

CZERWONY SPĄGOWIEC EUROPY ŚRODKOWEJ; UWARUNKOWANIE ROZWOJU BASENU PRZEZ TEKTONIKĘ PŁYT

UKD 551.736.1.022.4(4-191):551.242.5:551.244.2:531.462.52/.54:551.736/.78

Dolnopermjskie baseny sedymentacyjne czerwonego spągowca w Europie Środkowej mają taką samą architekturę i układ tektoniczny oraz osady wypełniające jak górnokenozoiczna prowincja Basin and Range w zachodniej części St. Zj. To podobieństwo zostało zauważone przez V. Lorenza i J.A. Nichollsa (21), identyczne zaś następstwo zjawisk geologicznych i tektonicznych oraz cech geofizycznych, jak również położenie na przedpolu większego orogenu, doprowadziły E.C. Jowetta i G.T. Jarvisa (15, 16) do wysnucia przypuszczenia o wspólnej genezie tych dwóch stref ryftowych i do sformułowania – w celu wyjaśnienia tych zjawisk – modelu powstania tych „ryftów przedpola” na podstawie tektoniki płyt.

W modelu tym okres tektoniki kompresyjnej spowodowanej subdukcją dość sprężystej litosfery oceanicznej, której towarzyszy wapienno-zasadowa aktywność wulkaniczna, prowadzi do nasunięć i fałdowania typu Kordyliarów oraz sedymentacji molasowego basenu przedpola lub klina klastycznego (ryc. 1a, b). Subdukcja wytwarza boczną siłę rozciągającą poniżej przedpola kontynentu w wyniku tarcia zstępującej płyty oceanicznej o materiał płaszczka. Siła ta istnieje jakiś czas (być może 20 mln lat) po usunięciu (przez zaprzestanie subdukcji) przeciwdziałającej siły kompresyjnej, ponieważ oderwana płyta nadal się pogrąża (ryc. 1c). Wynikłe stąd rozciąganie litosfery przedpola przejawiają się tektoniką z rozciągania, bimodalną aktywnością wulkaniczną, wysokim dopływem ciepła, regionalnym wydźwignięciem i szybką sedymentacją w zamkniętych basenach ryftowych, utworzonych przez uskoki normalne lub listryczne z obszaru przedpola (ryc. 1d, e).

Później E.C. Jowett (14) wykazał, że także górnokenozoiczne ryfty z przedpola orogenu alpejskiego (baseny ryftowe Limagne, Rodanu, Renu, Leine i Egeru) cechuje takie samo następstwo zjawisk geologicznych i tektonicznych oraz charakter geofizyczny jak niecki czerwonego spągowca i prowincji Basin and Range. Z tego względu jest prawdopodobne, że alpejski system ryftowy powstał w ten sam sposób, jako efekt tektoniki z rozciągania na przedpolu po reżimie nacisku kompresyjnego i sedymentacji molasowej na przedpolu w czasie orogenezy alpejskiej.

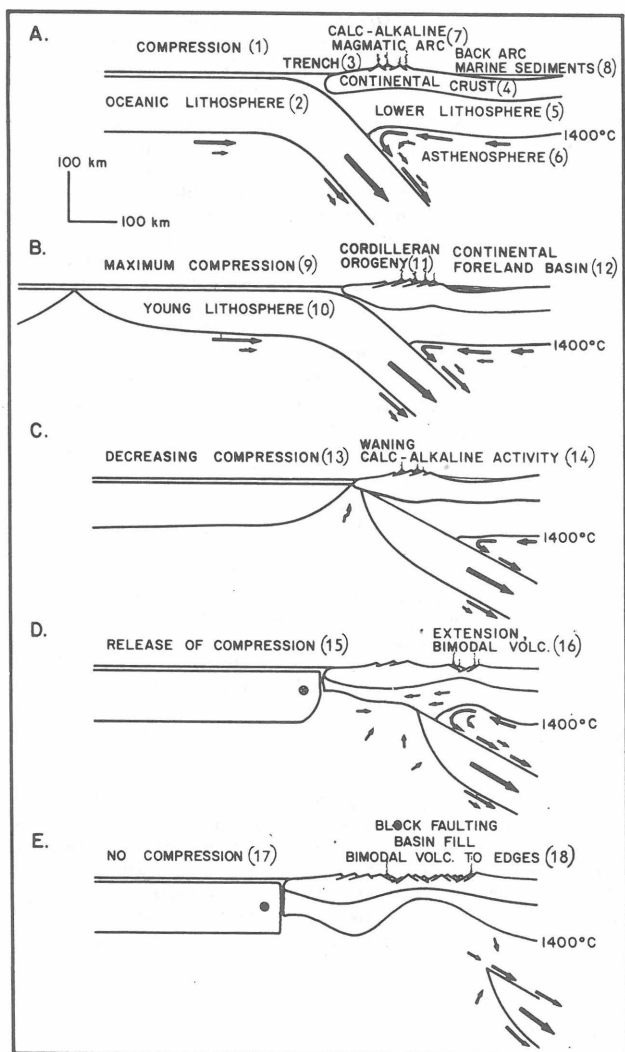
Niniejsza praca wykaże, że wymienione 3 systemy ryftowe mają takie same facje i architekturę basenu, ponieważ cechuje je takie samo następstwo wzorów sedymentacji klastycznej w trakcie ewolucji basenów, a wzory te są wyraźnie uwarunkowane tektoniką z rozciągania. Porównanie tych basenów ryftowych przedpola z odpo-

wiadającymi im basenami molasowymi przedpola wykaże, że chociaż typy te występują na tym samym obszarze, nie są od siebie odległe w czasie oraz mają facje ogólnie podobne i uwarunkowane uskokami, a także ten sam obszar źródłowy, to są one całkowicie odmiennie pod względem skali, wzorów depozycji oraz architektury i ewolucji basenu. Różnica ta zostanie wyjaśniona różnymi stanami nacisku spowodowanego przez procesy związane z tektoniką płyt w czasie silnej orogenezy i bezpośrednio po niej.

ARCHITEKTURA BASENU RYFTOWEGO

Trójwymiarowa geometria (tj. architektura) osadów wypełniających basen jest uwarunkowana dominującym typem sedymentacji (24), który z kolei jest kontrolowany przez tektonikę płyt (6, 24). Dwa główne wzory procesów sedymentacji klastycznej to: poprzeczny wzór depozycji (prostopadle do linii strukturalnych basenu) i podłużny wzór (reprezentowany zwykle przez większe rzeki; równoległe do linii strukturalnych basenu). Dla małych basenów aluwialnych, takich jak baseny ryftowe, charakterystyczny jest poprzeczny wzór stożka aluwialnego i rzek roztokowych wylewających się do środowiska jeziornego lub równi pływowej (ryc. 2a), lub też procesy poprzeczne mogą zakończyć się inaczej: wzorem podłużnym, cechującym się wysoką sinusoidalnością koryt rzecznych (ryc. 2b, 24).

W strefach ryftowych, takich jak ryfty przedpola (czerwonego spągowca, prowincji Basin and Range, alpejskiego), styl strukturalny długich liniowych dolin i przyległych łańcuchów górskich, utworzonych przez uskoki blokowe (normalne lub listryczne), narzuca architekturę basenu. We wczesnych etapach tworzenia się ryftu, wraz z powstaniem wielu małych izolowanych basenów, wewnętrzne odwadnianie może wytworzyć eliptyczny wzór następujących facji: stożka aluwialnego → rzeki roztokowej → jeziora słonego (ryc. 2a). Kiedy rozwój uskoków się przedłuża i baseny się wydłużają, ciągła sedymentacja poprzeczna i agradacja pionowa wytwarza układ facjalny o znacznej długości i ograniczonej szerokości. Miąższość gromadzących się osadów jest znaczna, a facje są stromo nachylone i oparte o krawędzie basenu ograniczonego uskokami (ryc. 3). W miarę jak zmniejsza się intensywność tektoniki ryftotwórczej i nie powstają nowe skarpy, baseny stają się bardziej dojrzałe w następstwie stopniowego wypełniania materiałem drobniejszym. Po połączeniu się



Ryc. 1. Model powstawania basenów przedpola molasowego i ryftowego (według 15 i 16)

1 – kompresja, 2 – litosfera oceaniczna, 3 – rów, 4 – skorupa kontynentalna, 5 – dolna litosfera, 6 – astenosfera, 7 – łuk magmatyzmu wapienno-zasadowego, 8 – osady morskie za łukiem, 9 – maksymalna kompresja, 10 – młoda litosfera, 11 – orogen typu Kordylierów, 12 – kontynentalny basen przedpola, 13 – malejąca kompresja, 14 – zanikająca aktywność wulkanizmu wapienno-zasadowego, 15 – zwolnienie kompresji, 16 – rozciąganie, wulkanizm bimodalny, 17 – brak kompresji, 18 – uskoki blokowe, wypełnienie basenu, wulkanizm bimodalny ku skrajom

Fig. 1. Plate tectonic model of formation of foreland molasse and rift basins (from 15 and 16)

basenów niekiedy podłużny wzór sedymentacji fluwialnej zastępuje fację jeziora słonego. Kończącym akordem jest zatem wzór facjalny poprzecznego stożka → poprzecznej rzeki roztokowej → jeziora słonego, na którą nakłada się drobnoziarnisty wzór poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej równi rzeki roztokowej i/lub o krętym przebiegu koryta → podłużnej rzeki z rozbudowaną siecią dopływów.

OSADY WYPEŁNIAJĄCE BAZEN RYFTOWY

Osady wypełniające baseny czerwonego spągowca mogą być opisane jako sekwencja facji: stożka aluwialnego, rzeki roztokowej, rzeki meandrującej, eolicznej i jeziora słonego w sukcesji cykli sedymentacyjnych (10, 26, 27, 29). Facje są lateralne bardzo zmienne, co wskazuje, że tekto-

nika syndepozycyjna odegrała ważną rolę w historii basenu (32, 25, 30). Dolne facje przewarstwiają się z wylewami ryolitowymi i trachybazaltowymi oraz tufami (20, 25). Wielkość ziarn utworów klastycznych maleje ku górze i ku centrum zbiornika, i chociaż w osadach jeziora słonego występują zazwyczaj tylko czerwone iły i anhydryt bulasty, to w basenie Morza Północnego – warstwy węgla oraz warstwy węglanów (9).

Baseny wczesnego czerwonego spągowca były małe (15 × 50 km) i izolowane, nieco eliptyczne i zdominowane przez facje poprzecznego stożka aluwialnego, często przewarstwiane wulkanitami (9, 32, 19). W miarę jak baseny dojrzewały i powiększały się, w środkowych częściach rozwinęła się facja jeziora słonego, a kiedy nastąpiło uspokojenie tektoniczne w górnym czerwonym spągowcu, bardziej dojrzała topografia i większy obszar basenu wytworzyły wzór poprzecznego stożka aluwialnego i równi rzeki roztokowej, a następnie wzór podłużnej rzeki meandrującej, jeziora słonego i facji eolicznej (28).

Kenozyiczna formacja Muddy Creek to podobne wypełnienie basenu w prowincji Basin and Range, składające się ze stożka aluwialnego, równi rzeki roztokowej, jeziora słonego i facji eolicznej (18). Izolowana natura warstw soli kamiennej w obrębie wypełnienia ryftu (7) wskazuje, że wcześniejsze baseny były rozłączone, ale następnie złączyły się i teraz panuje wzór podłużnej rzeki meandrującej, na co wskazują np. dopływy rzeki Kolorado.

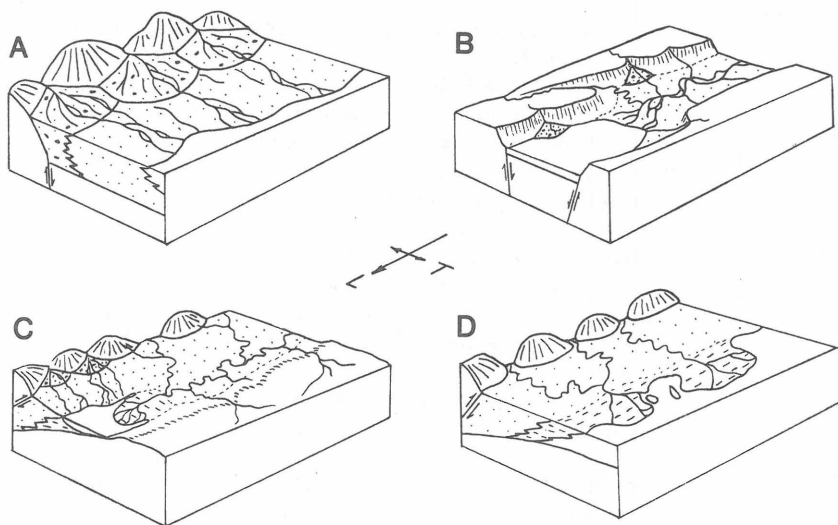
Na przedpolu Alp kenozyiczna sedymentacja w rycie Renu także rozpoczęła się w izolowanych basenach o wzorze poprzecznych stożków aluwialnych do jeziora słonego (12, 13, 5), ale baseny te łączyły się w miarę dojrzewania ryftu, tworząc wzór poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej równi rzeki roztokowej i podłużnej rzeki meandrującej (obecny Ren).

Te wszystkie trzy środowiska ryftowe przedpola mają bardzo podobne facje sedymentacyjne i podobną ewolucję wzorów sedymentacji: od poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej równi rzeki roztokowej → facji jeziora słonego we wczesnej historii basenu do wzoru poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej równi rzeki roztokowej i/lub o krętym przebiegu koryta → podłużnej facji rzeki meandrującej (z facją jeziora słonego lub bez niej). Taki rozkład facji i ewolucja wzorów wytwarza wyraźną architekturę basenu ryftowego, jak to przedstawiono na ryc. 3.

ARCHITEKTURA MOLASOWEGO BAZENU KLINOWEGO

W basenach bardziej rozległych i otwartych, o dużej ilości dostarczanego osadu, takich jak molasowe baseny przedpola, efektem przedstawionych procesów jest zazwyczaj wzór poprzecznego stożka aluwialnego, równi rzeki zatokowej i/lub bagna oraz podłużnej rzeki z rozbudowaną siecią dopływów (ryc. 2c), mogący obejmować wzdłuż biegu także deltę zdominowaną przez rzekę (24).

Z początkiem górotwórczości przez powstawanie uskóków odwróconych o małych kątach nachylenia, skarpy powstałe przez nasuwające się tafle spowodowały szybką sedymentację osadów stożków aluwialnych i równi rzeki roztokowych na bezpośrednim przedpolu wzdłuż frontu nasunięcia. Dodatkowe składanie osadu i powstawanie fleksur w skorupie z powodu lateralnej kompresji powodują, że przedpole ulega subsydencji w szerokiej liniowej strefie wzdłuż frontu (2), co umożliwia założenie podłużnego wzoru rzeki z rozbudowaną siecią dopływów. W ten sposób depozycja molasy jest także uwarunkowana tekto-

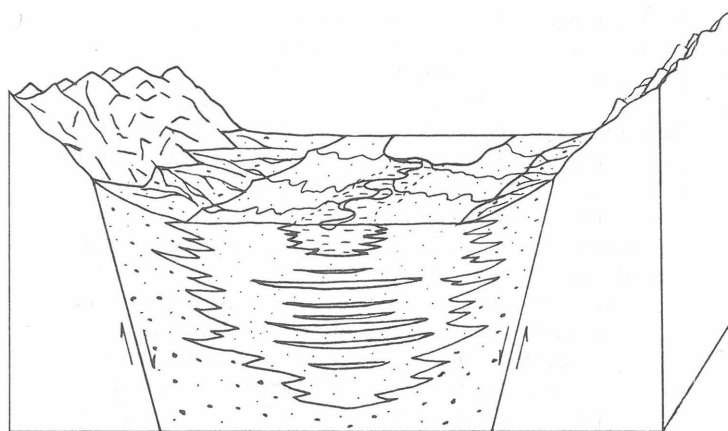


Ryc. 2. Modele wzorów środowisk depozycyjnych w basenach klastycznych uwarunkowanych uskokami (według 24): T – poprzeczny, L – podłużny

A – poprzeczny stożek aluwialno-poprzeczny, równia roztokowa – jezioro słone, B – poprzeczny stożek aluwialny i rzeka o dużej krętości koryta – rzeka podłużna – jezioro słone lub estuarium, C – poprzeczny stożek aluwialny i rzeka o dużej krętości koryta oraz bagno węglowe – podłużna rzeka o rozbudowanej sieci dopływów – delta zdominowana przez rzekę, D – poprzeczny stożek aluwialny – rzeka o dużej krętości koryta – delta zdominowana przez rzekę i środowisko płytkomorskie

Fig. 2. Models of patterns of depositional environments in fault – controlled clastic basins (from 24): T – transverse, L – longitudinal

A – transverse alluvial fan to transverse braided plain to saline lake, B – transverse alluvial fan and sinuous river to longitudinal river to saline lake or estuary, C – transverse alluvial fan and sinuous river and coal swamp to longitudinal trunk river to river-dominated delta, D – transverse alluvial fan to sinuous river to river-dominated delta and shallow marine



Ryc. 3. Architektura ryftu przedpola o wąskich, liniowych basenach i facjach

Schematycznie – Obszary centralne ewoluują od środowisk jeziora słonego w izolowanych basenach do wzajemnie ze sobą połączonych rzek poprzecznych, z jeziorami słonymi lub bez nich. Końcowe wymiary poszczególnych ryftów: długość 150–250 km, szerokość 20–40 km, głębokość 1000–2500 m. Środowiska: 1 – stożek aluwialny, 2 – rzeka roztokowa do rzeki o krętym korycie, 3 – jezioro słone, 4 – podłużna rzeka o rozbudowanej sieci dopływów

Fig. 3. Foreland rift architecture of narrow, linear basins with facies stacked up against both normal fault-bounded edges (schematic). Central areas evolve from saline lake environments in isolated basins upward to interconnecting longitudinal rivers, with or without saline lakes. Final dimensions of individual rifts commonly 20–40 km wide, 150–250 km long and 1000–2500 m deep

Environments contained are: 1 – alluvial fan, 2 – braided to sinuous river, 3 – saline lake, 4 – longitudinal trunk river

niką – tym razem raczej liniowym nasuwaniem się obszaru źródłowego niż zapadaniem się basenu.

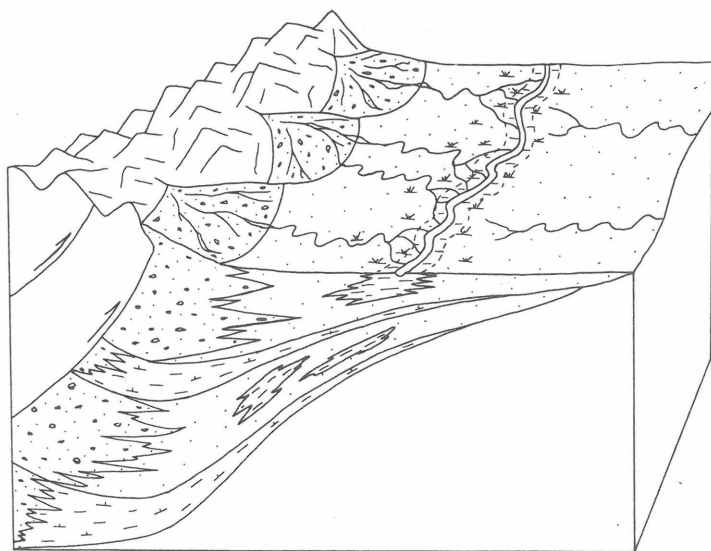
Wynikiem tego wzoru sedymentacji i szybkiej subsydencji jest rozległy basen z bardzo grubą pokrywą osadów klastycznych w zapadlisku przed orogenezą (o długość 650 km i szerokość 125–200 km dla molasy alpejskiej; 33), o klinowatym przekroju, z największą miąższością w strefie przyległej do frontu nasunięcia (średnio 5 km, ale aż do 10 km grubości w molasie alpejskiej; 33) i stopniowo maleją w głąb kontynentu (ryc. 4). Taka architektura basenu występuje także w klinie molasowym Kordyliarów, gdzie osady przyległe do frontu nasunięcia mogą przekraczać 3700 m miąższości, stopniowo cieniejąc ku wschodowi, w kierunku kontynentu (8).

Architektura basenów molasowych różni się od basenów ryftowych tym, że facje – chociaż podobnego typu i o podobnym następstwie – są rozprzestrzenione na większym obszarze i nie są tak mocno spiętrzone o krawędzie basenu ograniczonego uskokami. Jest to następstwem istnienia tylko jednej granicy uskokowej (front nasunięcia) i regionalnej subsydencji obszaru zapadliska przedgórskiego w porównaniu z licznymi krawędziami uwarunkowanymi uskokami i wąską strefą subsydencji w basenach ryftowych.

OSADY KLINA MOLASOWEGO

Wszystkie osady molasowe przedpola – jak np. płytkomorskie do kontynentalnych sekwencji molasowe Fernie-Kootenay-Blairmore i Alberta-Belly River-Paskapoo w Kordyliarach Kanadyjskich (8), stożek aluwialny Grapevine Wash (31) i facja Gale Hills obejmująca rzekę roztokową → rzekę meandrującą → środowisko jeziorne (1) w amerykańskim orogenezie Sevier, górnokenozoiczna sekwencja molasowa na przedpolu Alp (4, 33) i karbońskie facje: stożka aluwialnego → rzeki roztokowej → wapienna i węglowa w molasie hercyńskiej (34, 35, 22) – są odbiciem podobnego rozwoju basenu i środowisk depozycyjnych.

W alpejskim zapadlisku przedgórskim rozwinęły się osady od głębokomorskiego fliszu do molasy kontynentalnej z wtrąceniami płytkomorskimi. Dolna i górna molasa środkowodna (33) składają się z proksymalnych fanglomeratów osadzonych w wyniku sedymentacji poprzecznej w sąsiedztwie nasuwających się płytów, z cyklicznymi sekwencjami piaskowców rzecznych do mułowców, węgla i wapieni osadzonych w podłużnej rzece z rozbudowaną siecią dopływów oraz środowiskach jeziornych i morskich deltowych, jak to przedstawiono na ryc. 2c (4, 17,

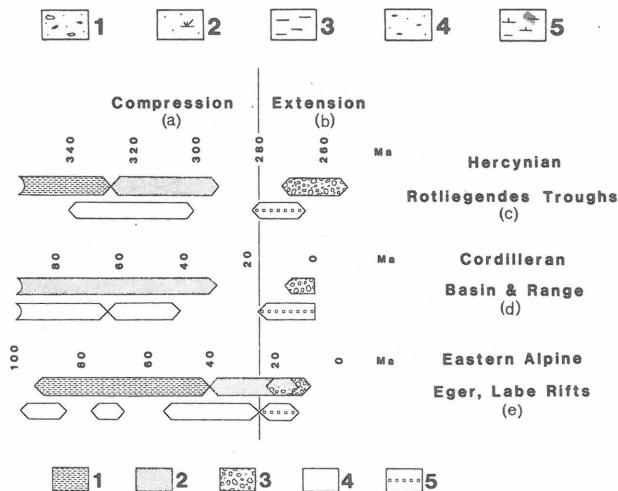


Ryc. 4. Architektura molasowego klina przedpola obszaru rozległego basenu o największej miąższości osadów blisko obszaru źródłowego na froncie nasunięcia i następnie szybko wyklinowujących się w stronę kontynentu (schematycznie). Molasa zazwyczaj składa się z megacykli płytkomorskich do kontynentalnych. Końcowe wymiary tych basenów, to zazwyczaj: długość 650–2000 km, szerokość 125–500 km i głębokość 3000–6000 m blisko frontu nasunięcia

Środowiska sedymentacyjne: 1–3 – kontynentalne: 1 – stożek aluwialny, 2 – rzeka o krętym korycie, bagno węglowe, 3 – podłużna rzeka o rozbudowanej sieci dopływów, 4–5 – morskie: 4 – drobnoziarnisty stożek aluwialny, równia brzeżna o wysokiej krętości, 5 – delta, płytkomorska

Fig. 4. Foreland molasse wedge architecture of an areally extensive basin with sediments thickest near the source area at the thrust front, and thinning rapidly onto the continental hinterland (schematic). The molasse normally consists of megacycles of shallow marine to continental assemblages. Final dimensions of these basins are commonly 125–500 km wide, 650–2000 km long and 3000–6000 m deep near the thrust front

Sedimentary environments are continental (1–3) and marine (4–5): 1 – alluvial fan, 2 – sinuous river, coal swamp, 3 – longitudinal trunk river, 4 – finer alluvial fan, highly sinuous coastal plain, 5 – delta, shallow marine



Ryc. 5. Nastęstwo typów basenu przedpola i wydarzeń tektonicznych dla orogenez: hercyńskiej, kordylierskiej i alpejskiej

1 – flisz, 2 – molasa, 3 – wypełnienie basenu ryftowego, 4 – nasunięcia, 5 – powstawanie ryftów; a – kompresja, b – rozciąganie, c – hercyńskie niecki czerwonego spągowca, d – kordylierskie niecki Basin and Range, e – wschodnioalpejskie ryfty Eger i Labe

Fig. 5. Succession of foreland basin types and tectonic events for the Hercynian, Cordilleran and Alpine orogenies

1 – flysch, 2 – molasse, 3 – rift basin fill, 4 – thrusting, 5 – rifting

33). Morskie części molasy, dolna i górna, powstały między większymi fazami nasunięcia, kiedy kontynuująca się subsydencja pozwoliła Tetydzie wtargnąć na obszar fleksury przedpola (33). Facje w tym czasie obejmowały wzór drobnoziarnistego poprzecznego stożka aluwialnego do sedymentacji rzek o wysokiej krętości koryta, rozwiniętych na obszarze równi brzegowej, wpadających bezpośrednio do morza, tworząc klastyczne facje deltowe i płytkomorskie, jak na ryc. 2d.

Molasa Kordylierów Kanadyjskich rozwinęła się także z głębokomorskiego fliszu jurajskiego (formacja Laberge) i obejmuje dwa megacykle osadów od płytkomorskich do kontynentalnych (8). Jednostki płytkomorskie (dolna Fernie i górna Alberta) powstały w okresach spokojniejszych tektonicznie i zostały prawdopodobnie osadzone według wzoru przedstawionego na ryc. 2d; osad pochodził z gór na zachodzie. Jednostki kontynentalne (dolna sekwencja Kootenay-Blairmore i górna Belly River-Paskapoo) składają się z poprzecznego stożka aluwialnego, środowiska rzeki o wysokiej krętości koryta i/lub równi bagna węglowego, przechodzącego w większy podłużny system rzeki o wysokiej krętości koryta i z rozbudowaną siecią dopływów, kończący się niekiedy deltą zdominowaną rzecznie, jak to pokazano na ryc. 2c. Z kontynentu na wschodzie dostarczana była tylko niewielka ilość osadu.

Końcowym wynikiem basenów molasowych zarówno alpejskiego, jak i Kordylierów jest cykliczny wzór drobnoziarnistych osadów klastycznych, utworzonych między

fazami nasuwania w środowiskach: poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej rzeki o wysokiej krętości koryta na obszarze równi brzegowej → deltowo-płytkomorskim – przykrytych facjami o grubszym ziarnie, utworzonymi w trakcie faz tektoniki kompresyjnej w środowiskach: poprzecznego stożka aluwialnego → poprzecznej rzeki o wysokiej krętości koryta i/lub bagna węglowego → podłużnej rzeki z rozbudowaną siecią dopływów.

UWARUNKOWANIE EWOLUCJI BASENU TEKTONIKĄ PŁYT

Z powyższej dyskusji w sposób oczywisty wynika, że baseny molasy przedpola i ryftu przedpola występują w tym samym położeniu względem łuków orogenicznych, mają – ogólnie biorąc – ten sam obszar źródłowy, mają facje ogólnie podobne (z wyjątkiem facji bagna węglowego i jeziora słonego), nie są znacznie oddalone w czasie i sedymentacja w nich jest uwarunkowana uskokami. Tym niemniej, niezależnie od tych wszystkich podobieństw, końcowym wynikiem jest całkowicie odmienna architektura i charakter sedymentacji dla każdego typu basenu, a różnica ta jest spowodowana różnymi reżimami nacisków i dlatego musi być bezpośrednio uwarunkowana procesami tektoniki płyt.

Na ryc. 5 przedstawiono czas trwania basenów przedpola: molasowego i ryftowego, związanych z orogenezami: hercyńską, kordylierską i alpejską, na podstawie kompilacji E.C. Jowetta i G.T. Jarvisa (15, 16) i E.C. Jowetta (14). Baseny molasowe tworzą się w kompresyjnym stanie nacisku, spowodowanym kompresyjną subdukcją płyty

oceanicznej lub kolizją kontynentów, o czym świadczy nasuwanie się pod małym kątem, górotwórczość i szerokie wklęśnięcie obszaru przedpola przez mechaniczne wygięcie. Następnie, w jakiś czas później albo też zazębiając się w czasie, na tym samym obszarze powstają baseny ryftowe w rozciągającym polu naprężeń, na co wskazuje rozciąganie i cienienie skorupy, zmiana aktywności wulkanicznej od wapienno-alkalicznej do bimodalnej i powstawanie uskoku normalnych lub listrycznych. Zachodzi to wtedy, kiedy ustaje subdukcja – po utworzeniu uskoku transformacyjnego (Basin and Range) lub po kolizji kontynentów (orogenezy: hercyńska i alpejska) – w następstwie sił lepkiego tarcia przez fragment płyty, podobnych do sił powodujących rozciąganie obszaru za łukiem. Tektonika płyt warunkowała wcześniejsze baseny molasowe i kiedy wzajemne oddziaływanie tektoniki płyt zmieniło się (od kompresji do rozciągania) zmieniła się także architektura basenu, jest to zatem przykład bezpośredniego uwarunkowania ewolucji basenu tektoniką płyt.

WNIOSKI

Baseny sedymentacyjne czerwonego spągowca w Europie Środkowej nie są unikatami, lecz raczej są częścią rodziny „ryftów przedpola”, obejmującej także prowincję Basin and Range i alpejskie ryfty przedpola. Z porównania tych basenów wynika, że ich facje i ewolucja wzorów sedymentacji, wyrażająca się w charakterystycznej architekturze, są identyczne i że są one strukturalnie uwarunkowane tektoniką rozciągającego reżimu naciskowego.

Porównanie trzech molasowych basenów przedpola (związanych z orogenezami: hercyńską, kordylierską i alpejską) wykazuje, że podążają one wyraźnym wzorem ewolucji facji sedymentacyjnych, tworzącym architekturę basenu wspólną dla wszystkich trzech basenów molasowych. Ten wzór jest także strukturalnie uwarunkowany, ale tym razem przez tektonikę kompresyjnego reżimu naciskowego, co prowadzi do architektury basenu całkowicie odmiennej od tej, która cechuje ryfty przedpola.

Chociaż baseny molasowe przedpola i ryftowe przedpola wykazują wiele podobieństw pod względem sedymentacji i sytuacji, to reżim nacisku rozciągającego na przedpolu tworzy wyraźny wzór sedymentacji i dlatego wyraźną architekturę basenu, a reżim nacisku kompresyjnego tworzy całkiem odmienny wzór (i odmienną architekturę). Ponieważ siły tektoniki płyt narzucają i warunkują reżim naciskowy istniejący na przedpolu w każdym czasie, jest rzeczą oczywistą, że ryfty przedpola typu czerwonego spągowca i baseny molasowe przedpola są nierozdzielnie związane z procesami tektoniki płyt i nimi uwarunkowane.

Thum. T.M. Peryt

LITERATURA

1. Anderson R.E. – Large-magnitude late Tertiary strike-slip faulting north of Lake Mead, Nevada. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1973 no. 794.
2. Beaumont C. – Foreland basins. Geophys. Jour. R. Astron. Soc. 1981 vol. 65.
3. Brunstrom R.G.W., Walmsley P.J. – Permian evaporites in North Sea Basin. AAPG Bull. 1969 vol. 53.
4. Buechi U.P., Schlanke S. – Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. Erdöl-Erdgas Zeit. 1977 vol. 93 Spec. Issue.
5. Carte Geologique de la France et de la marge continen-

6. Dickinson W.R. – Plate tectonics and sedimentation. SEPM Spec. Publ. 1974 no. 22.
7. Eberly L.D., Stanley T.B. – Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull. 1978 vol. 89.
8. Eisbacher G.H., Carrigy M.A., Campbell R.B. – Paleodrainage pattern and late-orogenic basins of the Canadian Cordillera. SEPM Spec. Publ. 1974 no. 22.
9. Falke H. – Problems of the continental Permian in the Federal Republic of Germany. [In:] H. Falke (ed) – The Continental Permian in Central, West and South Europe. D. Reidel, Dordrecht 1976.
10. Glennie K.W. – Permian Rotliegendes of north-west Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. AAPG Bull. 1972 vol. 56.
11. Glennie K.W., Mudd G.C., Nagtegaal P.J.C. – Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the U.K. southern North Sea. Jour. Geol. Soc. London 1978 vol. 135.
12. Illies J.H. – Taphrogenesis and plate tectonics. [In:] J.H. Illies, K. Fuchs (Eds.) – Approaches to Taphrogenesis, Schweizerbart, Stuttgart 1974.
13. Illies J.H., Greiner G. – Rhinegraben and the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull. 1978 vol. 89.
14. Jowett E.C. – Plate tectonic history of the Alpine orogeny and formation of the Alpine foreland rifts. In press.
15. Jowett E.C., Jarvis G.T. – Formation of foreland extension rifts (abstract). 11. IAS Congress, Hamilton 1982.
16. Jowett E.C., Jarvis G.T. – Formation of foreland rifts. Sediment. Geology 1984.
17. Kerckhove C. – Ponorama des series synorogéniques des Alpes occidentales. Mem. BRGM 1980 vol. 107.
18. King P.B., Beikman H.M. – The Cenozoic rocks: a discussion to accompany the geological map of the United States. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1978 no. 904.
19. Kulick J. – Die Rotliegendgesteine der Bohrungen. [In:] Bundesbohrprogramm Teilproject Kupferschiefer. BGR Hannover 1983.
20. Lorenz V. – Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe Gebiet. SW-Deutschland). N. Jb. Geol. Palaeont. Abh. 1973 vol. 142.
21. Lorenz V., Nicholls I.A. – The Permian carboniferous Basin and Range province of Europe: an application of plate tectonics. [In:] H. Falke (ed) – The Continental Permian in Central, West and South Europe. D. Riedel, Dordrecht 1976.
22. Matthews S.C., Chauvel J.J., Robardet M. – Variscan geology of northwestern Europe. Mem. BRGM 1980 vol. 108.
23. Miall A.D. – Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. Can. Jour. Earth Sci. 1981 vol. 15.
24. Miall A.D. – Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 1981 no. 23.
25. Nemeč W. – Tectonically controlled alluvial sedimentation in the Štupiec Formation (Lower Permian)

- of the Intrasudetic basin. [In:] Proc. Intern. Symp. Central Europ. Permian, Warsaw 1981.
26. N e m e c W., P o r e b s k i S.J. — Sedimentary environment of the Weissliegende sandstones in the Fore-Sudetic Monocline. Ibidem.
 27. P o k o r s k i J. — Stratigraphy of Rotliegende. [In:] S. Depowski (ed) — Lithofacies-Paleogeographical Atlas of the Permian of Platform Areas of Poland. Inst. Geol. Warszawa 1978.
 28. P o k o r s k i J. — Lithology and paleogeography of the Saxonian. Ibidem.
 29. P o k o r s k i J. — Paleogeography of the Upper Rotliegende in the Polish Lowland. [In:] Proc. Intern. Symp. Central Europ. Permian, Warsaw 1981.
 30. R o n i e w i c z P., C z a p o w s k i G., G i z e j e w s k i J., K a r n k o w s k i P.H. — Variability in depositional environment of the Rotliegende of the Poznań area. Ibidem.
 31. R o w l e y P.D., S t e v e n T.A., A n d e r s o n J.J., C u n n i n g h a m C.G. — Cenozoic stratigraphic and structural framework of southwestern Utah. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1979 no. 1149.
 32. T o m a s i k J. — Correlation of Rotliegende rocks on the basis of well log data and development of the Saxonian in the Fore-Sudetic area. Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre 1980 vol. 28 no. 1.
 33. V a n H o u t e n F.B. — The odyssey of molasse. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 1981 no. 23.
 34. Z i e g l e r P.A. — Northwestern Europe: tectonics and basin development. Geol. Mijnbouw 1978 vol. 57.
 35. Z i e g l e r P.A. — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petrol. Maatschappij B.V. 1982.

S U M M A R Y

The Rotliegende, Basin and Range and Alpine foreland rift basins all demonstrate rapid subsidence in one or more narrow linear basins in an extensional tectonic environment, and an evolution from a sedimentary pattern of coarse transverse alluvial fan-transverse braided river plain-saline lake facies to one of finer grained transverse alluvial fan-braided/sinuuous river plain-longitudinal meandering trunk river (+/- saline lake) facies. This produces a distinctive rift basin architecture of long and narrow, but thick, belts of facies banked up against both fault-bounded edges of the linear basins.

Foreland molasse wedge basins were formed just prior to the rifts during the respective Hercynian, Cordilleran and Alpine orogenies, and demonstrate a rapid but regional subsidence over an extensive area in a compressional tectonic environment. They show a cyclic evolution of patterns from finer grained transverse alluvial fan-transverse high sinuosity river coastal plain-transverse deltaic/shallow marine clastic facies deposited during quieter times, to coarser transverse alluvial fan-transverse high sinuosity river/coal swamp-longitudinal meandering trunk river facies formed during thrusting. The resulting architecture is an extensive wedge of sediments thickest near the thrust front and thinning onto the continent, with the facies forming much wider belts than in the foreland rift basins.

These two basin types occur in the same foreland location with similar source regions, have broadly similar

structurally-controlled sedimentation and facies, and are fairly close in time. However, the states of stress which formed the basinal structures were very different (extensional versus compressional), and as a result of this alone, the evolution of sedimentation patterns and the final basin architecture were markedly different. Because the state of stress of a tectonic province at any given time is controlled by plate tectonic interactions, it is evident that the foreland basin type and basin architecture such as the Rotliegende basins are governed directly and solely by plate tectonic processes.

Р Е З Ю М Е

В рифтовых бассейнах предполья: красного лежня, Basin and Range и альпийского происходила быстрая субсиденция в одном или нескольких узких линейных бассейнах в условиях тектонического растягивающего режима. Имела также место эволюция от формы седиментационного крупнозернистого поперечного аллювиального конуса, через фацию поперечной плоскости горной реки и фацию соленого озера до одной из мелкозернистых фаций: поперечного аллювиального конуса через фацию плоскости горной реки с высокой синусоидальностью русла до продольной меандрирующей реки с хорошо развитой сетью притоков (с или без соленого озера). Всё это образует характеристическую архитектуру рифтового бассейна с долгими и узкими, но мощными, дугами фации опирающимися на края линейных бассейнов заложенных на сбросах.

Бассейны молассовых клиньев предполья образовались непосредственно перед рифтами, во время орогенеза: герцинской, кордильерской и альпийской. Они выказывают быструю субсиденцию на большой территории в условиях компрессионной тектоники, а также циклическую эволюцию форм от мелкозернистого поперечного аллювиального конуса через фацию поперечной береговой плоскости реки с очень извилистым течением и через поперечные обломочные дельтовые фации и мелкоморские, которые образовались в более спокойных периодах, до крупнозернистого поперечного аллювиального конуса, через фацию поперечной реки с извилистым течением и фацию угольного болота до продольной фации меандрирующей реки с хорошо развитой сетью притоков, которые образовались во время надвига. Результатом является широкий клин осадков — самых здесь мощных вблизи фронта надвига и всё более тонких к континенту. Фации здесь образуют гораздо более широкие дуги чем в рифтовых бассейнах предполья.

Эти два типа бассейнов находятся в таком же положении (на предполье) и имеют похожие на себя районы источников, седиментацию и фацию обусловленную структурно, а также они тесно связаны во времени. Однако состояние нажима, которые стали причиной образования бассейновых структур — весьма, разные и только в результате того эволюция форм седиментации и конечная архитектура бассейна являются разными. Так как состояние нажима тектонической провинции в данное время обусловлено воздействием тектоники плит, вполне очевидно, что тип бассейна предполья и архитектура такого бассейна как бассейн красного лежня зависят исключительно и непосредственно от процессов тектоники плит.