny kaledońskie; 6 — osie sprędu w położeniu inicjalnym; 7 — pióropusze płaszcz

1 — platform; 2 — area of Dalslandian consolidation; 3 — epi-old-Baikalian massifs; 4 — Late-Baikalian-Caledonian-Variscan aulacogens; 5 — Caledonian aulacogens; 6 — spreading axes; 7 — mantle plumes; abbreviations of names of tectonic units: OEP — Old epi-Gothian platform, USM — Upper Silesian massif, MM — Małopolska massif, SWP — South-Western plate with Caledono-Variscan geosynclinal regeneration, KCCA — Kozalim — Chojnice Caledonian aulacogen, RPCA — Rügen — Piła Caledonian aulacogen, HCA — Holy Cross Mts aulacogen, CA — Cracow aulacogen, MVG — Main Variscan geosyncline, MS — Moravo-Silesian late geosynclinal Variscan branch

podłużnych fałdów liniowych o kierunku NW—SE, dostosowanych do brzegu masywu górnośląskiego.

Ślady istnienia dna oceanicznego wieku starobajkalskiego można wyśledzić również na terenie Sudetów Zachodnich. Skały zasadowe i ultrazasadowe tego wieku znane są z otoczenia bloku sowiogórskiego. Wie-

kowo odpowiadają one zapewne (J. Oberc, 1972) piętru spilitowemu i postspilitowemu masywu czeskiego, datowanemu na 800—700 mln lat. Strefa ryftowa z spredingiem istniała wówczas w strefie sakso-turyngijskiej Sudetów Zachodnich, skąd kontynuowała się ku zachodowi. W wyniku tego procesu nastąpiło rozczłonkowanie prakontynentu europejskiego, którego szczątkiem jest tu blok sowiogórski. Kompresja geosynkliny doprowadziła do sfałdowania osadów i ich częściowego przeobrażenia, a w efekcie do powstania orogenu starobajkalskiego. Dowodem tego jest niezgodne ułożenie kambru na eokambrze Łużyc (rejon Zgorzelca — J. Oberc, 1972, 1977), analogicznie jak na masywie górnośląskim i małopolskim. Zakończony został wówczas cykl tektoniczny, poprzedzający powstanie geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej.

Otwarcie nowej geosynkliny nastąpiło w kambrze. Doszło wówczas do powstania utworów dna oceanicznego, zachowanych w różnych częściach Sudetów Zachodnich jako formacja spilitowo-keratofirowa (Góry Kaczawskie, Kłodzko i Łużyce). Proces spredingu kontynuował się w ordowiku, sylurze oraz dolnym i środkowym dewonie (S. Cwojdzinski, 1978). Przejawy wulkanizmu inicjalnego tego wieku znane są z Gór Jesztedzkich, Kaczawskich i z bloku przedsudeckiego (J. Jerzmański, 1975).

Miejscami w Sudetach Zachodnich doszło do silnej kompresji geosynkliny i, być może, do metamorfizmu już po środkowym dewonie. Wskazują na to aktualne odkrycia szczątków organicznych w skałach o głębokim metamorfizmie (T. Gunia, I. Wojciechowska, 1964; T. Gunia, 1967, 1974, 1976; J. Jerzmański, 1975). Tymi ruchami kończyłby się pierwszy etap ewolucji geosynkliny. Doprowadził on miejscami do częściowej konsolidacji skorupy ziemskiej, co się zaznaczyło w późniejszym rozwoju tektonicznym Sudetów.

Po pewnym zahamowaniu miejscami rozwoju warunków geosynkлинаlnych, zaznaczającym się niezgodnościami, lukami stratygraficznymi i zmianą charakteru osadów, nastąpiło ponowne ich odnowienie. Osady górnego dewonu i kulmu mają charakter częściowo molasowy (potężnie rozwinięte zlepieńce), a częściowo fliszowy.

Jak wynika z ostatnich znalezisk paleontologicznych w Górach Kaczawskich (M. Chorowska, L. Sawicki, 1975), w fazie nassauskiej doszło tam do ruchów fałdowych, połączonych z epimetamorfizmem. Jednakże w innych częściach Sudetów sedimentacja kontynuowała się aż do górnego karbonu, w związku z czym kwestionuje się znaczenie ruchów fazy sudeckiej w rozwoju tektonicznym Sudetów (H. Teisseyre, 1961).

Rozwój geosynkлинаlny Sudetów Wschodnich znany jest od dewonu. W dewonie dolnym i środkowym powstawała terygeniczo-spilitowo-keratofirowa formacja geosynkлинаlna. W dewonie górnym i w najniższym karbonie tworzyły się osady fliszowe, nadal z przejawami wulkanizmu inicjalnego. Świadczy to o otwarciu geosynkliny i o spredingu, oddzielającym Sudety Zachodnie od masywu górnośląskiego. Ta główna gałąź geosynkliny etapu waryscyjskiego ma kierunek południkowy i dochodzi do pióropusza płaszcza rejonu Wielunia, gdzie powstał wówczas węzeł począwszy. To nowe, główne ramie utworzyło się, zapewne, później niż pozostałe. Dalszej kontynuacji głównego waryscyjskiego pasa geosynkлинаlnego z wybitnymi miąższościami kulmu i z nie rozpoznany jeszcze

(wulkanizm inicjalny?) rozwojem dewonu można się doszukiwać w południowej Wielkopolsce. Można tu stwierdzić zjawiska polaryzacji geosynklinalnej i migracji ku zewnątrz osi subsydencji, która przebiegała łukiem od Opola w kierunku Poznania, skąd skręcała na zachód i łączyła się ze strefą reno-hercyńską na północnym przedpolu Harcu (W. Pożaryski, Z. Kotański W: Budowa Geologiczna Polski, 1974). Osady kulmu są tu wszędzie wyraźnie nachylone i wykazują przejawy epimetamorfizmu. Utwory te zostały zapewne sfałdowane w fazie asturyjskiej.

W ciągu karbonu odbywała się subdukcja płyty oceanicznej, położonej dalej ku północy, pod mikrokontynenty Europy środkowej wraz ze spajającymi je lokalnie paleozoicznymi strefami fałdowymi. Zanurzenie strefy Benioffa ku południowi zostało zarejestrowane powstaniem długiego pasa późnowaryscyjskich intruzji granitoidowych, ciągnących się od intruzji granitu Żulowej i granitu strzelińskiego poprzez intruzje metamorfiku środkowej Odry do strefy granicznej między Saxo-Thuringicum i Rhenohercynicum. Intruzje te powstały w określonej odległości od istniejącej na powierzchni strefy subdukcji, która była zapewne położona na N od bloku Leszna, w osi subsydencji kulmu.

Powstały w wyniku tych procesów orogen waryscyjski nie posiadał na terenie Polski silnie rozwiniętego rowu przedgórskiego. Górny karbon o znacznych miąższościach nie został dotychczas nawiercony. Na jego usytuowanie nie zostało już wiele miejsca w Polsce środkowej i północnej. Można więc przypuszczać, że starsza molasa nie rozwinęła się tam na znaczniejszą skalę. Dopiero na południu, na przedpolu Morawo-Silesidów — na masywie górnośląskim osadziła się starsza molasa w wielkich miąższościach. W dalszej odległości od czoła eksternidów waryscyjskich osadziła się starsza molasa o miąższościach do 2000 m, zajmująca pozycję molasy teleorogenicznej (W. J. Chain, 1974) między Lublinem a Lwowem oraz na Pomorzu pod Koszalinem (A. M. Żelichowski, 1972).

Odwrotna sytuacja jest w rozwoju molasy młodszej. Szczątkowo występuje ona na obszarze orogenu waryscyjskiego, gdzie znany jest czerwony spągowiec z wulkanitami. Natomiast w Polsce środkowej i północno-zachodniej młodsza molasa tworzy szeroki pas o znacznych miąższościach (do 1000 m), ciągnący się równolegle do czoła eksternidów waryscyjskich.

Drugi węzeł potrójny na brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w epoce tektonicznej kaledońsko-waryscyjskiej występował na Bałtyku Zachodnim. Prawdopodobnie był on zlokalizowany na północnej Rugii, gdzie jest znana silna anomalia magnetyczna (M. Lehmann, 1964). Rozchodziły się od niego co najmniej trzy ramiona: koszalińsko-chojnickie o kierunku WNW—ESE, ramię Piły (NW—SE) i ramię zachodnie (W. Pożaryski, W: Budowa Geologiczna Polski, 1974). Pierwsze jest najlepiej poznane. Zachowało ono cechy sfałdowanego aulakogenu wypełnionego znacznej miąższości osadami terygenicznymi z domieszką materiału tufogenicznego. Stwierdzono interwał o wielkich miąższościach od karadoku do landoweru. Upady są przeważnie duże, wskazujące na tektonikę kompresyjną. Leżą na nich prawie płasko ułożone osady dewonu i karbonu (ems-westfal). Ten aulakogen wkracza na odcinku Koszalin — Chojnice na cokolwiek gotyjski starej platformy.

Drugie ramię — aulakogen Rugia—Piła — przyjmowane jest hipo-

tetycznie, głównie na podstawie przebiegu anomalii magnetycznej Rugii (M. Lehmann, 1964), przedłużającej się ku SE aż po Bydgoszcz. Ostatnio górnictwo naftowe wykonało wiercenie pod Toruniem, dzięki któremu stwierdzona została budowa paleozoiku wykazująca pewne analogie do strefy Chojnic (aulakogenu Koszalin—Chojnice). Zgodnie z informacjami, udzielonymi nam uprzejmie przez dra H. Tomczyka, cechuje się ona tym, że stosunkowo niegruby, płasko leżący sylur platformowy spoczywa na stromo ustawionych mułowcach i iłowcach z ftanitami najniższego landoweru. Potwierdza to poglądy o rozwoju silnej subsydencji w tych aulakogenach w ordowiku i landowerze, zakończonej ruchami takimi.

Na zachód od Rugii biegnie ramię o kierunku równoleżnikowym, na którym są silne izometryczne anomalie. Wszystkie te ryfty były związane z kompresją i stanowią aulakogeny sfałdowane. Ograniczały one od północy obszar cokołu dalslandzkiego, stanowiący mobilny szelf o cechach miogeosynkliny w geosynklinie kaledońsko-warwscyjskiej Polski zachodniej.

R. Dadlez (1974), rozwijając koncepcję J. Znoski (1962), inaczej ujmuje tektonikę starszego paleozoiku tego obszaru. Na terenie gałęzi koszalińsko-chojnickiej widzą oni eksternidy kaledońskie, a na południu od niej — internidy. W ich ujęciu byłby to fragment kaledonidów circumfeno-sarmackich (J. Znosko, 1974). Uznając te gałęzie za aulakogeny, można postulować istnienie systemu aulakogenicznego, wkraczającego od strony Praatlantyku w obręb platformy epidalslandzkiej północno-zachodniej Europy.

Zakład Geologii Regionalnej
Obszarów Platformowych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 16 grudnia 1977 r.

PIŚMIENNICTWO

- BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI (1974) — Tektonika. t. IV, Niż Polski, cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- BURKE K., DEWEY J. F. (1973) — Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonic's to old rocks. *J. Geology*, **81**, No 4. Chicago.
- CHAIN W. J. (1974) — Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- CHOROWSKA M., SAWICKI L. (1975) — O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 261—275, nr 2. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S. (1977) — Główne etapy ewolucji tektogenu warwscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.*, **25**, p. 579—583, nr 11. Warszawa.
- DADLEZ R. (1974) — Tectonic position of Western Pomerania (North-western Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 49—82. Warszawa.

- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1968) — Mapa magnetyczna Polski 1 : 2 000 000. Biul. Inst. Geol., 137. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., MAJOROWICZ J. (1977) — Rozkład głębokościowy temperatury Curie i jego wpływ na pole magnetyczne w Polsce. VI Konferencja Naukowa. Badania geodynamiczne na obszarze Polski. Jabłonna.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H. (1975) — Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 19, p. 759—777, nr 4. Warszawa.
- DEWEY J. F., BURKE K. (1974) — Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. *Geology*, 2, No 2. Denver.
- DŻUŁYŃSKI S., ŻAK C. (1960) — Środowisko sedimentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, p. 213—214, nr 2. Kraków.
- GUNIA T. (1967) — Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, p. 417—428, nr 3. Kraków.
- GUNIA T. (1974) — Mikroflora prekambryjskich wapieni okolic Dusznik Zdroju. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, p. 65—92, nr 1. Kraków.
- GUNIA T. (1976) — Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i metamorfiku Śnieżnika. Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I. (1964) — Zagadnienie wieku wapieni i fylitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). *Geol. Sudetica*, 5. Warszawa.
- HOFFMAN P., DEWEY J. F., BURKE K. (1974) — Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. and Mineralogist*.
- JERZMAŃSKI J. (1975) — Biskupin IG 1, Nowa Kuźnia IG 2, Chocianów IG 3. Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Z. 23. Warszawa.
- KING P. B. (1975) — Ancient southern margin of North America. *Geology*, 3, No 12. Denver.
- KOTAS A. (1973) — Występowanie utworów kambru w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.*, 21, p. 37, nr 4. Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W., ZNOSKO J. (1972) — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, 16, p. 523—541, nr 3. Warszawa.
- LEHMANN M. (1964) — Die erdmagnetische Vermessung des westlichen und mittleren Teils der südlichen Ostsee. *Zeitschr. Angew. Geologie*, 10, z. 4. Akademie Verlag. Berlin.
- MAJOROWICZ J. (1974) — Obraz pola cieplnego Ziemi w obszarze Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, p. 425—445, z. 2/3. Kraków.
- OBERC J. (1966) — Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.*, 47. Warszawa.
- OBERC J. (1972) — Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol. Warszawa.
- OBERC J. (1977) — Besteht ein kaledonisches Tektogen in Südpolen. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 1. Stuttgart.
- POŻARYSKI W. (1973) — Main Pre-Alpine tectonic elements of Poland. *Publ. Inst. Geoph. Acad. Sci.*, 60. Warszawa.

- POŻARYSKI W., TOMCZYK H. (1968) — Assyntian Orogen in South-East Poland. Biul. Inst. Geol., 237, p. 13—27. Warszawa.
- SKORUPA J. (1959) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. Biul. Inst. Geol., 160. Warszawa.
- STRÖMBERG A. G. B. (1976) — A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. Geol. Förening., 98, p. 3, No 566. Stockholm.
- ŚLĄCZKA A. (1976) — Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. Roczn. Pol. Tow. Geol., 16, p. 337—350, z. 3. Kraków.
- TEISSEYRE H. (1961) — On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sci., 9, p. 53—61, z. 1. Varsovie.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej podłoża pozakarpacciej Polski. Kwart. Geol., 6, p. 485—509, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1974) — Outlines of the tectonics of Poland and the problem of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol., 274, p. 7—47. Warszawa.
- ZAKOWA H., JAGIELSKA L. (1970) — Najstarsze skamieniałości dolnego kambru Gór Świętokrzyskich. Kwart. Geol., 14, p. 9—27, nr 1. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263, p. 1—97. Warszawa.
- АЙЗБЕРГ Р. Е., БЕССОНОВА В. Я., ГАРЕЦКИЙ Р. Г., КЛИМОВИЧ И. В. (1975) — Особенности формирования раннеплатформенных структур Белоруссии. Изв. АН БССР. серия геол., № 9, стр. 45—53. Минск.
- ГАРЕЦКИЙ Р. Г., ЗИНОВЕНКО Г. В. (1976) — Формирование крупных отрицательных структур древних платформ (на примере Подляско-Брестской впадины). Геотектоника № 4, стр. 3—15. Москва.
- КРУТИХОВСКАЯ З. А., РУСАКОВ О. М., ПАШКЕВИЧ И. К., ПОЖГАИ К. (1971) — Магнитное поле Карпатского региона и некоторые вопросы его геологической интерпретации. Bull. IX Congress Carpatho-Balkan Geological Association, 3, p. 377—382. Budapest.
- ПОЛОВИНКИНА Ю. И. (Ред.) (1973) — Геохронология СССР. Т. I. Докембрий, Изд. Недра. Ленинград.
- СЕДЛЕЦКИЙ С., СЕМЕНЕНКО Н. П., ЗАЙДИС Б. Б., ДЕМИДЕНКО С. Г. (1966) — Абсолютный возраст метаморфических сланцев домезозойского фундамента Польских Карпат и Свентокшиских гор. Тр. Сессии Ком. по определ. абсолютного возраста геол. формации при ОНЗ. № 13, стр. 415—420, АН СССР. Наука. Москва.
- ХАТУНЦОВА А. Я., БИСТРЕВСКАЯ С. С. (1977) — Вольнский подвижный пояс и его роль в тектоно-магматической активизации Украинского щита. Докл. Ак. Наук СССР, 232, стр. 428—431, № 2. Москва.
- ЯКОБСОН К. Э. (1966) — К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол. № 7, стр. 101—110. Москва.

Владислав ПОЖАРЫСКИ, Збигнев КОТАНСКИ

БАЙКАЛЬСКОЕ И КАЛЕДОНСКО-ВАРИСЦИЙСКОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФОРЛАНДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЛЬШЕ

Резюме

По магниторазведочным и геологическим данным следует сделать вывод о том, что структуры основания Восточно-Европейской платформы доходят до границы магнитных провинций, расположены под углом к ней, и пересекаются ею. Не наблюдается продолжения этих структур на ЮЗ от границы провинций (фиг. 1, 2). Граница имеет вид ломаной линии и полностью аналогична схеме разлома Европейского пракоинтинента и расхождения континентальной коры вдоль рифтов. Таким образом сформировался Восточно-Европейский континент, от которого оторвалась западная часть, сохранившаяся в виде многочисленных микроконтинентов, вошедших в состав позднейших орогенов. Образование рифтового разлома относят к послеготскому — далсландскому или раннебайкальскому возрасту.

На юге Польши сформировалась раннебайкальская малопольская геосинклиналь и вольско-оршский авлакоген, составляющий оставшуюся часть тройного узла (фиг. 3). Такое положение авлакогена по отношению к краю геосинклинали точно совпадает с положением авлакогенов по отношению к геосинклинали (K. Burke, J. F. Dewey, 1973; P. Hoffman, J. F. Dewey, K. Burke, 1974; P. V. King, 1975). Дальнейшее развитие привело к сжатию и складкообразованию, в результате чего образовался малопольский ороген, составляющий южное обрамление экзогеосинклинали, в которой осаждались кембрийские породы.

Тектоническое позднебайкальское и каледонско-варисцийское развитие юга Польши обусловило наличие в этом районе геосинклинали и авлакогенов, показанных на фиг. 4. Одно плечо тройного узла составлял авлакоген Свентокшиских гор, второе — краковский авлакоген, а третье — Судеты, где доказано существование дна океана в байкальскую и каледонскую эпоху. Это развитие шло многоэтапно с несколькими фазами компрессии и регионального метаморфизма.

Тройной узел существовал в раннем палеозое в окрестностях Велюня. В девоне к нему присоединилось четвертое плечо, образовавшееся в результате спрединга, отделившего Западные Судеты от Верхнесилезского массива. Здесь образовались геосинклинальные породы моравско-силезской зоны, дугообразно тянувшейся через Ополе до Познани, а затем сворачивающейся на запад и соединявшейся с рейно-герцинской зоной на северном форланде Гарца.

В течение карбона происходила субдукция океанской плиты, расположенной далее на север, под микроконтиненты Центральной Европы вместе с локально спаивающими её складчатыми зонами. Погружение зон Бенёфа на юг, отметились образованием длинного пояса поздневарисцийских гранитоидных интрузий, протягивающихся от гранитной интрузии Жуловой и стжегомского гранитного массива, через интрузии метаморфического массива средней Одры до пограничной зоны между Saxo-Thuringicum и Rheohercynicum.

Образовавшийся в результате этих процессов варисцийский ороген не сопровождался в Польше хорошо развитым предгорным прогибом. Верхний карбон большой мощности до сих пор не достигнут бурением, а для его размещения не много осталось места в центре и на западе Польши. Зато на Верхнесилезском массиве, на форланде Мораво-Силезидов отложились древняя моласса большой мощности. В Приморьи и в Люблинском районе образовалась телеорогенная моласса (B. E. Хаин, 1974) в значительном отдалении от фронта

экстернидов. В то же время младшая по возрасту нижнепермская моласса с вулканитами тянется широкой полосой параллельно фронту варисцидских экстернидов.

Второй тройной узел на краю Восточно-Европейской платформы имел место в каледонско-варисцидской эпохе в Западном Приморьи (фиг. 4). От него отходило по крайней мере три плеча: Кошалин-Хойнице в ЗСЗ-ВЮВ направлении, Пилы — СЗ-ЮВ и западное. Если считать эти плечи авлакогенами, то можно признать существование авлакогенной системы, входящей в пределы эпидальсандской платформы со стороны праатлантического океана. Зато менее правдоподобно существование ответвления каледонидов, окружающих фенносарматскую платформу (Е. Зноско, 1962; Р. Дадлез, 1974).

Władysław POŻARYSKI, Zbigniew KOTAŃSKI

THE TECTONIC DEVELOPMENT OF THE POLISH PART OF EAST-EUROPEAN PLATFORM FOREFIELD IN THE BAIKALIAN AND CALDONO-VARISCAN EPOCHS

Summary

The magnetic and geological data show that the structures of the East-European Platform basement reach the boundary of magnetic provinces at different angles and they do not extend south-west of it but are rather cut by it (Figs. 1—2). The boundary follows a broken course and well agrees with the model of break-up and divergence of the continental crust along rifts. This is how the East-European subcontinent originated. The western section of the subcontinent broke off and its relics are at present represented by several microcontinents incorporated into younger orogenic belts. The rift break-up is dated at the post-Gothian, Dalslandian or Early Baikalian epoch.

The Early Baikalian Małopolska geosyncline and Volhynian-Orsha aulacogen representing an abandoned arm of triple junction, developed in the southern Poland (Fig. 3). The orientation of the aulacogen in relation to geosynclinal margin well matches the relevant models (K. Burke and J. F. Dewey, 1973; P. Hoffman, J. F. Dewey, K. Burke, 1974; P. B. King, 1975). The subsequent evolutionary stages of the geosyncline were connected with compression and folding which resulted in the origin of the Early Baikalian Małopolska orogen. The orogen formed southern margin of the exogeosyncline which became the site of Cambrian sedimentation.

The subsequent, Late Baikalian and Caledono-Variscan stage of development of the southern Poland was connected with the activity of geosynclines and aulacogens the location of which is shown in Fig. 4. The Holy Cross Mts aulacogen represented one arm of a triple junction, the Cracow aulacogen — the second. The third arm of the triple junction ran westward, through the Sudety area, wherefrom is known evidence for the existence of oceanic floor in the Baikalian and Caledonian epochs. The axes of the Holy Cross Mts and Cracow aulacogens converge nearby Wieluń, marking the location of the triple junction in

the Early Paleozoic. The subsequent stages in the development of that region comprised several phases of compression and regional metamorphism.

A fourth arm of the triple junction originated in the Devonian, resulting in spreading responsible for separation of the western Sudety Mts and Upper Silesian massif. This was the site of deposition of geosynclinal rocks of a part of the Moravo-Silesian zone running arcuately from Opole to Poznań and later turning west and converging with the Rheno-Hercynian zone in the northern forefield of the Harz Mts.

During the Carboniferous took place subduction of oceanic plate plunging northward beneath central-European microcontinents locally welded by Paleozoic fold zones. Southward dip of Benioff zone was recorded by the origin of a long belt of Late Variscan granitoid intrusions. The belt stretches from Zuloва and Strzelin on the east, through the Middle Odra river metamorphic area, to the boundary zone of the Saxo-Thuringicum and Rhenohercynicum on the west.

The Variscan orogen formed by the above discussed processes had no strongly developed foredeep in Poland. Up to the present, there has not been recorded any Upper Carboniferous profile of a greater thickness and there is not much place left for it in central and northern Poland. The older molasse of a large thickness is found much further to the south, in the Upper Silesian massif in the forefield of the Moravo-Silesides. Teleorogenic molasse (W. J. Chain, 1974) originated in Pomerania and Lublin area, at large distance from the front of the Variscan externides. In turn, the younger, Early Permian molasse with volcanic rocks is found in a wide belt parallel to the front of the Variscan externides.

The other triple junction from the Caledono-Variscan tectonic epoch was situated in the western Baltic at the margin of the East-European Platform (Fig. 4). It gave rise to at least three arms: WNW-ESE oriented, Koszalin—Chojnice, NW-SE oriented, Piła, and a western one. Treating these arms as aulacogens it is possible to suggest the existence of an aulacogen system entering the area of the East-European epi-Dalslandian Platform from the proto-Atlantic side, whereas the existence of the circum-Fennoscandian branch of the Caledonides (J. Znosko, 1962; R. Dadlez, 1974) seems less probable in this area.