

Józef WIECZOREK

Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy - zarys problematyki*

W ewolucji medyterańskiego sektora Zachodniej Tetydy wyróżniono trzy zasadnicze etapy: przedoceaniczny (później perm — wczesna jura), oceaniczny (środkowa jura — środkowa kreda) i etap zamykania Tetydy (środkowa kreda — paleogen). Medyterańska część Tetydy w sensie paleogeograficznym nie była oceanem. Region ten pozostawał pod wpływem lateralnych ruchów Afryki względem Europy i w jego historii znaczną rolę odgrywały ruchy przesuwcze. Główne etapy ewolucji Tetydy można odczytać w rozwoju polskiej części Karpat, szczególnie Tatr.

WSTĘP

Przejawy ruchów tektonicznych stwierdzone na małych obszarach są często odzwierciedleniem wydarzeń geologicznych zachodzących w skali dużych regionów, a nawet całego globu. Nawet na niewielkich obszarach można śledzić skutki rozpadu czy konwergencji kontynentów, rozrastania czy skracania den oceanicznych, a także skutki ruchów przesuwczych czy ruchów pionowych. Warto zatem rozpatrzeć, w jaki sposób zostały zarejestrowane na ziemiach polskich ruchy tektoniczne cyklu alpejskiego związane z ewolucją Tetydy, czyli tego oceanu, z którego zrodziły się łańcuchy alpejskie, w tym i nasze Karpaty. Wydarzenia te nie pozostały bez wpływu na historię szelfu Tetydy, czyli na znaczną część platformowej Polski.

* Artykuł przedstawia główne tezy referatu wygłoszonego na sesji naukowej z cyklu „Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich”, marzec, 1986 r.

KONCEPCJE TETYDY

Koncepcja rozległego morza położonego między Eurazją a Gondwaną wysunięta została przez M. Neumayra w 1886 r. a nazwa Tetyda dla tego zbiornika została zaproponowana przez E. Suessa (E. Suess, 1893; H. C. Jenkyns, 1980). Tetyda stanowiła zbiornik, z którego w kilku etapach zarówno mezozoicznych, jak i kenozoicznych, powstały łańcuchy alpejskie od Meksyku na zachodzie po Indonezję na wschodzie. Z Tetydy powstały również Karpaty, a warto tu przypomnieć, że już podczas wystawy w Muzeum Tatrzańskim, przygotowanej w 1901 r. przez M. Limanowskiego i Witkacego bezpośrednio przed Międzynarodowym Kongresem Geologicznym w Wiedniu, gabłota obrazująca jurajską historię Tatr opatrzona była tytułem „Ocean Tetydy w miejscu Tatr” (S. Małkowski, 1949).

Baseny Tetydy położone na wschód od strefy Wardaru określa się mianem Tetydy Wschodniej (J. G. Ogg i in., 1983) o bardzo złożonej i nie najlepiej jeszcze poznanej historii (A. M. C. Sengör, 1985; A. M. C. Sengör, K. J. Hsü, 1985). Baseny Tetydy położone na zachód od strefy Wardaru należą do Tetydy Zachodniej, gdzie wydzieliła się trzy sektory: medyterański, atlantycki i karaibski. Baseny te, szczególnie w okresie późnej jury i wczesnej kredy, miały dobre połączenia zarówno powierzchniowe, jak i głębokowodne, charakteryzowały się podobnymi facjami (facje typu rosso ammonitico, rosso ad aptici, radiolaryty lub muły radiolariowe, facja maiolica czy ciemne margle fukoidowe — por. również D. Bernoulli, 1972) a także podobnymi zespołami skamieniałości zarówno mikro-, jak i makrofauny.

Atlantycka część Tetydy pozostała do dnia dzisiejszego rozrastającym się zbiornikiem, którego niezdeformowane jurajskie (od środkowego kelo-weju) i młodsze osady leżą na skorupie oceanicznej, a dobrze zdefiniowane brzegi mają nadal charakter brzegów pasywnych. Mimo że osady znajdują się pod przykryciem wody, ewolucja tej części Tetydy jest łatwiejsza do odtworzenia niż ewolucja pozostałych części Tetydy Zachodniej. Osady medyterańskiego i słabiej poznanego karaibskiego sektora Tetydy uległy wielokrotnym deformacjom i zwykle przemieszczeniom, stąd też rekonstrukcje palinspastyczne, a również określenie brzegów tych części Tetydy natrafiają na poważne trudności i są w różny sposób przez autorów interpretowane (R. Trümpy, 1960, 1982; A. G. Smith, 1971; J. F. Dewey i in., 1973; H. Laubscher, D. Bernoulli, 1977; B. Biju-Duval, L. Montadert, 1977; J. E. T. Channell i in., 1979; A. Aubouin i in. 1980; J. Dercourt, L. P. Zonenshain i in., 1986).

W medyterańskim sektorze Tetydy trudność sprawia określenie położenia strefy osiowej zbiornika, a tym samym rozdzielenie północnych i południowych brzegów Tetydy. Nieciągłe i zapewne różnowiekowe pasma występowania skał ultrazasadowych nie dają podstaw do jednoznacznych rekonstrukcji paleogeograficznych. Jest natomiast dobrze uzasadnione, że historia medyterańskiej części Tetydy pozostawała pod wpływem lateralnych ruchów między płytą afrykańską a eurazjatycką, zachodzących od środkowej jury i związanych z kolejnymi etapami otwierania Atlantyku (J. F. Dewey i in., 1973; W. Schwan, 1980; W. Frisch, 1981). Należy przy tym zaznaczyć, że lateralne ruchy powodowały równocześnie warunki tensyjne w jednych regionach a kompresyjne w drugich, na co miał

niewątpliwie wpływ skomplikowany kształt brzegów, w tym obecność półwyspów (Adria — J. E. T. Chanell in., 1979) czy też mikrokontynentów (Apulia — J. F. Dewey i in., 1973; Kreios — A. Tollman, 1984; Tisia — S. Kovacs, 1982).

Mimo tych komplikacji Zachodnia Tetyda ma prostszą historię niż Tetyda Wschodnia, gdzie już obecnie można rozpoznać wyraźny dualizm orogenów alpejskich (A. M. C. Sengör, K. J. Hsü, 1984; A. M. C. Sengör, 1985), które powstały z permo-jurajskiej Paleotetydy, bądź też z jurajsko-paleogeńskiej Neotetydy. W kierunku wschodnim można śledzić dywergencję tych pasm fałdowych. Ku zachodowi przebieg kimerydów, czyli pasm powstałych z Paleotetydy, nie jest całkiem jasny, jak również niemożliwe jest wyraźne oddzielenie w paleogeografii Paleo- i Neotetydy. Należy tu jeszcze nadmienić, że jurajsko-paleogeński sektor Tetydy, położony między Afryką a Anglią, francuscy geolodzy nazywają Mesogea (B. Biju-Duval, L. Montadert, 1977).

W dotychczasowych scenariuszach ewolucji Tetydy Karpaty nie były w dostateczny sposób uwzględniane. Bez historii Karpat, historia Zachodniej Tetydy jest jednak niepełna. Również w polskich Karpatach można odczytać główne wydarzenia w historii Tetydy, zarówno w rozwoju facyjnym, jak i bardziej oczywistych przejawach niepokoju tektonicznego. Te zagadnienia są tu jedynie sygnalizowane, gdyż będą one przedmiotem obszerniejszego opracowania.

GLÓWNE WYDARZENIA W EWOLUCJI ZACHODNIEJ TETYDY

Niewątpliwie szczególnym wydarzeniem w ewolucji Zachodniej Tetydy był rozwój skorupy oceanicznej, mimo że partie dna o takiej skorupie nie osiągnęły znacznych szerokości na odcinku medyterańskim (J. Dercourt i in., 1986). Nazwa „ocean” dla medyterańskiej części Tetydy może być stosowana jedynie w cudzysłowie, gdyż w sensie geograficznym rejon ten prawdziwym oceanem nie był. Dla medyterańskiego odcinka Tetydy można wydzielić trzy etapy rozwoju: etap „przedoceaniczny” trwający od późnego permu po wczesną jurę; etap „oceaniczny” (ok. 60 mln lat) — od jury środkowej do środkowej kredy oraz etap zamykania „oceanu” — od środkowej kredy po paleogen.

Należy tu nadmienić, że znaczne obszary medyterańskiej części Tetydy rozwinięte były na skorupie kontynentalnej i ścienionej (J. Dercourt i in., 1986). Granice Tetydy wykraczać mogły daleko poza strefę skorupy oceanicznej, bowiem Tetyda została zdefiniowana w oparciu o kryteria facyjne i biogeograficzne. Uważane za głębokowodne facje radiolarytowe, facje pelagicznych wapieni czy flisz mogły występować zarówno na skorupie oceanicznej, jak i kontynentalnej. Tetydzka fauna często migrowała nawet na obszary epikontynentalne i nie stanowi ścisłego kryterium położenia brzegów Tetydy.

ETAP „PRZEDOCEANICZNY”

Późny perm — wczesna jura. Jest to etap rozrastania się zbiornika Tetydy w kierunku zachodnim.

Późny perm — anizyk. W tym okresie Tetyda w wyniku stopniowej transgresji rozszerza się. Facje terrygeniczne i ewaporatowe permu i wczesnego triasu są zastępowane facjami węglanowymi, które w anizyku dominują w medyterańskiej Tetydzie (R. Brandner, 1984). Dochodzi wtedy do powstania rozległej platformy węglanowej. Proces ten można również śledzić w naszych Tatrach. Zarówno w sekwencji wierchowej, jak i krzyżniańskiej facje terrygeniczne zastępowane są facjami lagunowymi (kampil) a w końcu facjami węglanowymi płytkiego morza (anizyk). Na przedpolu Tetydy ukształtowany został zbiornik epeiryczny — germański (P. A. Ziegler, 1982) oddzielony częściowo od Tetydy wałem windelicko-beskidzkim. Wyrażane są najczęściej opinie, że ruchy tektoniczne na obszarze tego wału odgrywały główną rolę w kształtowaniu połączeń między Tetydą a basenem germańskim. Nie można jednak wykluczyć roli eustatycznych zmian poziomu morza (P. A. Ziegler, 1982; R. Brandner, 1984), które mogły dawać podobne efekty paleogeograficzne.

Anizyk — karnik. Jest to okres niepokoju tektonicznego znaczącego się rozpadem platformy węglanowej, tworzeniem głębokowodnych basenów, a także aktywnością wulkaniczną. Momenty powstania basenów były nieco różne, a ich rozwój związany był z tektoniką tensyjną znaczącą okres ryftowania wygasającego w późnym triasie (T. Bechstädt i in., 1978). Do basenów założonych w anizyku należy basen Lago negro w Apeninach Południowych i basen Budva-Cukali-Pinłos w Dynarydach i Hellenidach. Ruchy masowe i sedymentacja turbidytowa charakterystyczna dla tych basenów wiązana jest z fazą tektoniczną „Montenegro”, w czasie której mogła lokalnie zaznaczać się również kompresja (R. Brandner, 1984).

Pod koniec anizyku i w ładynie założone zostały baseny w Alpach Południowych, w strefie Drauzug, w Północnych Alpach Wapiennych, a także w Karpatach centralnych (Silicicum). Również w naszych Tatrach ten etap tworzenia basenów środkowotriasowych jest zaznaczony. Podobne jak w strefie austroalpejskiej (por. D. Schlager, W. Schöllnberger, 1974) basenowe facje (warstwy z Reifling, warstwy z Partnach z osuwiskami podmorskimi) można obserwować w łusce Furkaski — Korycisk.

Zasadowy wulkanizm związany z ryftowaniem charakterystyczny jest głównie dla basenów Dolomitów i Dynarydów (J. Bebien i in., 1978) a także dla serii Meliata i dla jednostek transylwańskich w Karpatach (por. D. Hovorka, 1985). W strefie liguryjsko-piemonckiej niektóre gabra mają również wiek triasowy (J. Carpena, R. Caby, 1984). Chyba nie doszło jednak do rozwoju ryftowania i utworzenia skorupy oceanicznej w medyterańskim sektorze Tetydy podczas triasu. Ryftowanie triasowe wykazuje tendencje do zamierania, a w rozwoju basenów obserwuje się wkraczanie facji płytkowodnych, co można również wykazać w Tatrach w łusce Furkaski—Korycisk (rozwój facji Wetterstein).

W karniku w wielu regionach alpejskich pojawiają się facje terrygeniczne (warstwy z Raibl w Alpach Południowych, warstwy z Lunz w Północnych Alpach Wapiennych i w Karpatach Wewnętrznych), które można wiązać z ruchami tektonicznymi fazy labińskiej. Ruchy blokowe tej fazy dają się odczytać także w strefie wierchowej Tatr (Z. Kotański, 1961).

Późny trias — wczesna jura Jest to okres istnienia rozległej platformy węglanowej w medyterańskiej Tetydzie (D. Bernoulli, H. C. Jenkyns, 1974) i stosunkowego spokoju tektonicznego. Rozległy zasięg facji dolomitu głównego (Hauptdolomit, Dolomia Principale) występującego zarówno w Alpach Południowych, w Północnych Alpach Wapiennych, jak i w Karpatach Wewnętrznych, świadczy o procesie stopniowego niwelowania zróżnicowanej morfologii środkowego triasu. Niektóre baseny jednak przetrwały, co m. in. dokumentuje facja wapieni halsztackich, której zasięg jest znacznie większy niż dotychczas przypuszczano (S. Kovacs, 1980), o czym świadczy znalezienie tej facji również w Algierii (Z. Kotański, 1986). Od wczesnej jury zaznacza się rozpad platformy węglanowej, który to proces osiąga kulminację w toarku (D. Bernoulli, H. C. Jenkyns, 1974). Wydarzenia te związane są z ryftowaniem poprzedzającym otwarcie „oceanicznej” strefy liguryjsko-piemonckiej (M. Lemoine, 1983).

W polskiej części Karpat głównie węglanowy rozwój górnego triasu i dolnej jury można obserwować w jednostkach chociażby wapieni. Pod koniec wczesnej jury strefa Hronicum ulega pograżaniu, co dokumentują pelagiczne wapienie. W strefie Fatricum i Tatricum historia późnego triasu i wczesnej jury jest bardziej urozmaicona. Facje terrygeniczne tu dominują, a jedynie w retyku krizniańskim facje węglanowe odgrywają większą rolę. Zarówno region wierchowy, jak i krizniański wykazuje znaczną mobilność w późnym triasie i wczesnej jurze. Pogłębianie basenu krizniańskiego zaznacza się już w synemurze (początek sedymentacji ciemnych margli i wapieni plamistych), ale ruchy tektoniczne powodują zróżnicowanie tej strefy na obszary nieco wymieszone (jednostka Bobrowca) i basenowe (jednostka Hawrania). Powszechna w Tetydzie aktywność tektoniczna w toarku zaznaczyła się również w jednostce Bobrowca. Powyżej spogiolitów domeru występują tam wapienie krynowide, wapienie żelazisto-manganowe i czerwone wapienie z konglomeratami żelazistymi i stromatolitami wskazujące na okresowe spłylenie poprzedzające etap pograżenia środkowo- i późnojurajskiego.

ETAP „OCEANICZNY”

Środkowa jura — środkowa kreda. Z etapem tym związany jest rozwój skorupy oceanicznej w zachodniej Tetydzie. Powstanie skorupy oceanicznej w atlantyckiej części Tetydy datowane jest na schyłek jury środkowej (F. M. Gradstein, R. E. Sheridan, 1983). Ofiolity strefy liguryjsko-piemonckiej w głównej mierze powstały także na przełomie jury środkowej i górnej. Jurajski wiek mają również ofiolity strefy Wardaru i Mureszu (A. Knipper, i in., 1986; D. Hovorka, 1985). Strefy skorupy oceanicznej medyterańskiej części Tetydy nie osiągnęły znacznych szerokości. Ich rozwój trwał ok. 60 mln lat. Już pod koniec jury zwężeniu uległy strefy Wardaru i Mureszu. W strefie liguryjsko-piemonckiej skracanie skorupy oceanicznej rozpoczyna się nie później niż w środkowej kredzie. Ofiolity tej strefy wykazują cechy ofiolitów charakterystycznych dla małych basenów oceanicznych (U. Poignante in., 1986). Brak jest tu świadectw istnienia grzebiotów oceanicznych, natomiast liczne brekcje ofiolitowe wskazują na istnienie uskoku transformacyjnych (H. J. Weissert, D. Bernoulli, 1985). Ponadto ruchy przesuwne stwier-

dzane są wzdłuż linii Anzio-Ancona, Emilia, Scutari-Peć, a także w rejonie Salzburga, czyli w regionach otaczających strefę „oceaniczną”.

„Ocean” liguryjsko-piemoncki połączony był z atlantycką częścią Tetydy wzdłuż uskoku transformacyjnego Maghreb-Sycylia. Również między brzegiem europejskim a północnym brzegiem Adrii (Apulii) postulowany jest uskok transformacyjny, którego istnienie najlepiej jest udokumentowane w strefie Valais (P. Homewood, 1983) a jego przedłużenie w kierunku wschodnim (Alpy Wschodnie, Karpaty) nie jest zupełnie jasne, ale bardzo prawdopodobne (R. Hesse, 1982; J. Wieczorek, W. Zuchiewicz, 1986). Mobilność basenu Karpat fliszowych (pojawianie się wewnątrzbasenowych grzbietów, zmiany ich aktywności, położenia) oraz ubóstwo dowodów na istnienie skorupy oceanicznej sugerują rozwój tego basenu w strefie działania ruchów przesuwczych. Basen cieszyński z olistostromami, intruzjami i wylewami cieszynitów ma charakter basenu pull-apart założonego pod koniec jury.

Połączenie oceaniczne między strefą liguryjsko-piemoncką a strefą Wardar-Muresz-Transylwania, sugerowane przez M. Sandulescu (1984), nie jest potwierdzone danymi geologicznymi. Należy pamiętać, że w Zatoce Kalifornijskiej wąska strefa skorupy oceanicznej ku północy zanika i przechodzi w strefę skorupy kontynentalnej. Podobny przypadek można wskazać dla Zatoki Adeńskiej i Morza Czerwonego. W rekonstrukcjach palinspastycznych nie należy zatem łączyć ze sobą odosobnionego występowania ofiolitów, jeśli dane geologiczne w jednoznaczny sposób na takie połączenie nie wskazują. Skały ultrazasadowe strefy liguryjsko-piemonckiej oraz Transylwanii i strefy Mureszu oraz Wardaru nie muszą stanowić pozostałości ciągłej strefy skorupy oceanicznej. Mogły się tworzyć w małych basenach „oceanicznych” połączonych strefą uskoku transformacyjnych.

Podczas jury środkowej i późnej w Zachodniej Tetydzie dominuje tensja. Jest to okres kształtowania się charakterystycznego układu basenów i wyniesień podmorskich, który można odczytać na podstawie analizy facji (D. Bernoulli, H. C. Jenkyns, 1974). Dla basenów charakterystyczne są pelagiczne wapienie, radiolaryty, turbidyty, a dla wyniesień płytkowodne facje węglanowe. Platformy węglanowe (wyniesienia) mają tendencję do pogrążania i wówczas facje typu bahamskiego zastępowane są facją rosso ammonitico, a na przełomie jury i kredy facją maiolica. Taki model rozwoju obserwujemy w północnych Apeninach i Alpach Zachodnich, natomiast w Apeninach południowych i w Dynarydach układ basenów i wyniesień jest bardziej konserwatywny. Na wyniesieniach facje płytkowodne panują aż do późnej kredy (J. E. T. Chanell i in., 1979).

Ten generalnie tensyjny etap rozwoju Zachodniej Tetydy można również odczytać w profilach Tatr i pienińskiego pasa skałkowego. Basen krizniański ulega pogrążaniu, co dokumentują facje — radiolaryty, rosso ammonitico, rosso ad aptici, maiolica, margle plamiste z turbidydami wapiennymi i terrygenicznymi. Nie jest pewne, kiedy basen krizniański osiągnął stadium przegłębienia, gdyż radiolaryty niekoniecznie muszą być najgłębszym utworem, zważywszy na bardzo prawdopodobne zmiany położenia poziomu kompensacji kalcytowej podczas późnej jury (por. H. Laubscher, D. Bernoulli, 1977; E. L. Winterer, A. Bosellini, 1981; J. Wieczorek, 1983).

Strefa wierzchowa stanowi platformę ulegającą pod koniec jury środkowej pograżaniu, któremu towarzyszą ruchy tektoniczne znaczone pięknymi dajkami neptunicznymi widocznymi w ścianach Giewontu, Czuby Jaworzyńskiej, Krzesanicy i Rzędów pod Ciemniakiem. Z pograżaniem platformy wierzchowej związane są skondensowane stratygraficznie facje ze stromatolitami (baton), szare i czerwone wapienie bulaste i białe pelagiczne wapienie. Obecność facji urgonu świadczy o spłyceciu strefy wierzchowej we wczesnej kredzie.

Podział na baseny i wyniesienia jest również charakterystyczny dla pienińskiego pasa skałkowego, w którym wyraźnie zaznaczają się ruchy tektoniczne na pograniczu jury i kredy (K. Birkenmajer, 1977).

Szczególnie ważnym wydarzeniem w Tetydzie było zamknięcie na pograniczu jury i kredy strefy Wardaru, co ograniczyło połączenia między zachodnią i wschodnią częścią Tetydy (J. Ogg i in., 1983). W Północnych Alpach Wapiennych pod koniec jury lokalnie notowane są gravitacyjne ruchy nasuwcze (A. Tollmann, 1987).

ETAP ZAMYKANIA TETYDY

Środkowa kreda — paleogen. Jest to stadium kompresji i zamykania medyterańskiej części Tetydy. Eliminowana jest skorupa oceaniczna w wyniku subdukcji. Cechą charakterystyczną jest również sedimentacja dużej miąższości osadów fliszowych szczególnie rozwiniętych w Karpatach.

Kolejne etapy deformacji osadów w medyterańskiej Tetydzie nie są synchroniczne. Nasilenie ruchów tektonicznych przypada na środkową kredę, turon, kampan, eocen-oligocen oraz miocen (por. R. Trümpy, 1973; J. Debelmas i in., 1983).

W Tatrach ruchy nasuwcze miały zapewne miejsce pod koniec turonu, w pienińskim pasie skałkowym można wydzielić kilka etapów deformacji w późnej kredzie i w trzeciorzędzie, a w Karpatach fliszowych główne ruchy nasuwcze miały miejsce po wczesnym miocenie, jakkolwiek stwierdzone są deformacje osadów odnoszone do wcześniejszych faz tektonicznych (por. K. Birkenmajer, 1986; J. Lefeld, J. Jankowski, 1985; W. Sikora, 1970; K. Żytka, 1985).

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków, ul. Oleandry 2a
Nadesłano dnia 16 września 1988 r.

PISMIENNICTWO

AUBOUIN J., DEBELMAS J., LATREILLE M. (1980) — Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. B. R. G. M.*, no 115, p. 355.

BEBIEN J. I IN. (1978) — Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie: sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. *Tectonophysics*, 47, p. 159—176.

BECHSTADT T., BRANDNER R., MOSTLER H., SCHMIDT K. (1978) — Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156, p. 157—170.

- BERNOULLI D. (1972) — North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In Repts. DSDP, 11, p. 801—871.
- BERNOULLI D., JENKYN H. C. (1974) — Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. SEPM, spec. publ., 19, p. 129—160.
- BIJU-DUVAL B., MONTADERT L. — eds. (1977) — Structural history of the Mediterranean basins. Editions Technip. Paris.
- BIRKENMAJER K. (1977) — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. Geol. Pol., 45.
- BIRKENMAJER K. (1986) — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol., 88, p. 7—32.
- BRANDNER R. (1984) — Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. Jb. Geol. B.-A. Wien, 126, p. 435—475.
- CARPENA J., CABY R. (1984) — Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps. Geology, 12, p. 108—111.
- CHANNELL J. E. T., D'ARGENIO B., HORVATH F. (1979) — Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. Earth-Sci. Rev., 15, p. 213—292.
- DEBELMAS J., ESCHNER A., TRÜMPY R. (1983) — Profiles through the Western Alps. Geodynamic Ser., 10, p. 83—96.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P. I IN. (1986) — Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, 123, p. 241—315.
- DEWEY J. F., PITMAN III W. C., RYAN W. B. F., BONNIN J. (1973) — Plate tectonics and the evolution of the alpine system. GSA Bull., 84, p. 3137—3180.
- FRISCH W. (1981) — Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. Geol. Rdsch., 70, p. 402—411.
- GRADSTEIN F. M., SHERIDAN R. E. (1983) — On the Jurassic Atlantic Ocean and a synthesis of result of Deep Sea Drilling Project Leg 76. In Repts. DSDP, 76, p. 913—943.
- HOMEWOOD P. (1983) — Palaeogeography of alpine flysch. Palaeogeogr. Paleocol. Paleoclim., 44, p. 169—184.
- HESSE R. (1982) — Cretaceous-Palaeogene flysch zone of the East Alps and Carpathians. In: Trench-Forearc Geology. Geol. Soc. (London), Spec. Publ., 10, p. 471—494.
- HOVORKA D. (1985) — Ultramafic rocks of the Western Carpathians. Czechoslovakia. Geol. Ustav D. Stura. Bratislava.
- JENKYN H. C. (1980) — Tethys: past and present. Proc. Geol. Ass., 91, p. 107—118.
- KNIPPER A., RICOU L. E., DERCOURT J., (1986) — Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. Tectonophysics, 123, p. 213—240.
- KOTAŃSKI Z. (1961) — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol., 11, p. 187—412, nr 2.
- KOTAŃSKI Z. (1986) — Alpejskie facje triasu w zachodniej części obszaru mediterańskiego. Prz. Geol., 34, p. 627—635, nr 11.
- KOVACS S. (1980) — Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine facies region. Föld. Közl., 110, p. 360—381.
- KOVACS S. (1982) — Problems of the „Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Geol. Rdsch., 71, p. 617—640.

- LAUBSCHER H., BERNOULLI D. (1977) — Mediterranean and Tethys. In: The Ocean basins and margins, 4A, p. 1—28.
- LEFELD J., JANKOWSKI J. (1985) — Model of deep structure of the Polish Inner Carpathians. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. A-16* (175), p. 71—100.
- LEMOINE M. (1983) — Rifting and early drifting: Mesozoic Central Atlantic and Ligurian Tethys. In *Repts. DSDP*, 76, p. 885—895.
- MAŁKOWSKI S. (1949) — O pierwszej w Polsce nowożytnej wystawie geologicznej. *Wiad. Muzeum Ziemi*, 4, p. 287—294.
- OGG J. G., ROBERTSON A. H. F., JANSA L. F. (1983) — Jurassic sedimentation history of Site 534 (Western North Atlantic) and of the Atlantic-Tethys seaway. In *Repts. DSDP*, 76, p. 829—884.
- POGNANTE U., PEROTTO A., SALINP C., TOSCANI L. (1986) — The ophiolitic peridotites of the Western Alps: record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys. *Tschermarks Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 47—65.
- SANDULESCU M. (1985) — Geodynamic evolution of the Tethyan suture zone in the Carpatho-Dinaric area. *Proc reports, XII-th Congress KBGA*, p. 50—52.
- SCHWAN W. (1980) — Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during Late Jurassic-Late Tertiary time. *AAPG Bull.*, 64, p. 359—373.
- SCHLAGER W., SCHÖLLNBERGER W. (1974) — Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien.*, 66—67, p. 165—193.
- SENGÖR A. M. C. (1985) — Die Alpen und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. *Geol. Rdsch.*, 74, p. 181—213.
- SENGÖR A. M. C., HSÜ K. J. (1984) — The Cimmerides of the Eastern Asia: history of the eastern end of the Palaeo-Tethys. *Mém. Soc. Géol. France*, 147, p. 139—169.
- SIKORA W. (1970) — Tectonic phases in the geosyncline of the Polish Outer Carpathians. I Symp. o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope Beograd-Bor, September, 1970, p. 65—82.
- SMITH A. G. (1971) — Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *GSA Bull.*, 82, p. 2039—2070.
- SUESS E. (1893) — Are great ocean depths permanent? *Natural Sci.*, 1, p. 180—187.
- TOLLMANN A. (1984) — Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 77, p. 93—113.
- TOLLMAN A. (1987) — Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, p. 112—125. Wien.
- TRÚMPY R. (1960) — Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *GSA Bull.*, 71, p. 843—908.
- TRÚMPY R. (1973) — The timing of orogenic events in the Central Alps. In: *Gravity and tectonics*, p. 222—251.
- TRÚMPY R. (1982) — Alpine paleogeography: A reappraisal. In: *Mountain Building Processes*. Academic Press.
- WEISSERT H. J., BERNOULLI D. (1985) — A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.*, 74, p. 665—679.
- WIECZOREK J. (1983) — Uwagi o facji „Ammonitico Rosso”. *Prz. Geol.* 31, p. 247—252, nr 4.

- WIECZOREK J., ZUCHIEWICZ W. (1986) — Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Apennines-Discussion. *Tectonophysics*, 131, p. 171—181.
- WINTERER E. L., BOSELLINI A. (1981) — Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *AAPG Bull.*, 65, p. 394—421.
- ZIEGLER P. A. (1982) — Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. *Geol. Rdsch.*, 71, 747—772.
- ZYTKO K. (1985) — Some problems of a geodynamic model of the Northern Carpathians. *Kwart. Geol.*, 29, p. 85—107, nr 1.

Юзеф ВЕЧОРЕК

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗАПАДНОГО ТЕТИСА — ОБЗОР ПРОБЛЕМАТИКИ

Резюме

В западной части Тетиса можно выделить три сектора: средиземноморский, атлантический и карибский. Конвенциональную границу между восточной и западной частями Тетиса составляет зона Вардара.

В эволюции средиземноморского сектора можно выделить три основных этапа: «доокеанический» (поздняя пермь — ранняя юра), «океанический» (средняя юра — средний мел) и этап закрывания Тетиса (средний мел — палеоген). История этой части Тетиса находилась под влиянием боковых движений между Африканской и Евразийской плитами, связанных с очередными этапами открывания Атлантического океана. В этой зоне переместительные движения играли особую роль. Средиземноморская часть Тетиса была развита главным образом на континентальной и потонувшей коре. Зоны океанической коры (лигурийско-пьемонтская зона, зона Муреша и Вардара) не достигли значительной ширины, а их развитие продолжалось около 60 млн лет. Средиземноморская часть Тетиса в палеогеографическом смысле никогда не была настоящим океаном. В «доокеаническом» этапе бассейн расширяется к западу. В среднем триасе происходит рифтинг, которого проявления можно наблюдать тоже в польских Татрах (бассейновая седиментация — слои из Райфлинг и Партнах в чешуе Фуркаски). Рифтинг замирает в конце триаса, а обширная карбонатная платформа является характерной чертой средиземноморского Тетиса в позднем триасе и в ранней юре. Но в ее периферийных частях значительную роль играют терригенные фации, о чем свидетельствуют верховая и крижняянская секвенции Татр.

Развитие зон океанической коры в западном Тетисе происходит в юрском и раннемеловом периодах. Лигурийско-пьемонтский «океан» был соединен с атлантической частью Тетиса вдоль трансформирующего сброса Магриб — Сицилия. Также между европейским берегом и северным берегом Адрии (Апулии) вероятно находится зона трансформирующих сбросов. Мобильность бассейна флишевых Карпат (об-

кеанической коры, указывают на его развитие в зоне деятельности перемещения внутрибассейновых хребтов, изменения их существования и перемещающих движений. Тешинский бассейн с олистостромами, а также интрузиями и излияниями тешенитов, имеет характер бассейна пулл-апарт, образовавшегося в конце юрского периода.

Начиная со средней юры в средиземноморском Тетисе господствует прежде всего тензия, ведущая к выделению бассейнов с глубоководной седиментацией (россо амонитико, радиоляриты, майолика) и поднятий с мелководной карбонатной седиментацией, которые наблюдаются также в палеогеографии этого периода в Татрах и Пенинах. С этими движениями связано распространение среднеюрских непуллинских даек в верховой секвенции Татр.

Начиная со среднего мела, а в некоторых районах даже раньше, выступают компрессивные движения, которые приводят к исключению зон океанической коры. Периоды увеличения интенсивности тектонических движений — это средний мел, турон, кампан, эоцен — олигоцен, а во флишевых Карпатах — миоцен.

Józef WIECZOREK

MAIN PHASES OF THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE WESTERN TETHYS — AN OUTLINE

Summary

The western part of the Tethys can be subdivided three basins — Mediterranean, Atlantic and Caribbean ones. The boundary between western and eastern parts of the Tethys is conventionally accepted along the Vardar zone.

Three main phases are recognizable in the evolution of the Mediterranean basin — "pre-oceanic" (Late Permian — Early Jurassic), "oceanic" (Middle Jurassic — Middle Cretaceous) and the closing period of the Tethys (Middle Cretaceous — Paleogene). The above part of the Tethys was formed due to lateral movements of African and Eurasian plates which were related with several phases of the Atlantic Ocean evolution. In this basin strike-slip movements were of particular importance. The Mediterranean basin of the Tethys was spread mainly on the thinned continental crust. Three belts of the oceanic crust (Ligurian-Piedmontian, Muresz and Vardar) did not reach considerable wideness and were formed during about 60 mln years. From the paleogeographic point of view the Mediterranean part of the Tethys was never a real ocean.

During the "pre-oceanic" phase the basin spread westward. Rifting took place in the Middle Triassic and its results are recognizable in the Polish Tatra Mts., too (layers from Reifling and Partnach in the Furkaska — Koryciska scale reflect the Early Jurassic a broad carbonate platform existed in the Mediterranean Tethys. The terrigenous facies existed at the margins as on be observed in High-Tatric and Sub-Tatric sequences in the Tatra Mts.

The evolution of the oceanic crust belts in the western Tethys took place during Jurassic and Early Cretaceous. The Ligurian-Piedmontian "ocean" was connected with the Atlantic part of the Tethys along the transform fault Mag-

hreb-Sicily. Between the European margin and the north edge of Adria (Apulia) a fault system is proposed as well. Manifestations of mobility (appearance of intra-basin ridges, changes of their activity and position and scarcity of oceanic crust records indicate the Carpathian flysch basin to be developed in the area of strike-slip faulting. The Cieszyn basin pull-apart in character developed at the end of Jurassic.

Beginning from the Middle Jurassic tension prevailed and caused the subdivision of the Mediterranean Tethys into basins of deep ocean sedimentation (rosso amonitico, radiolarites, maiolica) and uplifts of shallow water carbonate sedimentation. This differentiation can be followed in corresponding deposits of Tatra and Pieniny Mts. Middle Jurassic neptunian dikes found in High-Tatric sequence of the Tatra Mts are related to the same movements.

From the Middle Cretaceous (or earlier in some other basins) the compression movements began to prevail and eliminated the oceanic crust belts. During this phase in the Flysch Carpathians tectonic movements periodically intensified in the Middle Cretaceous Turonian, Campanian, Eocene-Oligocene and Miocene.