

Ryszard DADLEZ

Ewolucja basenów fanerozoicznych wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista

Opracowanie jest analizą 66 map litofacjalno-paleogeograficznych, wykonanych w ramach Projektu IGCP nr 86. Paleogeografia obszaru była kontrolowana przez tarcze: fennoskandzką i ukraińską oraz dwa mniejsze masywy. Między tymi jednostkami rozwijały się drogi połączeń z wnętrzem platformy wschodnioeuropejskiej. Strefa T–T oddziaływała stale na rozkład lądów i mórz, a przede wszystkim na zróżnicowanie subsydencji i środowisk sedymentacji w basenach, przy czym jej segment polsko-bałtycki był z reguły najsilniej obniżony. Wyróżniono trzy etapy ewolucyjne obszaru: kambr – środkowy namur, późny namur – trias, najmłodszy trias – czwartorzęd. Główne transgresje pierwszego i trzeciego etapu były warunkowane eustatycznymi zmianami poziomu mórz. Rozpatrzono podobieństwa w przebiegu niektórych transgresji i zależności między poszerzeniem i kurczeniem zbiorników a zmianami tempa sedymentacji.

WSTĘP

W 1986 r. zakończyła się działalność Projektu IGCP nr 86: *Poludniowo-zachodnia krawędź platformy wschodnioeuropejskiej*, realizowanego od 1974 r. Głównym produktem tej działalności stał się atlas map litofacjalno-paleogeograficznych (*Atlas...*, w druku), złożony z 15 map głównych wybranych odcinków profilu fanerozoiku (pięter, rzadziej podpięter lub oddziałów) w podziałce 1:1,5 mln i 51 mapek pobocznych pozostałych odcinków w podziałce 1:10 mln. W przedsięwzięciu tym brało udział wielu autorów z 10 krajów¹. Mapy atlasu dają w sumie ciągły przegląd ewolucji basenów sedymentacyjnych nie tylko ściśle w strefie brzeżnej platformy, lecz także na szerszych obszarach środkowej Europy między morzami: Północnym i Czarnym. Jest to zatem znakomity materiał do przeprowadzenia uogólnień na temat tej ewolucji w okresie ponad 500 mln lat i roli, jaką w tym czasie odgrywała strefa tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista (strefa T-T).

Treść artykułu jest rozszerzoną wersją referatu, poświęconego takim uogólnie-

¹ Współautorami map dla terenów polskich byli: K. Bojkowski, R. Dadlez, K. Dayczak-Calikowska, Z. Dąbrowska, J. Dembowska, I. Gajewska, M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, K. Lendzion, S. Marek, L. Milaczewski, Z. Modliński, T. Niemczycka, M. Pajchłowa, M. Piwocki, J. Pokorski, A. Raczyńska, B. Szymański, A. Szyperko-Tellcr, H. Tomczyk, R. Wagner, J. Znosko, H. Żakowa i A.M. Żelichowski.

niom, ogłoszonego przeze mnie na końcowej sesji naukowej Projektu 86, w kwietniu 1986 r. Główny nacisk położyłem przy tym na zasięg basenów sedymentacyjnych ku NE od strefy T-T oraz na analizę zróżnicowania subsydencji i środowisk sedymentacji po obu jej stronach. Dane te rozpatrzyłem na szerszym tle regionalnym, tak aby określić wpływ strefy T-T na subsydencję i sedymentację oraz rozkład tych procesów w czasie i przestrzeni. Przedmiotem analizy były wszystkie mapy atlasu, z których sporządzono uproszczone szkice paleogeograficzne, obejmujące pierwotny zasięg basenu, megafacje i charakterystyczne miąższości. Wybór około połowy tych szkiców stanowi podstawową ilustrację tego artykułu. Na jego tle omówię w dużym skrócie fanerozoiczną ewolucję obszaru, aby potem przejść do rozpatrzenia prawidłowości tej ewolucji. Przedtem jednak trzeba poczynić dwie uwagi ogólne.

Paleogeografia terenów na NE od strefy T-T (fig. 1) była kontrolowana głównie przez dwie tarcze prekambryjskie: fennoskandzką i ukraińską. Dwa mniejsze masywy, usytuowane między tymi tarczami: wypiętrzenie mazursko-białoruskie i zrąb łukowski, wywierały również – przynajmniej okresowo – umiarkowany, lecz wyraźny wpływ na paleogeografię. Między tymi wypiętrzonymi jednostkami rozwijały się w fanerozoiku drogi połączeń z bardziej wewnętrznymi obszarami platformy wschodnioeuropejskiej. Były to (od NW ku SE): obniżenie bałtyckie, zapadlisko podlasko-prypeckie i cieśnina wołyńska. Ten układ transwersalnego zróżnicowania spowodował podział strefy T-T na trzy segmenty: skandynawski, polsko-bałtycki (z subsegmentem lubelsko-lwowskim) i ukraiński.

Druga uwaga jest natury terminologicznej. Termin strefa T-T jest tu używany nie w takim sensie, jak to ostatnio przyjmują niektórzy autorzy (A. Guterch i in., 1975; W. Pożaryski, 1975; J. Znosko, 1979), określający tym mianem wydłużony blok skorupy ziemskiej, szeroki na 50–100 km i podścielony anomalnie głęboko występującą powierzchnią Moho. Termin ten jest przeze mnie rozumiany w swym wcześniejszym znaczeniu wąskiego systemu uskokowego o długości około 2000 km, rozdzielającego dwa bloki skorupy ziemskiej: stabilny obszar platformy wschodnioeuropejskiej od jej bardziej ruchliwego przedpoła, zajmującego tereny środkowej i Zachodniej Europy. Szersze uzasadnienie tej kwestii można znaleźć w innej pracy (R. Dadlez, 1982).

ROZWÓJ BASENÓW

Transgresja we wczesnym i środkowym kambrze, postępująca od południa i zachodu, zagarnęła najpóźniej obrzeże tarczy fennoskandzkiej. Na południowo-zachodnich połączach platformy wschodnioeuropejskiej powstał rozległy szelf, pokrywany osadami klastycznymi (fig. 2). W czasie maksymalnego rozwoju transgresji, kiedy to istniały szerokie połączenia z wnętrzem platformy i obszarami dzisiejszej Arktyki, silniejsza subsydencja i sedymentacja wód głębszych, w dużej mierze ilasta, objęła obniżenie bałtyckie. Po krótkotrwałej regresji w późnym kambrze (fig. 3) nadeszła nowa transgresja w tremadoku i arenigu (fig. 4). Ten epizod regresywno-transgresywny charakteryzował się znamienym zahamowaniem subsydencji i pozostawił po sobie skondensowane osady klastyczno-węglanowe. Widoczne już w kambrze kontrasty subsydencji po obu stronach strefy T-T nasiliły się w ordowiku. Poczynając od lanwirnu pas leżący tuż na SW od tej strefy stał się miejscem intensywnego pogrążania, a w karadoku (fig. 5) ilaste osady głębszego basenu ponownie tę strefę przekroczyły. Obszar ich sedymentacji – jak w całym ordowiku i sylurze – był otoczony platformą węglanową. Postępująca transgresja – po krótkim odwróceniu morza w aszgilu – doprowadziła w landowerze (fig. 6) do najszerszego zarejestrowanego w fanerozoiku zasięgu basenu. Dla okresu sylurskiego charakterystyczne są (fig. 7): intensywne ugięcie samej

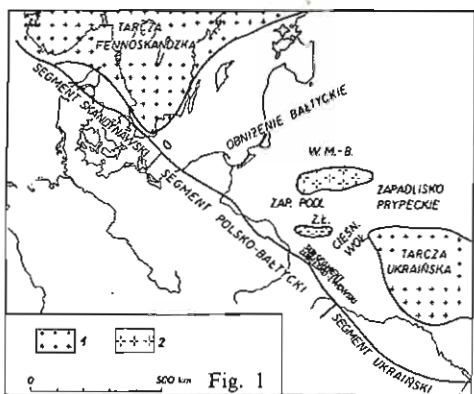
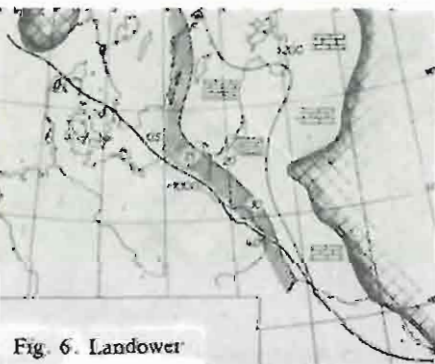
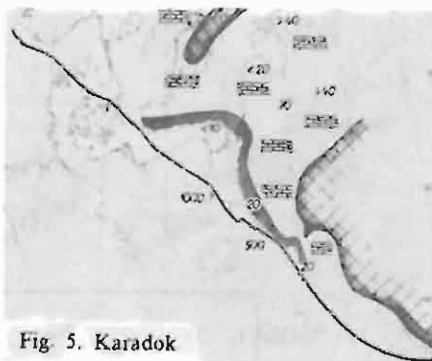
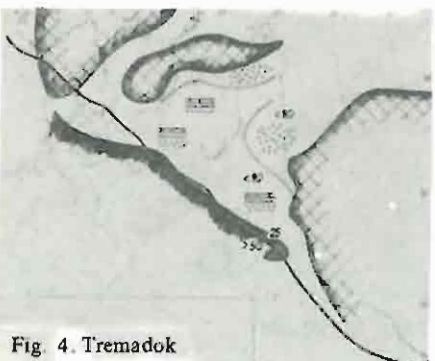
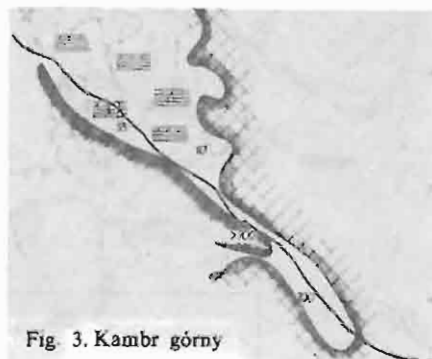
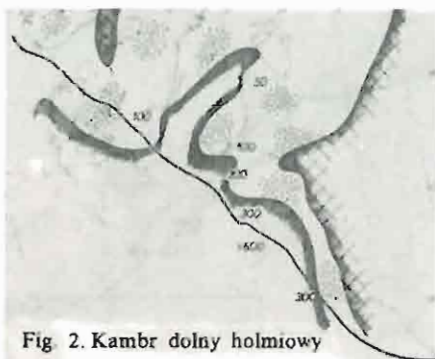


Fig. 1. Paleogeografia na NE od strefy T-T
Palaeogeography NE of the T-T Zone

Obecne występowanie skał prekambry: 1 – na powierzchni, 2 – blisko powierzchni; cieśn. wol. – cieśnina wotyńska; W.M.-B. – wypiętrzenie mazursko-białoruskie; zap. podl. – zapadliśko podlaskie; Z.Ł. – zrzę łokowski.

Present occurrence of the Precambrian rocks: 1 – at the surface, 2 – near the surface; cieśn. wol. – Wolhynian Strait; W.M.-B. – Mazury-Byelorussian Antecline; zap. podl. – Podlasie Graben; Z.Ł. – Łuków Horst.



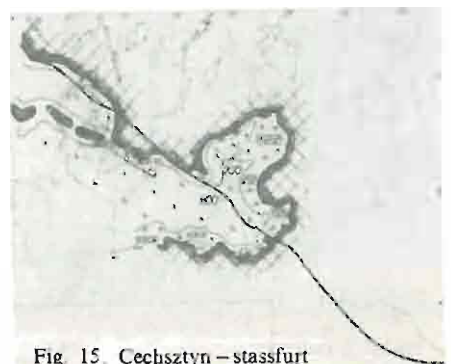
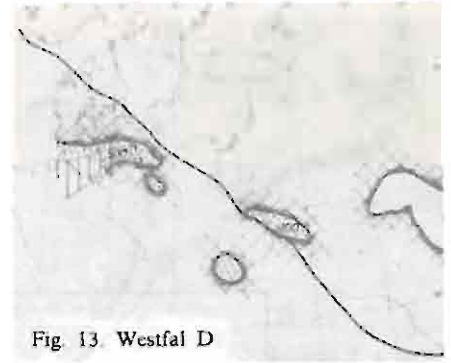
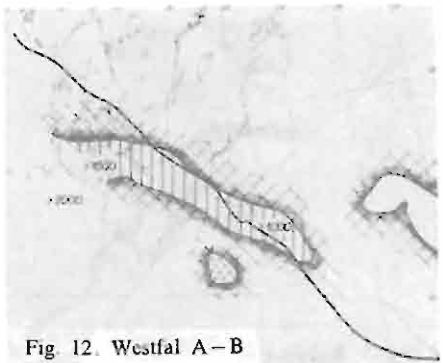
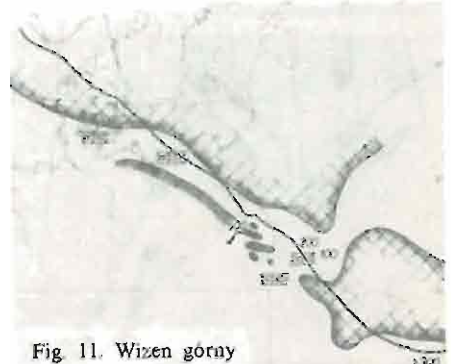
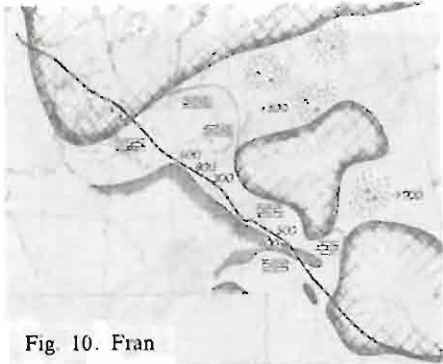
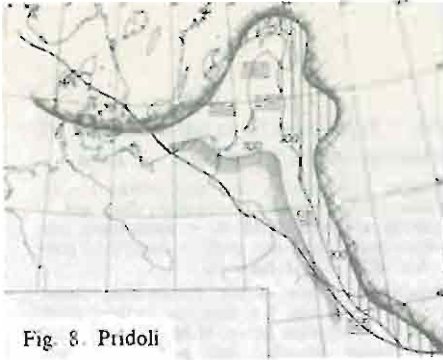




Fig. 16. Srodkowy piaskowiec pstry

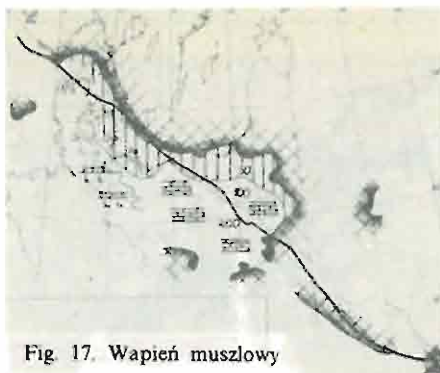


Fig. 17. Wapień muszlowy



Fig. 18. Hettang i synemur

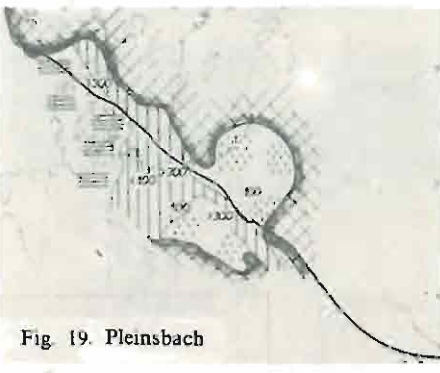


Fig. 19. Pleinsbach



Fig. 20. Aalen



Fig. 21. Bajos

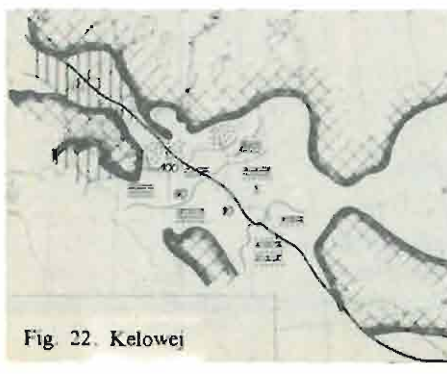


Fig. 22. Kelowej

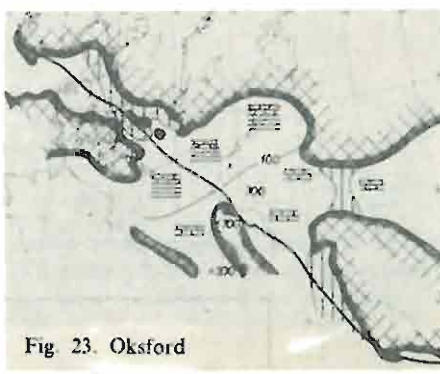


Fig. 23. Oksford

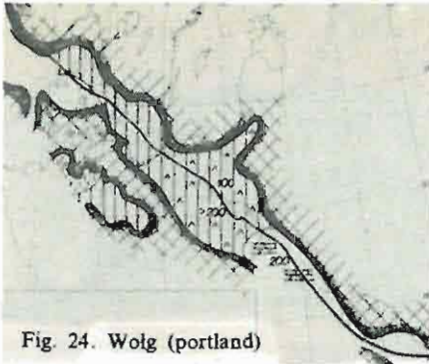


Fig. 24. Wołg (portland)

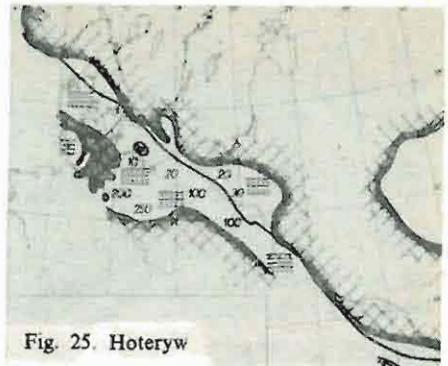


Fig. 25. Hoteryw

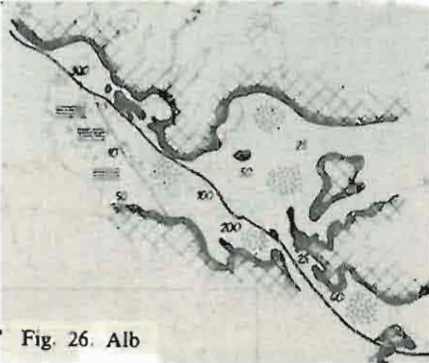


Fig. 26. Alb

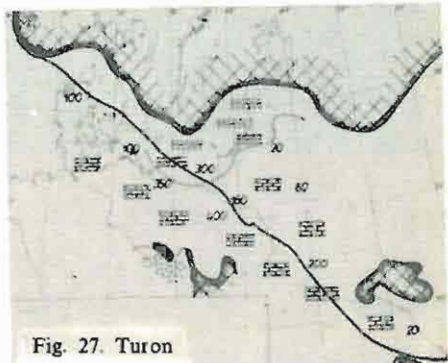


Fig. 27. Turon

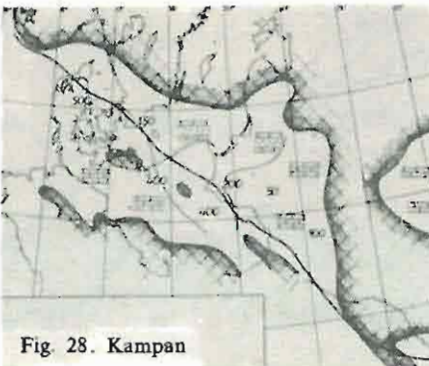


Fig. 28. Kampan

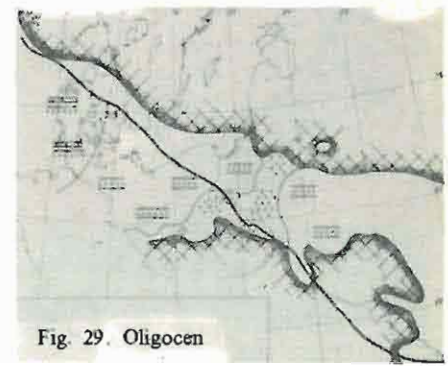


Fig. 29. Oligocen

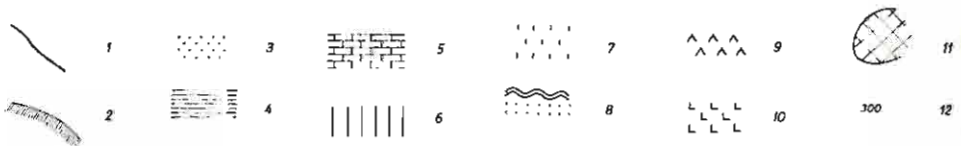


Fig. 2-29. Szkice paleogeograficzne wybranych odcinków fanerozoiku

Palaeogeographic sketches of the selected Phanerozoic intervals

1 - strefa Teisseyre'a-Tornquista; 2 - osady głębokiego szelfu i stoku kontynentalnego; 3 - piaski płytkiego szelfu; 4 - ily płytkiego szelfu; 5 - węglany płytkiego szelfu; 6 - osady paraliczne i brakiczne; 7 - osady wód

strefy brzeżnej platformy oraz sedymentacja klastyczna z prądów zawieszinowych, postępujących zapewne z zachodu i północnego zachodu. Można zauważyć z biegiem czasu progradację tej sedymentacji od krawędzi platformy ku NE.

Stopniowa regresja morza w sylurze (fig. 8) doprowadziła do całkowitego wstrzymania sedymentacji w segmencie skandynawskim – przerwa trwała tu do późnego permu. Na pozostałych obszarach w wyniku regresji nastąpiło w późnym starszym dewonie (fig. 9) krótkie interludium sedymentacji rzeczno-deltowej. Basen głębszy odsunął się wówczas ku SW od strefy T-T, umiejscawiając się w łuku hercyńskim. Później jednakże, w młodszym dewonie, ponownie się do niej przybliżył (fig. 10). Epokę środkowodewońską znamionował postęp transgresji, która osiągnęła swój szczyt we franie, ale przedtem jeszcze – w eiflu – doprowadziła do otwarcia komunikacji z centrum platformy nie tylko przez obniżenie bałtyckie, ale i nową drogą, przez cieśninę wołyńską. Od środkowego dewonu po wczesny karbon egzystował na platformie szelf węglanowy. W dewonie i karbonie brzeg platformy charakteryzował się znacznym poprzecznym i podłużnym rozczłonkowaniem, które powodowało zróżnicowanie subsydencji także wzdłuż strefy T-T oraz okresową akumulację serii osadów grubszych na NE niż na SW od tej strefy. W famenie szybkość sedymentacji w jednym z takich regionów była rekordowa dla całego fanerozoiku.

Ku końcowi dewonu rozpoczęła się pulsacyjna regresja morza (fig. 11), która we wczesnym karbonie objęła przede wszystkim obniżenie bałtyckie. Wycofanie się morza spowodowało na przełomie wczesnego i późnego karbonu zanik platformy węglanowej, która ustąpiła miejsca sedymentacji klastycznej w coraz bardziej izolowanych basenach, początkowo o charakterze paralicznym (fig. 12), a potem limnicznym (fig. 13). W późnym karbonie bowiem – w przeciwieństwie do dotychczasowej historii obszaru – również na SW od strefy T-T pojawiły się w rezultacie diastrofizmu hercyńskiego obszary lądowe. Dostarczyły one, wraz z platformą wschodnioeuropejską, materiału detrytycznego do owych wąskich i długich basenów, rozciągających się wzdłuż strefy T-T. Wszystkim tym procesom towarzyszyło stopniowe słabnięcie subsydencji, co doprowadziło pod koniec karbonu do wynurzenia całego obszaru.

Sedymentacja w segmencie polsko-bałtyckim, a nieco później – skandynawskim – została jednak wkrótce wznowiona. Wczesnopermskie klastyczne warstwy czerwone (fig. 14) szybko rozprzestrzeniły się na znaczne obszary, chociaż powstawały w kilku mniej lub bardziej odrębnych basenach. Wzdłuż części segmentu polsko-bałtyckiego uformowała się wówczas – na założeniach starszych basenów późnkarbońskich – wąska bruzda, w której tuż potem, w najmłodszym permie i we wczesnym triasie nagromadziło się około 3000 m osadów. Nie objęła ona subsegmentu lubelsko-lwowskiego, który wraz z segmentem ukraińskim był w permie wyłączony z sedymentacji. W segmencie skandynawskim zarysowały się załazki podobnej bruzdy, która jednak początkowo nie miała swobodnych połączeń z segmentem polsko-bałtyckim. W basenach owego czasu osadzały się najpierw ewaporaty cechsztynu (fig. 15), a potem ponownie czerwone klastyki pstrego piaskowca (fig. 16). Po epizodzie morskiej transgresji, która dotarła z południa w anizykuladynie (fig. 17), osadzanie skał czerwonych trwało nadal w późnym triasie. W tym triasowym środowisku dochodziło także od czasu do czasu do wytrącania ewapo-

←
słodkich; 8 – klastyki warstw czerwonych; 9 – anhydryty; 10 – sól kamienna; 11 – obszary lądowe; 12 – miąższość w metrach.

1 – Teisseyre-Tornquist Zone; 2 – deep shelf and slope sediments; 3 – shallow shelf sands; 4 – shallow shelf shales; 5 – shallow shelf carbonates; 6 – brackish and paralic sediments; 7 – fresh water sediments; 8 – red-beds clastics; 9 – anhydrites; 10 – rock salt; 11 – land; 12 – thickness in metres

ratów, jednak centra akumulacji soli były przeważnie – z wyjątkiem środkowego kajpru – odsunięte daleko ku zachodowi.

Schyłek triasu zaznaczył się transgresją, postępującą szerokim frontem z zachodu. We wczesnej jurze morze infiltrowało ku wschodowi do zbiorników objętych sedymentacją paraliczną i limniczną (fig. 18 i 19). Najdogodniejszą drogą dla tych in-gresji była uformowana wcześniej bruzda, w której też i subsydencja była najsilniejsza. Skurczeniu zasięgu basenu w aalenie (fig. 20) towarzyszyła transgresja morska z południowego wschodu. Problematyczne dotychczas przedłużenie bruzdy na segment ukraiński stało się faktem. W tym samym czasie nastąpiła też istotna re-orientacja w segmencie skandynawskim, gdzie wskutek wypiętrzenia masywu Ringköbing-Fyn zaakcentowane zostało, wyraźniej niż przedtem, przedłużenie bruzdy. Ta jej część jednak była wypełniana aż do wczesnej kredy głównie przez paraliczne i limniczne serie klastyczne. Tymczasem w bajosie (fig. 21) morze zalało bardziej południowe obszary i coraz silniej forsowało ku NE strefę T-T. Wtedy to polska część bruzdy obniżała się wyjątkowo silnie.

W najmłodszym batonie i keloweju (fig. 22) gwałtowna, choć oscylacyjna trans-gresja rozwinęła się ku wschodowi i po raz pierwszy otworzyła się bezpośrednia droga połączeń przez zapadlisko podlaskie. Silnie skondensowana sedymentacja keloweju została zastąpiona w oksfordzie (fig. 23) przez sedymentację przeważnie węglanową, z klastykami dostarczonymi z północy. Skutkiem kolejnej regresji kimerydzko-portlandzkiej (fig. 24) było utworzenie izolowanych basenów paraliczno-limnicznych, po części z sedymentacją ewaporatową. Centra subsydencji przesunęły się podówczas z sąsiedztwa strefy T-T ku zachodowi, do zbiornika dolnosaksoń-skiego, i pozostały tam przez całą wczesną kredę (fig. 25). W naszym obszarze trwała wtedy nadal, w wąskim basenie bruzdy, sedymentacja przeważnie morska i klastyczna.

Wielka transgresja albsko-cenomańska (fig. 26), jak i poprzednie transgresje tej skali, połączona z osłabieniem subsydencji, objęła rozległe tereny platformy wschodnioeuropejskiej. Szelf, zdominowany początkowo przez klastyki, ustąpił wkrótce miejsca platformie węglanowej, stale jednak zasilanej materiałem detry-tycznym z północy i południa (fig. 27). Zróznicowanie tempa subsydencji po obu stronach strefy T-T było nadal wyraźne, przy czym ośrodki jej maksymalnego na-silenia – ulokowane początkowo nadal w basenach Hannoveru i Westfalii – przesunęły się pod koniec kredy z powrotem w pobliże strefy T-T, tym razem jej skandynawskiego segmentu. W trzeciorzędzie znalazły się już one w osi Morza Północnego. Tymczasem w naszym obszarze – po turońskiej kulminacji transgre-sji – w młodszej późnej kredzie (fig. 28) i najstarszym trzeciorzędzie przyspieszyło się cofanie morza, zaznaczone zresztą już w koniaku zamknięciem połączenia przez zapadlisko podlaskie. Baseny trzeciorzędowe, początkowo morskie, w miocenie przekształcone w limniczne, były bardzo płytkie i odznaczały się słabą subsydencją (fig. 29). Miały one orientację równoleżnikową, raczej niezależną od strefy T-T.

PRAWIDŁOWOŚCI ROZWOJU

Na fig. 30 zestawiono w schematycznej formie całą analizę ewolucyjną ba-danego obszaru. Krzywa zasięgu basenów na NE od strefy T-T powstała drogą obliczenia powierzchni obszaru zajętego przez osady (w jego pierwotnych grani-cach, nienaruszonych przez późniejsze procesy erozyjne) w relacji procentowej do obszaru zewnętrznej strefy platformy wschodnioeuropejskiej. Strefa ta, o powierzch-ni około 1 mln km², została zarysowana umownie, przy czym wyłączone z niej zapadlisko prypeckie jako obcą jednostkę paleogeograficzną, związaną raczej

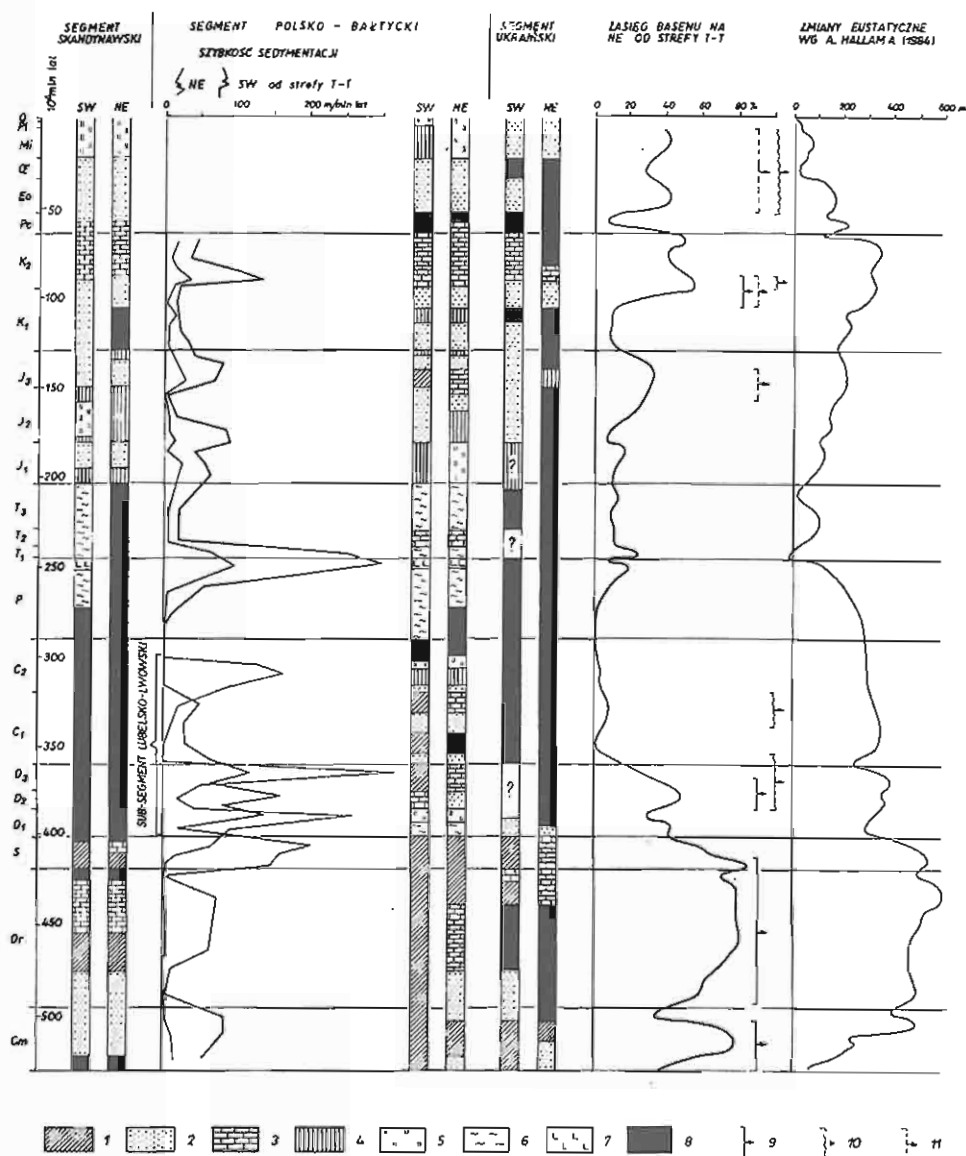


Fig. 30. Korrelacja zdarzeń fanerozoicznych w strefie T-T

Correlation of the Phanerozoic events in the T-T Zone

1 - osady głębokiego szelfu i skłonu kontynentalnego; 2 - klastyki płytkiego szelfu; 3 - węglany płytkiego szelfu; 4 - osady paraliczne i brakiczne; 5 - osady wód słodkich; 6 - warstwy czerwone; 7 - ewaporaty; 8 - ląd; komunikacja przez: 9 - obniżenie bałtyckie, 10 - cieśninę wołyńską, 11 - zapadlisko podlaskie

1 - deep shelf and slope sediments; 2 - shallow shelf clastics; 3 - shallow shelf carbonates; 4 - paralic and brackish sediments; 5 - fresh water sediments; 6 - redbeds; 7 - evaporites; 8 - land; interbasinal connections via: 9 - Baltic Syncline, 10 - Wolhynian Strait, 11 - Podlasie Graben

z aulakogenem dniewprowsko-donieckim niż ze strefą T-T. Krzywa zasięgu basenów była następnie porównywana z różnymi krzywami eustatycznych zmian poziomu

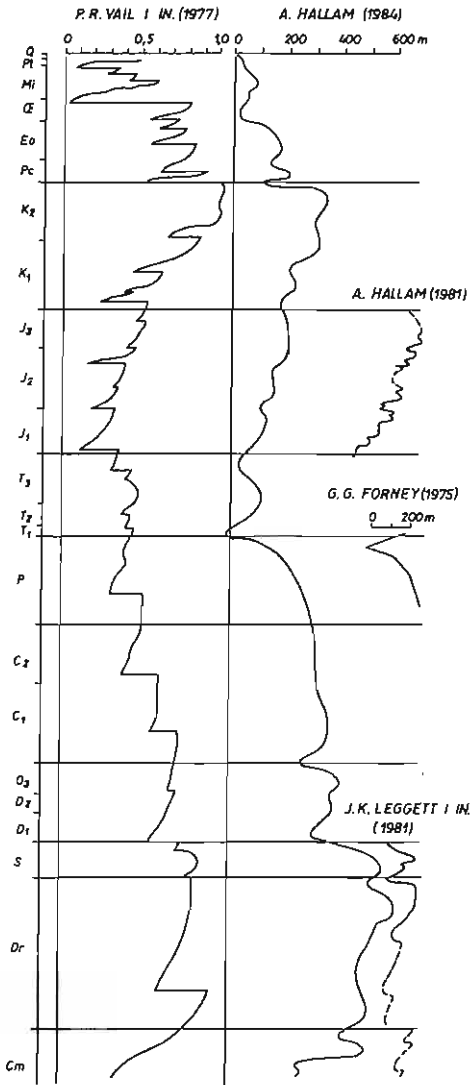


Fig. 31. Krzywe eustatycznych zmian poziomu mórz

Curves of the eustatic sea-level changes

mórz (fig. 31), dostosowanymi do jednolitej skali czasu geologicznego, według G.S. Odina (1982). Dla ilustracji przyjęto ostatecznie krzywą wg A. Hallama (1984), ponieważ wydaje się ona być najbardziej naturalna i najmniej zniekształcona przez procesy erozyjne. Obok tych krzywych umieszczone są na fig. 30 profile środowisk sedimentacji po obu stronach strefy T-T we wszystkich jej trzech segmentach, a także krzywa prędkości sedimentacji w segmencie polsko-bałtyckim, także po obu stronach strefy. Zarówno te ostatnie, jak i profile środowiskowe są z konieczności bardzo uproszczone, ponieważ warunki sedimentacji i subsydenca zmieniały się w sposób istotny także wzdłuż rozciągłości poszczególnych segmentów.

W ewolucji rozpatrywanego obszaru można wyróżnić trzy etapy. Etap pierwszy

(od kambru po wczesny namur) był zdominowany przez sedymentację morską, po części w stosunkowo głębokich basenach (głęboki szelf i stok kontynentalny). Etap drugi (środkowy namur – późny trias) charakteryzował się zmiennymi warunkami, od sedymentacji paraliczno-limnicznej w izolowanych basenach przez wynurzenie i erozję aż po akumulację kontynentalnych warstw ezerwonych i ewaporatów, przerwana krótkotrwałym wtargnięciem płytkiego morza. Etap trzeci (najmłodszy trias – trzeciorzęd) zaznaczył się nawrotem środowisk paralicznych i morskich, tym razem głównie w warunkach płytkiego szelfu.

W wielu przypadkach istnieje uderzające podobieństwo między krzywą eustatycznych zmian poziomu oceanu światowego a przedstawioną tu krzywą zasięgu basenów. Na obu krzywych jest dobrze zaznaczony najwyższy poziom oceanu we wczesnym paleozoiku. Są wyraźnie widoczne transgresje w środkowym kambrze, późnym ordowiku, wczesnym sylurze i franie, jak również regresje w późnym kambrze, aszgilu i wczesnym dewonie. Dobra korelacja istnieje także w mezozoiku: rozpoznawalne są wysokie stany wód oceanu w oksfordzie i późnej kredzie oraz stany niskie w późnym toarsie – aalenie, najstarszej kredzie i najstarszym trzeciorzędzie. Wynika z tego, że znaczna część oscylacji zasięgu zbiornika była kontrolowana przez zmiany eustatyczne. Zasadnicza rozbieżność obu krzywych występuje od karbonu po trias włącznie, co odpowiada drugiemu etapowi ewolucyjnemu. Jego rozwój był zatem sterowany nie procesami globalnymi, lecz regionalnymi.

Podczas pierwszego etapu ewolucyjnego obszar nasz pozostawał pod silnym wpływem sąsiednich oceanów. Etap ten odpowiada okresowi przed powstaniem Pangei, kiedy to kontynenty były rozproszone. Epoka późnokaledońska charakteryzowała się przy tym znamienym ugięciem brzegu platformy, któremu towarzyszyła sedymentacja turbidytowa, epoka wczesnohercyńska natomiast – zróżnicowaną subsydencją tegoż brzegu, początkowo z sedymentacją rzeczno-deltową, a potem morską. Drugi etap ewolucyjny uwarunkowany był wydarzeniami późnohercyńskimi w sąsiednim pasie orogenicznym i jego późniejszą intensywną erozją. Odpowiada on dobrze okresowi rozwoju Pangei. Etap trzeci odzwierciedla oscylacyjne transgresje mórz epikontynentalnych, wdzierających się zarówno od strony Atlantyku, jak i Tetydy, przede wszystkim do bruzdy sedymentacyjnej, położonej wzdłuż strefy T-T.

Próba porównania wyróżnionych etapów ewolucyjnych z cyklami tektoniczno-sedymentacyjnymi niektórych autorów dała tylko częściowe rezultaty. Niezgodności, rozpoczynające sekwencje Kaskaskia i Tejas w Ameryce Północnej (L.L. Sloss, 1972), zgadzają się idealnie z dwoma momentami zwrotnymi w historii naszego obszaru: wczesnodewońskim i wczesnotrzeciorzędowym. Jednak pozostałe trzy niezgodności bądź odgrywają podrzędną rolę, bądź też są przesunięte w czasie. Obserwowane kilkakrotnie dwa impulsy transgresyjne, przedzielone krótkotrwałą regresją (np. środkowy kambr – późny kambr – ordowik, albo wczesny toars – późny toars + aalen – jura środkowa), zdają się zgadzać ze schematem pierwszej i drugiej transgresji S.v. Bubnoffa (1948). Sprawa nie jest jednak prosta. skoro transgresje bywają w zasadzie pulsacyjne i przy uważnej obserwacji można w nich stwierdzić więcej niż jeden epizod regresyjny w fazie transgresyjnej (por. fig. 31 w ordowiku lub w jurze). Z kolei fazy inundacji i dyferencjacji (S.v. Bubnoff, 1948) oraz ich odpowiedniki w schematach L.L. Slossa (1972: dyferencjacja – odnowiona subsydencja), P.C. Soaresa i in. (1978: dyferencjacja – akceleracja) oraz W. Nöldekego i G. Schwaba (1977: główna subsydencja – dyferencjacja) są trudne do odszukania, zwłaszcza że – jak widać z powyższego wyliczenia – faza inundacji według autorów niemieckich poprzedza dyferencjację, według pozostałych zaś – następuje po niej.

Dwaj ostatnio wspomniani autorzy przeprowadzili analizę cykliczności rozwoju Europy środkowej, a więc obszaru częściowo pokrywającego się z naszym. Wyróżnili oni w młodszym (powestfalskim) fanerozoiku 4 stadia: wczesne, inaczej tafrogeniczne (stefan – wczesny sakson); głównej subsydencji (młodszy sakson – kajper); dyferencjacji (jura – wczesny alb); stabilizacji (środkowy alb – kenezok). Ich nazwy mówią same za siebie, jednak ich korelacja z etapami ewolucyjnymi tu wyróżnionymi sprawia kłopoty. Granice między stadiami: głównej subsydencji, dyferencjacji i stabilizacji są słabo widoczne. Największe prędkości sedymentacji na naszym obszarze charakteryzowały tylko wczesny okres stadium głównej subsydencji wspomnianych autorów, podczas gdy w jej pozostałym okresie są one porównywalne z prędkościami w ich stadium dyferencjacji. Co więcej, dla późnego okresu stadium głównej subsydencji znamienne jest także silne przestrzenne zróżnicowanie (czyli dyferencjacja) subsydencji. Nie ma również zasadniczej różnicy w szybkościach subsydencji między stadiami dyferencjacji i stabilizacji. Wreszcie ten ostatni termin wydaje się wątpliwy, a wydzielenie tego stadium nieuzasadnione, ponieważ:

– późnokredowa „stabilizacja” była wynikiem procesów eustatycznych, porównywalnych np. z późnojurajskimi (które przypadają na stadium dyferencjacji), podczas gdy dyferencjacja tektoniczna była równie silna w obu stadiach;

– stadium „stabilizacji” było przerwane przez destabilizujące procesy inwersji tektonicznej, które spowodowały istotną reorientację układu basenów w najmłodszej kredzie i najstarszym trzeciorzędzie.

Przebieg niektórych transgresji w pierwszym i trzecim etapie ewolucyjnym był bardzo zbliżony. Skondensowana sedymentacja ich inicjalnych faz: w tremadoku, kelowej i albie ma analogiczny wyraz. We wszystkich trzech przypadkach po tych wstępnych fazach następował wzrost platform węglanowych, odpowiednio: w środkowym – późnym ordowiku, oksfordzie i późnej kredzie. W dwóch ostatnich przypadkach fazy, poprzedzające główne impulsy transgresywne (a więc odpowiednio: aalen – baton i berias – apt), były również podobne w tym sensie, że morze zagarniało najpierw wąską bruzdę, położoną tuż na SW od strefy T-T, a później rozprzestrzeniało się na zewnątrz od niej.

Ekspansja basenów niekoniecznie była związana z transgresją morską (np. ekspansja wczesnotriasowa) i przeciwnie – skurczeniu zbiornika mogła towarzyszyć morska ingresja (np. w aalenie i wczesnej kredzie). Wzajemne relacje między ekspansją i kontrakcją basenów z jednej strony a przyspieszeniem i zwolnieniem subsydencji z drugiej strony były również zmienne. W czasie wielkich transgresji ordowiku, późnej jury i późnej kredy ekspansji zbiornika towarzyszyło najpierw zwolnienie tempa subsydencji (odpowiednio: tremadok, kelowej, alb), a potem jego przyspieszenie (odpowiednio: środkowy ordowik, oksford, turon). Jest to w tym przypadku zgodne z koncepcją drugiej transgresji i indundacji S.v. Bubnoffa (1948). Z kolei skurczenie basenu było czasem związane ze zmniejszeniem subsydencji (aszgil), częściej jednak – z jej zwiększeniem (schylek syluru, famen, westfał, aalen).

Należy przy tym zauważyć, że istnieje sprzeczność między skondensowaną sedymentacją w skrajnie płytkich wodach, jaka miała miejsce w inicjalnych fazach wielkich transgresji, a postulowaną znaczną szybkością tych transgresji (A. Hallam, 1984), która powinna była powodować w krótkim czasie stosunkowo nagle pogłębienie zbiornika, co najmniej o 100 m. Szczegółowa dyskusja tych problemów nie mieści się w temacie tej pracy. Powinny być one rozważane albo w kontekście izostatycznych ruchów skorupy ziemskiej (która zatem powinna by się była wypiętrzać równocześnie z postępem transgresji), albo też w kontekście rozwiązania,

zapropozowanego przez W.C. Pitmana (1978), który uważał, że transgresje i regresje nie zawsze są wynikiem podwyższenia lub obniżenia zwierciadła wód oceanu (a więc jego ruchów różnokierunkowych), lecz często tylko zmian w szybkości ruchu jednokierunkowego. Innymi słowy, regresja może być spowodowana relatywnym zwolnieniem tempa podwyższenia zwierciadła, a transgresja – relatywnym zwolnieniem tempa jego obniżania. W tym ujęciu inicjalna faza wielkich transgresji mogłaby być tylko rezultatem zwolnienia lub zahamowania tempa opadania wód oceanu, a dopiero faza główna – rezultatem ich podnoszenia.

Prawie cały wczesny paleozoik był okresem swobodnej komunikacji rozpatrywanego obszaru z centralnymi połączeniami platformy wschodnioeuropejskiej przez obniżenie bałtyckie. Po krótkiej przerwie połączenie to zostało odnowione – również na krótko – w środkowym dewonie, równocześnie z otwarciem nowej drogi – cieśniny wołyńskiej. To ostatnie przetrwało dłużej niż droga bałtycka, bo z krótką przerwą do końca wizenu. Po długim okresie odcięcia, dopiero w keloweju otworzyło się nowe połączenie przez zapadlisko podlaskie. W czasie albsko-turońskiego wysokiego stanu wód, a także w trzeciorzędzie odrębność tych trzech dróg zatarła się i komunikacja istniała wzdłuż szerszego frontu, ponieważ bloki: mazursko-białoruski i łukowski nie odgrywały swej poprzedniej roli.

Aktywność strefy T-T, jako elementu tektoniczno-morfologicznego skorupy ziemskiej, zaznaczała się niemal w sposób ciągły, przy czym mogła mieć różny wyraz. Strefa ta stanowiła albo granicę basenu sedymentacyjnego (jak np. w permie i triasie w segmencie skandynawskim lub w środkowej jurze i wczesnej kredzie w segmencie ukraińskim), albo też – częściej – krawędź strukturalną wewnątrz basenu, rządzącą zróżnicowaniem subsydencji. Zwiększona akumulacja osadów odbywała się przeważnie na SW od strefy T-T, przy czym miąższości były tu z reguły kilkakrotnie większe, a wyjątkowo nawet do stu razy większe niż na NE od strefy. Były jednak okresy, kiedy grubsze sekwencje powstawały na NE od strefy, jak w niektórych odcinkach dewonu i karbonu w subsegmencie lubelsko-lwowskim.

Inny wpływ strefy T-T był wyrażony w rozkładzie płytszych i głębszych partii zbiorników morskich lub też w zasięgu środowisk morskich i paralicznych. Przykłady pierwszej zależności można znaleźć w paleogeografii wczesnego paleozoiku i dewonu, drugiej zaś – w paleogeografii jury segmentów: polsko-bałtyckiego i skandynawskiego. Jednak ku końcowi fanerozoiku granice megafacji bieżyły coraz częściej raczej niezależnie od strefy T-T. Jej wpływ zatem z biegiem czasu malał.

Spośród trzech segmentów strefy T-T najbardziej sztywny i najczęściej wypiętrzany bywał z reguły segment ukraiński. W ustaleniu jego pozycji są zresztą największe niejasności z powodu słabej znajomości paleogeografii południowo-zachodniego przedpoła tarczy ukraińskiej. Z kolei segment polsko-bałtycki był niemal zawsze silniej obniżony niż dwa pozostałe z wyjątkiem kambru i ordowiku, kiedy to segment skandynawski nie był jeszcze wyraźnie wyodrębniony. Segment polsko-bałtycki był tym odcinkiem strefy T-T, który był najłatwiej pokonywany przez rozszerzające się baseny sedymentacyjne. Tworzyły one na platformie wschodnioeuropejskiej albo rozległe szelfy morskie, nieraz o swobodnej komunikacji z wnętrzem platformy, albo przynajmniej ograniczone przestrzennie zatoki basenów intrakontynentalnych.

PIŚMIENICTWO

- ATLAS OF THE LITHOLOGIC-PALEO GEOGRAPHIC MAPS, SW BORDER OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM. IGCP Project no 86 (w druku)
- BUBNOFF S.v. (1948) – Einführung in die Erdgeschichte. Halle.
- DADLEZ R. (1982) – Tektonika permo-mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre'a-Tornquista na terenie Polski. *Kwart. Geol.*, 26, p. 273–284, nr 2.
- FORNEY G.G. (1975) – Permo-Triassic sea-level changes. *Jour. Geol.*, 83, p. 773–780, nr 6.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975) – Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 23, p. 153–163, nr 4.
- HALLAM A. (1981) – A revised sea-level curve for the Early Jurassic. *Jour. Geol. Soc. London*, 138, p. 735–743, Pt. 4.
- HALLAM A. (1984) – Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 12, p. 205–243.
- LEGGETT J.K., MC KERROW W.S., COCKS L.R.M., RICKARDS R.B. (1981) – Periodicity in the Early Paleozoic marine realm. *Jour. Geol. Soc. London*, 138, p. 167–176, Pt. 2.
- NÖLDEKE W., SCHWAB G. (1977) – Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Norhteils der DDR. *Z. Ang. Geol.*, 23, p. 369–379, H. 8.
- ODIN G.S. (1982) – The Phanerozoic time scale revisited. *Episodes*, 3, p. 3–9.
- PITMAN W.C. III (1978) – Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1389–1403, nr 9.
- POŻARYSKI W. (1975) – Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. Geol.*, 23, p. 163–171, nr 4.
- SLOSS L.L. (1972) – Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and the Russian platform. *Int. Geol. Congr. XXIV Sess., Sect. 6 Stratigraphy and Sedimentation*, p. 24–32.
- SOARES P.C., LANDIM P.M.B., FULFARO V.J. (1978) – Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intercratonic basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 181–191, nr 2.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 26, p. 83–97.
- ZNOSKO J. (1979) – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29, p. 365–383, nr 4.

Рышард ДАДЛЕЗ

**ЭВОЛЮЦИЯ ФАНОРОЗОЙСКИХ БАСЕЙНОВ ВДОЛЬ ЛИНИИ
ТЕЙССЕРА-ТОРНКВИСТА**

Резюме

В статье анализируется распространение, процесс понижения дна и условия осадконакопления в фанерозойских седиментационных бассейнах, расположенных вдоль тектонической зоны Тейссера-Торнквиста (линия Т-Т). Палеогеографическое развитие обрастей к северо-востоку от этой зоны (фиг. 1) определялось существованием двух докембрийских щитов (Фенноскандского и

Украинского) и двух меньших массивов (Мазурско-Белорусского и Луковского). Таким распределением обусловлено расчленение зоны Т-Т на три части: Скандинавскую, Польско-Балтийскую и Украинскую. Польско-Балтийская часть как правило была наиболее понижена и ее заливали расширяющиеся моря, которые в период своего максимального развития соединялись с внутренними областями Восточно-Европейской платформы тремя путями: через Балтийскую синеклизу, Подляскую впадину и Волынскую теснину.

Палеогеографические схемы показаны на фиг. 2—29, а на фиг. 30 представлены итоги исследований. В истории развития области выделяются три этапа: 1 — кембрий-ранний намюр — преобладание морей, зачастую глубокого шельфа и континентального склона; 2 — средний намюр-триас — смена условий осадконакопления прибрежно-озерного типа в замкнутых бассейнах, затем поднятия и эрозии вплоть до накопления красноцветных толщ и эвапоритов; 3 — самый поздний триас-третичное время — преобладание осадков прибрежных и мелкого шельфа. Во время первого этапа своей истории эта область испытывала сильное влияние океана, что отразилось в разбросанности континентов до образования Пангеа. При этом в позднекаледонскую эпоху произошло сильное прогибание края платформы и осадилась наносы суспензионных течений, а послекаледонская эпоха отличалась тем, что край платформы опускался неравномерно, а это в свою очередь способствовало накоплению вначале речных, а позднее морских осадков. Второй этап явился следствием позднегерцинских процессов, происходивших в соседнем орогене сооружения. В истории Земли он соответствует эпохе развития Пангеа. Третий этап явился отражением колебательной трансгрессии эпиконтинентальных морей, заливавших седиментационную ложбину, примыкающую к зоне Т-Т, как со стороны океана Тетиды, так и северной Атлантики.

Обширные морские трансгрессии первого и третьего этапа с их кульминацией в среднем кембрии, позднем ордовике и раннем силуре, фране, оксфорде и туроне, так же как и разделяющие их регрессии в позднем кембрии, ашгилле, раннем девоне, позднем тоарсе-аалене, позднейшем мепу и самом позднем третичном времени вероятнее всего явились следствием глобальных изменений уровня моря. Некоторые из этих трансгрессий поразительно схожи между собой: их изначальные фазы (тремодек, келловей, альб) знаменовала сильно конденсированная, преимущественно обломочная, седиментация. Позже наступала фаза ускоренного опускания дна бассейна и возрастание огромных карбонатных платформ. Расширение бассейнов не обязательно было вызвано морской трансгрессией. Наоборот, сокращение бассейна иногда сопровождалось трансгрессией, а зачастую и ускоренным понижением его дна.

Зона Т-Т непрерывно проявляла свое влияние как тектонико-морфологическая структура либо отделяющая области суши от бассейнов осадконакопления, либо — чаще, определяющая степень субсиденции и распределение осадконакопления внутри бассейнов.

Ryszard DADLEZ

PHANEROZOIC BASINAL EVOLUTION ALONG THE TEISSEYRE-TORNQUIST ZONE

Summary

Phanerozoic basins situated along the Teisseyre-Tornquist tectonic zone (T-T Zone) have been analysed in respect to their extent, subsidence and sedimentary environments. Palaeogeographic evolution NE of this zone (Fig. 1) was controlled by two Precambrian shields (Fennoscandian and Ukrainian) and by two smaller massives (Mazury-Byelorussian and Łuków). This pattern implies the subdivision of the T-T Zone into three segments: Scandinavian, Polish-Baltic and Ukrainian.

The Polish-Baltic segment was, as a rule, most downwarped and most easily surmounted by the expanding basins which in the periods of maximum extent were linked to the internal parts of the East European Platform by three ways: Baltic Synectise, Podlasie Graben and Wolhynian Strait.

A selection of palaeogeographic sketches is shown in Figs. 2–29, whereas Fig. 30 summarizes the results. Three stages have been distinguished in the evolution of the area: 1 – (Cambrian – Early Namurian) – domination of the marine environment, frequently of deep shelf and slope; 2 – (Middle Namurian – Triassic) – variable conditions, from paralic-limnic sedimentation in restricted basins through emersion and erosion to the accumulation of red-beds and evaporites; 3 – (latest Triassic – Tertiary) – domination of the paralic and shallow shelf environments. During the first stage the area was strongly influenced by oceanic domains which reflects the dispersal of continents in pre-Pangean times. The late Caledonian epoch was characterized by a strong downbending of the platform edge coupled with turbidite sedimentation while the post-Caledonian one – by a marked differential subsidence of this edge, accompanied first by fluvio-deltaic and then by marine sedimentation. The second stage resulted from the late Hercynian events in the adjacent orogenic belt and its subsequent intense erosion. It corresponds well with the Pangean epoch of the Earth's history. The third stage reflected the oscillatory transgressions of the epicontinental seas entering the peri-T–T Zone sedimentary trough both from the Tetbyan and the North Atlantic provinces.

Major marine transgressions in the first and third stages, culminating in the mid-Cambrian, Late Ordovician, Early Silurian, Frasnian, Oxfordian and Turonian times, as well as their intervening regressions in the Late Cambrian, Ashgillian, Early Devonian, Late Toarcian-Aalenian, earliest Cretaceous and earliest Tertiary times were probably the effect of global, eustatic sea-level changes. There was striking similarity between the courses of some of these transgressions: their initial phases (Tremadocian, Callovian and Albian) resulted in a very condensed, predominantly clastic sedimentation. They were followed by a phase of accelerated subsidence and of a growth of vast carbonate platforms. Expansion of the basin was not necessarily connected with the marine transgression. Contrarily, the basinal shrinking was sometimes accompanied by the marine incursion and frequently – by the acceleration of subsidence.

The T–T Zone was continuously acting as a geomorphic feature, either dividing the land areas from the sedimentary basins or – more often – governing the differential subsidence and sedimentary patterns within the basins.

Translated by the Author