

Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego

Piotr Krzywiac*



Geodynamic and tectonic control on evolution of foreland basins, with references to the Carpathian Foredeep Basin. *Prz. Geol.*, 54: 404–412.

Summary. Main geodynamic and tectonic mechanisms responsible for evolution of foreland basins and their sedimentary infill are discussed. They include flexure of the lower lithospheric plate and its extension, growth of the orogenic wedge and sedimentation / erosion within the foreland basin. Recently formulated models of foreland basin system include four major depositional zones that are characterised by various tectono-sedimentary processes. Of particular importance for evolution of foreland basins is very complex interplay of tectonics and sedimentation, and significant lateral shift of tectonic and depositional zones. Evolution of frontal part of the orogenic wedge could be deciphered using growth strata i.e. depositional sequences formed in vicinity of growing thrust-related structures. Certain aspects of Miocene (Late Badenian–Sarmatian) evolution of the Polish

Carpathian foredeep basin are discussed in a context of presented models of foreland basins.

Key words: foreland basins, continental collision, fold-thrust belts, lithospheric flexure, syn-tectonic sedimentation, Carpathian foredeep, Miocene

Baseny osadowe można podzielić najogólniej na trzy grupy (Allen i Allen, 1990):

□ baseny związane ze strefami kolizji płyt litosferycznych,

□ baseny związane ze strefami ekstensji w obrębie płyty litosferycznej,

□ baseny związane ze strefami tektonicznymi zdominowanymi przez ruchy przesuwowe.

Każda z nich obejmuje baseny osadowe, które — pomimo wielu różnic — charakteryzują się pewnymi cechami wspólnymi dla całej grupy. Można do nich zaliczyć zasadnicze mechanizmy geodynamiczne wpływające na subsyduencję w obrębie basenu, charakterystyczny zestaw sekwencji osadowych (np. typową sekwencję osadów syn- i post-ryftowych w przypadku basenów ekstensyjnych, sekwencję osadów fliszowych i molasowych w przypadku basenów przedgórskich), zakres typowych deformacji tektonicznych, czy też typowy przebieg zjawisk geotermalnych w obrębie deformowanej litosfery.

Zapis osadowy zawarty w osadach zapadliska przedgórskiego stanowi cenne, a czasem wręcz jedyne źródło informacji niezbędnych dla odcyfrowania historii geologicznej związanej z tymi basenami strefy kolizji kontynentalnej. W ostatnich latach opublikowano szereg prac poświęconych tej klasie basenów osadowych, prezentujących modele ich ewolucji geodynamicznej oraz rozwoju ich wypełnienia osadowego (m.in. Allen & Homewood, 1986; Allen i in., 1992; MacQueen & Leckie, 1992; Doglioni, 1993; Dorobek & Ross, 1995; Van Wagoner & Bertram, 1995; DeCelles & Giles, 1996; Sinclair, 1996, 1997a,b; Bertotti i in., 2001; DeCelles & DeCelles, 2001; Mutti i in., 2003; Ford, 2004).

Zagadnienia dotyczące orogenów nasuwczych i basenów przedgórskich były ostatnio tematem konferencji naukowej *Thrust Belts and Foreland Basins — From Seismic Imagery and Hydrocarbon Search to the Vivid Example of Interactions between Tectonics, Erosion/Sedimentation and Climate*, która odbyła się we Francuskim Instytucie Naftowym w Paryżu (Lacombe i in., 2005). W jej trakcie przedstawiono najnowsze teorie dotyczące stref kolizji

płyt litosferycznych, orogenów nasuwczo-łańdowych oraz basenów przedgórskich. Omawiane zagadnienia dotyczyły pełnego spektrum geologicznych i geofizycznych badań stref orogenicznych (na co wskazuje już zresztą sam tytuł konferencji), w skali mikro, mezo i makro, łącznie z wykorzystaniem technik modelowań analogowych i numerycznych. Na konferencji tej zapoczątkował swoje działania międzynarodowy projekt badawczy (Task Force) *Origin of Sedimentary Basins*, który będzie funkcjonował w latach 2005–2009 w ramach *International Lithospheric Programme*. Badania związane ze strefami orogenicznymi i basenami przedgórskimi będą jednym z głównych obszarów zainteresowania tego projektu badawczego, w związku z czym spodziewać się należy znacznego postępu w tej dziedzinie w nadchodzących latach. Tym bardziej słuszne wydaje się podsumowanie najnowszych poglądów dotyczących basenów przedgórskich i zaprezentowanie ich w syntetycznej formie polskiemu czytelnikowi, co jest celem niniejszego artykułu. Na zakończenie artykułu w kontekście omówionych modeli przedstawiono wybrane zagadnienia dotyczące budowy geologicznej i ewolucji uformowanej w późnym badenie–sarmacie zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego.

Mechanizmy warunkujące ewolucję basenów przedgórskich

Biorąc pod uwagę ogólną geometrię strefy kolizji płyt litosferycznych wyróżniamy (1) peryferyczne baseny przedgórskie (np. zapadlisko przedkarpackie, alpejski basen molasowy, basen przedgórski Apeninów), czyli baseny położone przed frontem orogenu na obszarze płyty przedpola pogrążanej w strefie subdukcji, oraz (2) wsteczne (załukowe) baseny przedgórskie położone na obszarze górnej płyty litosferycznej i związane ze wstecznym (antytyetycznym) nasunięciem orogenu (ryc. 1; por. Dadlez & Jaroszewski, 1994). Przykładem wstecznego basenu przedgórskiego jest basen przedgórski Gór Skalistych, andyjski basen przedgórski czy też paleogeński basen zakarpacki. Można wymienić cztery zasadnicze czynniki wpływające na rozwój wypełnienia osadowego basenów przedgórskich. Są to:

1) ugięcie płyty litosferycznej przedpola pogrążanej w strefie subdukcji determinowane przez jej własności

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; piotr.krzywiac@pgi.gov.pl

mechaniczne (efektywna miąższość sprężysta EET i sztywność zginania D);

2) ekstensja fleksuralna czyli rozwój deformacji nieciągłych w obrębie płyty przedpola;

3) propagacja orogenu fałdowo-nasuwczego oraz jego erozja;

4) sedymentacja i erozja w obrębie zapadliska przedgórskiego;

Skomplikowana interakcja tych wzajemnie powiązanych czynników decyduje o typie osadów wypełniających dany basen przedgórski. Trzy pierwsze procesy, stanowiące swego rodzaju warunki brzegowe dla ewolucji basenów przedgórskich, są omówione w następnych podrozdziałach, czwarty, wprost determinujący ewolucję wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego, stanowi przedmiot kolejnego rozdziału.

Ugięcie litosfery. W przypadku basenów związanych ze strefami kolizji płyt litosferycznych powstanie przestrzeni mogącej być potencjalnie wypełnionej przez osady jest wywoływane przede wszystkim uginaniem i pograżaniem dolnej płyty litosferycznej w strefie subdukcji. Badania poświęcone mechanice rozwoju stref kolizji kontynentalnych i stowarzyszonych z nimi stref subdukcji, w tym zjawisku uginania płyt litosferycznych w obrębie tych stref, są prowadzone w oparciu o zasadnicze założenie, iż dzisiejsza konfiguracja układu orogen/płyta litosferyczna przedpola/zapadlisko przedgórskie jest bezpośrednio związana z procesami, które doprowadziły do kolizji płyt litosferycznych i powstania strefy subdukcji, a procesy postorogeniczne, takie jak na przykład erozja orogenu i jego przedpola czy izostatyczna kompensacja oraz związane z nią ruchy pionowe tylko w niewielkim stopniu zmodyfikowały regionalną budowę geologiczną badanej strefy kolizji (Royden & Karner, 1984; Lyon-Caen & Molnar, 1983, 1985; Moretti & Royden, 1988; Royden, 1988; Royden, 1993a; Krzywiec & Jochym, 1997). W przypadku istotnych deformacji postorogenicznych są wprowadzane odpowiednie korekty i poprawki. Wyniki badań pokazały, iż można sformułować ogólne zależności pomiędzy obserwowaną wielkoskalową geometrią strefy subdukcji (topografia orogenu, głębokość stropu płyty litosferycznej pograżanej pod orogem i związany z nią kształt zapadliska przedgórskiego) i rozkładem anomalii sił ciężkości z jednej strony a parametrami mechanicznymi charaktery-

zującymi subdukującą płytę litosferyczną, rozkładem i znaczeniem poszczególnych sił działających w strefie subdukcji i ogólną charakterystyką geologiczną danej strefy kolizji kontynentalnej z drugiej strony.

Liczne opublikowane prace (np. Turcotte, 1979; Turcotte & Schubert, 1982; Karner & Watts, 1983; Lyon-Caen & Molnar, 1983, 1985; Nunn i in., 1987; Royden, 1988, 1993a,b; Royden & Karner, 1984; Zoetemeijer i in., 1999) wykazały, iż jako pierwsze przybliżenie dla stref kolizji płyt litosferycznych służyć może model, w którym subdukującej płycie litosferycznej odpowiada cienka (tj. o miąższości dużo mniejszej w stosunku do długości), sprężysta płyta znajdująca się ponad astenosferą traktowaną w tym przypadku jako pozbawiona lepkości ciecz.

Opublikowano również wiele prac bazujących na odmiennym, lepko-sprężystym modelu reologicznym litosfery (m. in. Beaumont, 1980; Beaumont i in., 1987, 1988; Quinlan & Beaumont, 1984). Ze względu jednak na słabe rozpoznanie mechanizmów relaksacji naprężeń oraz ich zależności od zmian pola geotermalnego przyjmuje się, iż model sprężysty (często z różnymi modyfikacjami) stanowi wiarygodniejsze przybliżenie deformacji w obrębie litosfery (por. Flemings & Jordan 1989; Ford, 2004; patrz też niżej).

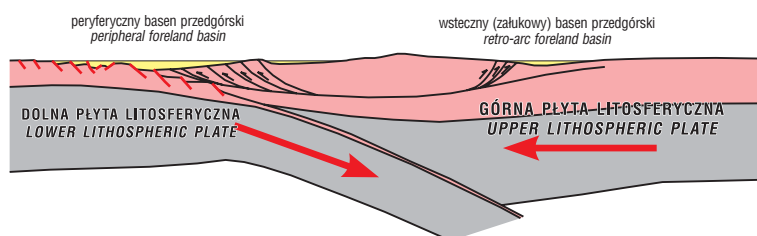
Płyta sprężysta jest charakteryzowana przez swoją sztywność zginania D i bezpośrednio z nią związaną tzw. efektywną miąższością sprężystą EET. Im mniejsza EET tym płyta jest podatniejsza i łatwiej się zgina, i odwrotnie, im EET jest większa tym płyta jest sztywniejsza i zgina się trudniej. Tak zdefiniowana płyta litosferyczna podlega uginaniu (pograżaniu pod orogen w strefie subdukcji) pod wpływem (a) obciążeń powierzchniowych wywołanych ciężarem orogenu i osadów (oraz ewentualnie wody) wypełniających zapadlisko przedgórskie, oraz (b) obciążeń podpowierzchniowych. Obciążenia te mogą być związane z procesami zachodzącymi na dużych głębokościach w strefie subdukcji, jak na przykład z pograżaniem do głębokości rzędu 20–30 km anomalnie ciężkich ciał ultramaficznych, pograżaniem do głębokości rzędu 50–150 km gęstej skorupy oceanicznej lub też działaniem sił poziomych związanych z przepływem materii w obrębie komórek konwekcyjnych płaszczka (Royden, 1993; Doglioni, 1992).

W oparciu o analizy relacji między orogem nasuwczym, efektywną miąższością sprężystą dolnej płyty oraz geometrią basenu przedgórskiego została postawiona teza, iż można oszacować właściwości mechaniczne litosfery na

etapie kolizji i subdukcji (tj. jej efektywną miąższość sprężystą EET) analizując paleogeometrię basenu przedgórskiego (Sinclair, 1996). Podejście takie wydaje się słuszne, jednak wymaga wiarygodnego odtworzenia dystalnego zasięgu basenu przedgórskiego, co ze względu na procesy postorogeniczne, w szczególności częstą i rozległą erozję stref krawędziowych basenów przedgórskich, jest trudne (por. Zweigel & Zweigel, 1998, Sinclair, 1998).

W ostatnich latach zaproponowano jeszcze jeden mechanizm działający na skalę całej litosfery, istotny dla powstania i ewolucji basenów przedgórskich. Jest nim regionalne fałdowanie całej litosfery, skutkujące powstaniem lokalnych centrów subsydencji genetycznie związanych ze strefą kolizji kontynentalnej (Bertotti i in., 2001).

Ekstensja fleksuralna. Omówione elementy układu płyta przedpola–orogen–basen przed-



Ryc. 1. Schematyczny model strefy kolizji kontynentalnej pokazujący położenie dwóch zasadniczych typów basenów przedgórskich: peryferycznego i wstępnego (załukowego). Strop dolnej płyty litosferycznej pograżanej w strefie subdukcji pocięty jest systemem uskoki normalnych, które mogą być związane z etapem preorogenicznym (rozwój pasywnej krawędzi kontynentalnej) i/bądź synorogeniczną ekstensją fleksuralną

Fig. 1. Schematic model of the continental collision zone showing position of two main types of foreland basins: peripheral and retro-arc. Top of the lower lithospheric plate is deformed by a system of normal faults, that could be related to the pre-orogenic phase (development of passive continental margin) and/or syn-orogenic flexural extension

górski są jedynie modelem teoretycznym; w rzeczywistości obserwujemy od niego różnego rodzaju odstępstwa. Obok procesów związanych bezpośrednio z kolizją kontynentalną duże znaczenie dla ewolucji basenów przedgórskich ma również budowa płyty litosferycznej przedpola. Jak to powyżej opisano, właściwości mechaniczne i kontrolowane przez nie deformacje sprężyste w obrębie całej litosfery wpływają na wielkoskalową ewolucję basenów przedgórskich. Innym regionalnym zjawiskiem, działającym na nieco mniejszą skalę, jest występowanie w obrębie uginanej płyty przedpola szeroko rozprzestrzenionych deformacji ekstensyjnych (Hancock & Bevan, 1987; por. Krzywiec, 1999). Ekstensja stropowej części dolnej płyty litosferycznej pogrążanej pod orogenezą w strefie subdukcji (tj. ekstensja fleksuralna), często związana z reaktywacją starszych stref uskoku (np. Lihou & Allen, 1996), modyfikuje prosty profil ugięciowy pogrążanej w strefie subdukcji płyty przedpola (Bradley & Kidd, 1991; patrz też ryc. 1).

W trakcie ekstensji fleksuralnej powstają przede wszystkim uskoki normalne o zrzucie w kierunku orogenu, są notowane też uskoki antytetyczne, choć ogólnie rzadziej i o mniejszym zrzucie. Obserwuje się również wyraźną zmianę wartości zrzutu w miarę oddalania się od frontu orogenu — od kilkuset metrów bądź nawet kilometrów w bezpośrednim sąsiedztwie orogenu do kilku metrów w dystalnych częściach basenu przedgórskiego (Bradley & Kidd, 1991). Na ogół skala deformacji związanych z ekstensją fleksuralną jest niewielka, co można na przykład zobaczyć na profilach sejsmicznych z obszaru basenu molasowego (Bachmann i in., 1982; Gorin i in., 1993).

Opisana powyżej geometria kontynentalnej strefy kolizji, charakteryzująca się łagodnym regionalnym profilem ugięciowym płyty litosferycznej przedpola, lokalnie modyfikowanym przez deformacje kruche, jest zupełnie odmienna od modelu zaproponowanego ostatnio przez Koziara (2005). W swojej pracy postawił on tezę, nie popierając jej jednak żadnym uzasadnieniem, iż występowanie strefy kolizji kontynentalnej wymaga istnienia również w obrębie płyty przedpola systemu uskoku odwróconych (nasunięć), analogicznego (bądź nawet większego) w skali do systemu nasunięć w obrębie orogenu (por. Koziar, 2005 i jego fig. 2a). Model taki jest oczywiście niezgodny z rozpoznaną za pomocą danych sejsmicznych i otworowych geometrią stref orogenicznych, i z faktu tej niezgodności Koziar (2005) wyprowadza wniosek, iż strefy kolizji kontynentalnej definiowane na gruncie teorii tektoniki płyt nie istnieją. Wnioskowanie to należy odrzucić, gdyż opiera się na udowodnianiu niezgodności z rzeczywistością przyjętego *a priori* modelu, który w swoim założeniu jest błędny.

Modele orogenu nasuwczego. W czasie migracji orogenu nasuwczego w kierunku przedpola osady basenu (zapadliska) przedgórskiego są włączane w jego obręb i tworzą najbardziej zewnętrzny pas fałdów i nasunięć. Przyjmuje się, że w regionalnej skali rozwój orogenu nasuwczego oraz pryzm akrecyjnych opisany może być przez model tzw. klina krytycznego (Davies i in., 1983; Dahlen i in., 1988; Dahlen, 1990; Coward, 1994). Model ten zakłada, iż orogen bądź pryzma akrecyjna ewoluują na podobieństwo pryzmy piasku zgarnianej przez buldożer (potocznie model ten nazywany jest zresztą „buldożerowym”), która deformuje się przy zachowaniu kąta krytycznego zależnego od takich parametrów jak np. współczynnik kohezji,

współczynnik tarcia czy ciśnienie porowe. W trakcie postępującego ruchu takiej pryzmy w jej obręb włączany jest materiał znajdujący się u jej czoła. W przypadku pryzmy akrecyjnej są to osady zdeponowane w rowie podmorskim, w przypadku zaś orogenu — osady zapadliska przedgórskiego, w obrębie których rozwija się wówczas front orogeniczny. Wewnętrzna budowa takiej frontalnej części orogenu może być bardzo różna, co jest związane z rozwojem różnego typu fałdów, uskoku i nasunięć (Butler, 1982; Morley, 1986; Vann i in., 1986; szersza dyskusja patrz Krzywiec & Aleksandrowski, 2004).

Jak pokazały ostatnie badania, klasyczny model „buldożerowy” w ograniczonym stopniu stosowany może być do opisu ewolucji pryzm orogenicznych mających w swoim spagu warstwę o niskim tarciu poślizgowym (por. Ford, 2004). W kontekście ewolucji basenów przedgórskich ma to o tyle duże znaczenie, że właśnie z tego typu pryzmami orogenicznymi są związane szerokie strefy depozycji rozwinięte ponad orogenezą (baseny niesione typu *piggy-back*; por. niżej).

Systemy osadowe basenów przedgórskich

Poniżej opisane zostaną podstawowe cechy charakteryzujące baseny przedgórskie, spośród których wiele można wyróżnić również w zapadlisku przedkarpaccim.

Baseny przedgórskie charakteryzują się strefą maksymalnej subsydencji tektonicznej, zlokalizowaną w bezpośrednim sąsiedztwie frontu związanego z nimi orogenu. Wraz z postępującą kolizją i pogrążaniem dolnej płyty w strefie subdukcji strefa maksymalnej subsydencji migruje wraz z nasuwającym orogenezą w kierunku przedpola. W związku z tym bardzo charakterystyczną cechą zapadlisk przedgórskich jest przesunięcie w planie osadów zdeponowanych w poszczególnych etapach ich rozwoju. W czasie ruchów nasuwczych część osadów wypełniających basen przedgórski jest również deformowana i nasuwana, i tworzy często najmłodsze, najdalej w kierunku przedpola położone jednostki tektoniczne orogenu nasuwczego. Jako przykład posłużyć tu może alpejski basen przedgórski czyli tzw. basen molasowy, którego znaczna część włączona została w obręb łuku Alp (Pfiffner, 1986; Kempf & Pfiffner, 2004) czy też najdalej ku wschodowi położona część Apeninów (Ricci-Lucchi, 1986).

Na ogół pogrążanie płyty przedpola i ruchy nasuwcze w obrębie orogenu wywołane kompresyjnym reżimem tektonicznym odbywają się w czasie aktywnej sedymentacji w basenie przedgórskim. Na dużą skalę etapy ewolucji orogenu zapisane mogą być w osadach zapadliska w postaci regionalnych niezgodności erozyjnych związanych z wielkoskalowymi ruchami litosfery. Najistotniejszą z nich może być niezgodność wywołana powstaniem wypiętrzenia przedgórskiego, jego migracją w stronę przedpola orogenu oraz erozją (Crampton & Allen, 1995). Również inne regionalne niezgodności rozwinięte w obrębie osadów basenów przedgórskich interpretowane są jako efekt zmian zachodzących w strefie subdukcji i wywołanych nimi pionowych ruchów płyty litosferycznej przedpola orogenu (Flemings & Jordan, 1990; Sinclair i in., 1991).

Epizodyczność sedymentacji w basenach przedgórskich wiązana może być również z pogrążaniem w strefie subdukcji płyty litosferycznej przedpola, która charakteryzuje się zmiennymi parametrami mechanicznymi, takimi jak efektywna miąższość sprężysta EET (Waschbusch & Royden, 1992a, 1992b). W literaturze istnieje wiele modeli

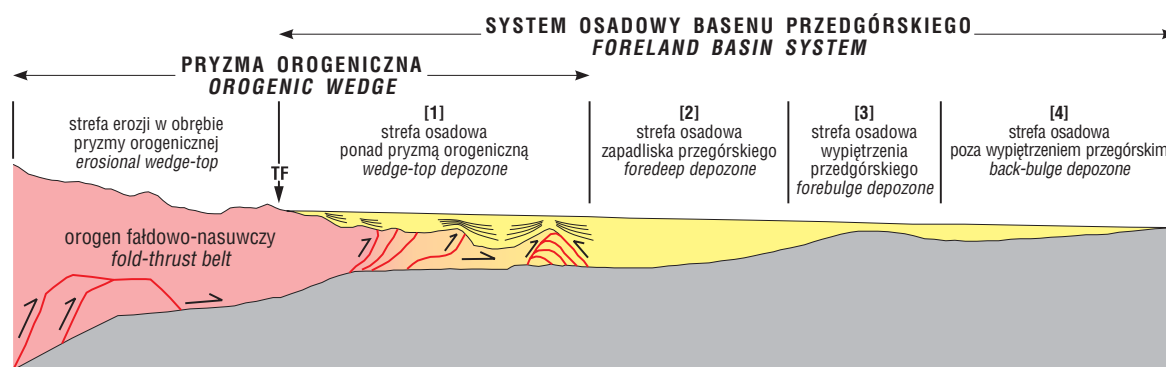
rozwoju wypełnienia osadowego basenów przedgórskich, skonstruowanych przy założeniu różnych warunków brzegowych. W zależności od przyjętego modelu reologicznego uginanej i pogrążanej litosfery otrzymano zupełnie odmienną charakterystykę depozycyjną w basenie przedgórskim. W przypadku najszerzej stosowanego modelu sprężystego maksimum subsydencji jest związane z maksymalnym natężeniem ruchów nasuwczych. Model taki charakteryzuje się również migracją wypiętrzenia przedgórskiego w stronę przedpola orogenu zgodnie w fazie z postępującymi ruchami nasuwczymi. W przypadku alternatywnego modelu lepko-sprężystego występuje przesunięcie w fazie między etapami aktywności tektonicznej w obrębie orogenu i pulsami rozwoju basenu przedgórskiego. W tym modelu maksymalna subsydencja jest wiązana z etapem spokoju tektonicznego, który charakteryzuje się relaksacją naprężeń wywołującą pogłębienie zapadliska przedgórskiego oraz migrację wypiętrzenia przedgórskiego w kierunku orogenu (Beaumont, 1980). Model ten jest jednak dużo rzadziej stosowany ze względu na liczne zastrzeżenia do jego założeń, w szczególności do konieczności zaniknięcia wszelkich naprężeń (całkowita relaksacja) w czasie geologicznym, co rzecz jasna nie jest obserwowane. Model lepko-sprężysty został zaproponowany m.in. dla wyjaśnienia karbońskiej ewolucji waryscyjskiego basenu przedgórskiego na obszarze Polski (Jaworowski, 2002).

Zaproponowano również różne modele wypełniania basenów przedgórskich osadami w nawiązaniu do etapów rozwoju tektonicznego i morfologicznego orogenu. Heller i in. (1988) sugerują, iż w przypadku basenu przedgórskiego zdominowanego przez sedymentację lądową pulsy subsydencji tektonicznej w jego obrębie są związane z etapami ruchów nasuwczych w obrębie orogenu oraz z depozycją miąższych serii osadów gruboklastycznych w obszarze proksymalnym do frontu orogenu, przechodzących ku górze w osady bardziej drobnoklastyczne. W dystalnych partiach basenu przedgórskiego deponowane są niewielkiej miąższości osady dostarczane z przedpola. Okres spokoju tektonicznego to etap erozji w obrębie orogenu i wywołane nią izostatyczne pionowe ruchy wypiętrzające. Efektem tego jest rozwój regionalnej niezgodności oraz sedymentacja przesunięta w stronę centrum basenu.

Wykorzystując jako punkt odniesienia stosunkowo dobrze poznaną ewolucję alpejskiego basenu molasowego został zaproponowany dwufazowy model ewolucji basenu przedgórskiego uwzględniający zmianę sedymentacji z głębokomorskiej (fliszowej) na płytkowodną/kontynentalną (molasową). Etap fliszowy (zwany stadium basenu niedopełnionego — „underfilled”) jest związany z migracją pryzmy orogenicznej ponad ścienioną skorupą kontynentalną w obrębie pasywnej krawędzi kontynentu tj. w warunkach głębszego zbiornika. Na dalszych etapach kolizji kontynentalnej pryzma orogeniczna przesuwana się w obręb skorupy kontynentalnej, dochodzi wówczas do jej częściowego wynurzenia, zwiększonej subaeralnej erozji i w efekcie — do sedymentacji osadów molasowych (por. Allen i in., 1992; Sinclair, 1997a). Częściowo alternatywny model zakłada większy wpływ procesów delaminacji dolnej skorupy w strefie subdukcji, co prowadzi do izostatycznego uniesienia orogenu, zwiększonej erozji i zmiany sedymentacji z fliszowej, głębokomorskiej na molasową, płytkowodno-kontynentalną (Sinclair, 1997b).

Na ewolucję wypełnienia osadowego basenów przedgórskich mają również wpływ eustatyczne zmiany poziomu morza, jednak w przypadku tej kategorii basenów osadowych aktywna tektonika na ogół ma zasadnicze znaczenie dla powstawania regionalnych i lokalnych niezgodności, zmian miąższości itd. (Jordan & Flemings, 1991; Zweigel i in., 1998).

Na ryc. 2 jest pokazany model systemu osadowego basenu przedgórskiego według DeCelles i Giles (1996). Autorzy ci zdefiniowali w jego obrębie cztery podstawowe strefy osadowe: (1) obszar depozycji ponad pryzmą orogeniczną, (2) zapadlisko przedgórskie *sensu stricto* ulokowane bezpośrednio przed frontem orogenu, (3) obszar wypiętrzenia przedgórskiego, oraz (4) strefę ulokowaną poza wypiętrzeniem przedgórskim. Rycina ta pokazuje jednocześnie, że syndepozycyjna regionalna geometria basenu przedgórskiego może być symetryczna, a obserwowana często asymetria tj. występowanie osadów zapadliska przedgórskiego o maksymalnej miąższości przed frontem orogenu i ich malejąca miąższość w stronę przedpola to efekt późno- bądź postorogenicznej erozji, która na ogół usuwa znaczną część osadów zdeponowanych ponad orogensem.



Ryc. 2. Model orogenu fałdowo-nasuwczego i systemu osadowego basenu przedgórskiego (wg DeCelles & Giles, 1996, uzupełniona za Ford, 2004, uproszczone). TF — topograficzny front pasma nasuwczego. Cienkie czarne linie w obrębie wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego schematycznie pokazują sedymentację syntektoniczną. Płynne przejście od barwy oznaczającej orogen (różowy) do barwy oznaczającej basen przedgórski (żółty) schematycznie oddaje sukcesywne włączanie w obręb orogenu osadów basenu przedgórskiego

Fig. 2. A model of fold-thrust belt and foreland basin system (after DeCelles & Giles, 1996, supplemented after Ford, 2004, simplified). TF — topographic front of the thrust belt. Thin black lines within the sedimentary infill of the foreland basin schematically depict syn-tectonic sedimentation. Continuous color change from color depicting orogene (pink) to color depicting foreland basin (yellow) schematically represents consecutive incorporation of the foreland basin deposits into the orogenic wedge

W obrębie strefy (1) deponowane są na ogół osady o grubym ziarnie, z licznymi niezgodnościami i lokalnymi zmianami miąższości, co jest efektem depozycji syntektonicznej. Strefa to odpowiada tzw. basenom niesionym opisanym na przykładzie Apeninów (Ricci-Lucci, 1986). Sedymentacja w tym obszarze jest szczególnie uzależniona od procesów erozji zachodzących w obrębie orogenu (Schlunegger & Jordan, 1997). Aktywność poszczególnych nasunięć wiąże się z lokalną redukcją przestrzeni akomodacyjnej i rotacją powierzchni depozycyjnych, co w efekcie prowadzi do powstawania lokalnych niezgodności i redukcji miąższości (np. Burbank & Verges, 1994; Deraumont i in., 1993; Rafin & Mercier, 2002; Verges i in., 2002; Ford, 2004). W strefie tej „konkurują” ze sobą dwa procesy odmienne wpływające na subsydencję. Pierwszym z nich, powodującym wzrost subsydencji, jest uginanie litosferycznej płyty przedpola, rosnące wraz z rozwojem orogenu. Z kolei ewolucja pryzmy orogenicznej prowadzi do powiększenia jej objętości, co skutkuje postępującym unoszeniem dna basenu powstałego ponad orogenem. Od skali i intensywności obu tych procesów zależy finalny przebieg subsydencji i ewentualne włączenie danej części basenu przedgórskiego do obszaru erozji. Analizując osady zapadliska przedgórskiego ułożone ponad strukturami nasuwczymi należy wziąć pod uwagę również fakt, iż postorogeniczną konfigurację brzeżnej strefy orogenu ukształtować mogły dwa zupełnie odmienne procesy. Z jednej strony utwory basenu przedgórskiego mogły być zdeponowane ponad ewoluującym orogenem. Drugi proces jest czysto tektoniczny i jest związany z tzw. tektoniką klinową i powstawaniem stref trójkątnych (szersze omówienie patrz Krzywiec & Aleksandrowski, 2004). W związku ze wstecznym nasunięciem części wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego ponad orogenem również znaleźć mogą się osady zapadliska, jednak w tym przypadku obie te jednostki rozdzielone będą powierzchnią walnej niezgodności tektonicznej.

Strefa (2) to często obszar depozycji szelfowej/deltowej. Osady tam zdeponowane są w trakcie rozwoju orogenu sukcesywnie włączane w jego obręb i w efekcie migrują w obręb strefy (1). W obszarze tym dochodzi często do nałożenia odmiennych kierunków depozycji materiału osadowego: jednego związanego z bezpośrednią dostawą osadów od strony erodowanego orogenu i drugiego związanego z osiowym transportem osadów odbywającym się generalnie wzdłuż frontu orogenu (Mutti i in., 2003; por. Mastalerz i in., 2006).

Obszar wypiętrzenia przedgórskiego (strefa 3) to często obszar erozji, migrujący w stronę przedpola wraz z nasuwającym orogenem (por. Crampton & Allen, 1995). W sytuacji kiedy poziom morza jest wystarczająco wysoki, wypiętrzenie przedgórskie może być związane z płytkowodną sedymentacją węglanową bądź z płytkowodno-przybrzeżną sedymentacją klastyczną.

Poza wypiętrzeniem przedgórskim (strefa 4) znajduje się obszar sedymentacji płytkowodnej charakteryzujący się znacznie mniejszymi miąższościami osadów niż zapadlisko przedgórskie. Osady te często ulegają erozji w związku z migracją wyniesienia przedgórskiego bądź też w efekcie zjawisk bardziej regionalnych zachodzących po głównym etapie orogenezy wywołanych izostazją.

Zapadlisko przedkarpackie a modele ewolucji basenów przedgórskich

Zapadlisko przedkarpackie jest typowym peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne, którego powstanie było związane z mioceńską ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych (obszerne omówienie wraz z bogatym spisem literatury patrz np. Oszczytko, 1997, 1998; Oszczytko i in., 2005). Obecnie mioceńskie osady zapadliska karpackiego występują głównie przed frontem orogenu, częściowo zostały włączone w jego obręb tworząc najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne, występują ponad orogenem niezgodnie przykrywając płaszczowiny karpackie (ryc. 3) oraz zostały zachowane w pozycji autochtonicznej pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi.

W obrębie zapadliska przedkarpackiego wydziela się dwie strefy (Ney i in., 1974). Osady tzw. zapadliska wewnętrznego (starszego) obecnie znajdują się pod płaszczowinami karpackimi w pozycji autochtonicznej, oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej budując jednostkę stebnicką i borysławsko-pokucką (Wdowiarz, 1976; Połtowicz, 1991a,b, 2004; por. Oszczytko i in., 2005). Osady tzw. zapadliska zewnętrznego, analizowane poniżej, znajdują się w większości przed dzisiejszym czołem orogenu i tylko w niewielkim stopniu uległy deformacjom tektonicznym. Osady zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego są zaliczane do górnego badenu i sarmatu (por. Oszczytko i in., 2005). Utwory te zostały częściowo włączone w obręb orogenu karpackiego i tworzą obecnie jednostkę zgłobicką (Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004).

Modelowania ugięcia litosfery wykonane dla różnych fragmentów łuku Karpat pokazały, że istotne znaczenie w jego ewolucji miały zjawiska zachodzące w strefie subdukcji, generujące znaczne siły działające na subduktowaną płytę litosferyczną i w efekcie skutkujące większą subsydencją w obrębie zapadliska przedgórskiego niżby to wynikało z obciążenia płyty przedpola przez orogen (Royden & Karner, 1984; Krzywiec & Jochym, 1997; Zoetemeijer i in., 1999). Miąższość sprężystą płyty litosferycznej przedpola Karpat oszacowano w przedziale 10–25 km, co odpowiada przejściu z obszaru platformy paleozoicznej na obszar sztywnego kratonu wschodnioeuropejskiego (Krzywiec & Jochym, 1997).

Stosowanie technik modelowań ugięcia litosfery dla części orogenu karpackiego położonej ponad strefą Teisseyre’a-Tornquista (wschodnia część polskiego fragmentu, fragment ukraiński i znaczna część rumuńskiego) może być obarczone znacznym błędem (por. Artyushkov i in., 1996). Wiąże się to z faktem bardzo istotnej mioceńskiej reaktywacji uskoków wchodzących w skład tej strefy (patrz niżej).

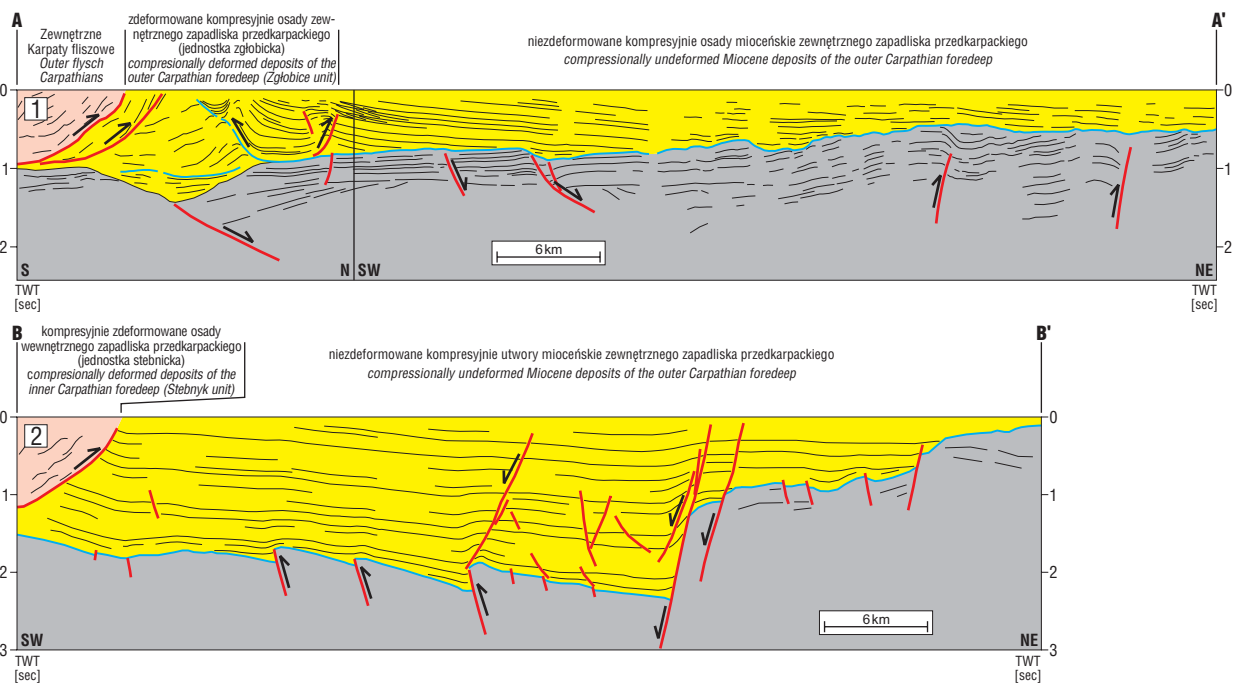
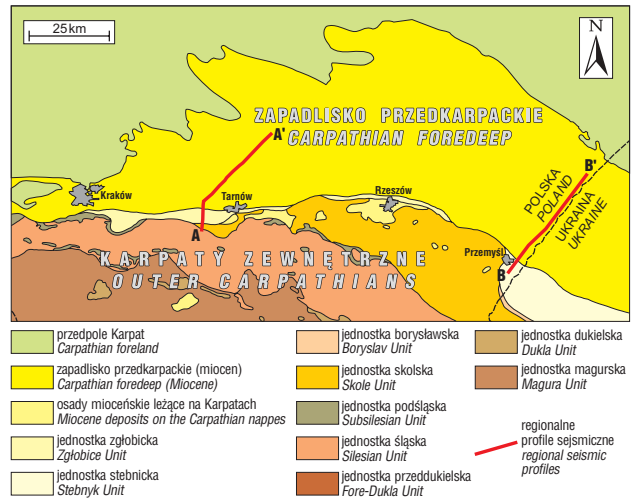
Środkowa część zapadliska przedkarpackiego (rejon Kraków–Tarnów) charakteryzuje się stosunkowo szeroką strefą deformacji kompresyjnych rozwiniętą w obrębie utworów mioceńskich (ryc. 4). W rejonie Brzeska–Wojnicz zawiera ona strefę trójkątną związaną z nasunięciem wstecznym utworów mioceńskich (por. Krzywiec i in., 2004). W obrębie całej tej strefy da się wyróżnić szereg przykładów syntektonicznej sedymentacji – lokalnych zmian miąższości, lokalnych układów progradacyjnych, niezgodności kątowych oraz zrotowanych pakietów osado-

wych, szczególnie dobrze widocznych w otoczeniu frontального nasunięcia przyzmy orogenicznej (ryc. 5; por. Krzywiec, 2001; Krzywiec i in., 2004). Na południe od omawianego obszaru, w rejonie Nowego Sącza, znajdują się twory miocenne leżące niezgodnie na fliszu karpackim. Najprawdopodobniej stanowią one erozyjną pozostałość po miocennej pokrywie osadowej zdeponowanej w obrębie szerokiej strefy osadowej ułożonej ponad orogenezem (Oszczypko & Ślaczka, 1985). Na północ od



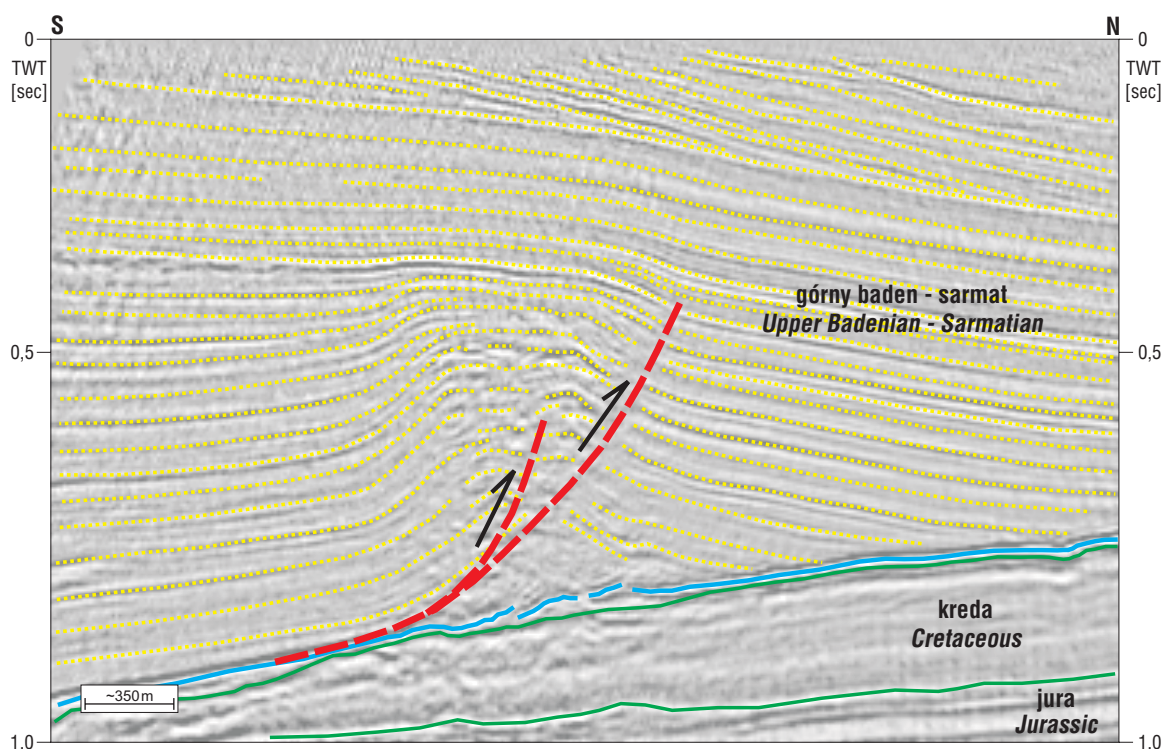
Ryc. 3. Uproszczona mapa geologiczna Karpat zewnętrznych i ich przedpola między Krakowem a Przemyślem. A–A' i B–B'; lokalizacja regionalnych profili sejsmicznych pokazanych na fig. 4

Fig. 3. Simplified geological map of the Outer Carpathians and their foreland between Kraków and Przemyśl. A–A' and B–B'; location of regional seismic lines shown on Fig. 4



Ryc. 4. Regionalne profile sejsmiczne ze środkowej (A–A') i wschodniej (B–B') części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego. Skala pionowa czasowa, ok. 3–4x przewyższenie głębokościowe. Niebieski horyzont — górnobadeński poziom ewaporacyjny. 1 — przed sfałdowanymi wewnętrznymi Karpatami fliszowymi występuje stosunkowo szeroka strefa zdeformowanych kompresyjnie utworów miocennych zapadliska przedkarpackiego (j. zgłobicka), w tym strefa trójkątna (częściowo wg Krzywiec i in., 2004). Ewaporaty występują na większości centralnej części zapadliska przedkarpackiego, brakować ich może lokalnie, głównie na zboczach paleodolin wyciętych w stropie pokrywy mezozoicznej. Lokalne redukcje miąższości oraz niewielkie progradujące formy klinowe (dety stożkowe?) dokumentują syntektoniczny charakter znacznej części miocennych utworów nadewaporatowych. Szczegóły budowy geologicznej frontального nasunięcia karpackiej przyzmy orogenicznej, w tym jego syndepozycyjny charakter, są pokazane na ryc. 5 na przykładzie położonego w pobliżu innego profilu sejsmicznego. 2 — zinterpretowany regionalny profil sejsmiczny ze wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (za Krzywiec, 1999, 2001, zmodyfikowane). Front orogenu charakteryzuje się prostą budową natomiast podłoże zapadliska jest podcięte systemem uskoków normalnych i — podrzędnie — odwróconych, będących efektem miocennej reaktywacji starszych stref uskokowych wywołanej ekstensją fleksuralną i kompresją orogeniczną

Fig. 4. Interpreted regional seismic profiles from the central (A) and eastern (B) Polish Carpathian foredeep basin. Vertical scale in time, approx. 3–4x vertical exaggeration. 1 — in front of the Outer flysch Carpathians there is relatively wide zone of compressionally deformed Miocene deposits of the Carpathian foredeep (Zgłobice unit), including triangle zone (partly after Krzywiec et al., 2004). Evaporites are present within almost entire central part of the Carpathian foredeep, only locally they could be absent, mainly on slopes of the paleo-valleys incised into the Mesozoic cover. Local thickness reductions and small prograding clinofolds (fan deltas?) document syn-tectonic character of large part of the supra-evaporitic Miocene deposits. Details of geological structure of the frontal thrust of the Carpathian orogenic wedge, including its syn-depositional character, are shown on Fig. 5 using nearby located another seismic profile. 2 — interpreted regional seismic profil from the eastern Polish Carpathian foredeep basin (after Krzywiec, 1999, 2001, modified). Orogenic front is characterised by fairly simple structure, while foredeep basement is deformed by a system of mainly normal and, subordinarily, reverse faults due to the Miocene reactivation of older fault zones caused by flexural extension and orogenic compression



Ryc. 5. Przykład utworów syntektonicznych zdeponowanych w otoczeniu rosnącego fałdu naduskokowego związanego z frontem nasuwczym karpackiej pryzmy orogenicznej. Front orogenu zdefiniowany tu może być jako pogrzebane, ślepe nasunięcie. Niebieski horyzont — górnobadeńskie ewaporaty. Ten profil sejsmiczny położony jest ok. 5 km na zachód od profilu A–A' z ryc. 4
Fig. 5. Example of the Miocene syn-kinematic deposits formed in vicinity of growing thrust-related fold related to the frontal thrust of the Carpathian orogenic wedge. Orogenic front could be defined as buried blind thrust. Blue horizon — Upper Badenian evaporites. This seismic profile is located approx. 5km to the West from the seismic profile A–A' shown on Fig. 4

jednostki zgłobickiej utwory miocenne charakteryzują się regionalnym układem progradacyjnym, związanym z sukcesywnym zasypywaniem basenu osadowego zapadliśka przedkarpacciego przez osady dostarczane od strony erodowanego orogenu karpacciego (por. Oszczytko & Ślaczka, 1985, 1989; Krzywiec, 2001; Porębski i in., 2003). Strop podłoża w tej części zapadliśka stosunkowo łagodnie zanurza się pod orogen, obserwowane nieregularności w jej stropie związane są z premiocenną (paleogeńską) erozją (ryc. 4).

Zupełnie odmienną geometrię zapadliśka przedkarpacciego obserwujemy we wschodniej jego części (ryc. 4). W tym rejonie front orogenu związany jest z jedną dobrze zdefiniowaną powierzchnią nasunięcia, na północ od której znajdują się miększe utwory miocenne niezdeformowane kompresyjnie. Na obszarze tym występują z kolei miocenne uskoki o znacznym zrzucie, tnące strop podłoża premiocennego i jego wypełnienie osadowe. Uskoki te związane są z miocenną reaktywacją starszych stref uskokowych wchodzących w skład strefy Teisseyre'a-Tornquista. Uskoki normalne definiują zasadniczą geometrię tej części zapadliśka przedkarpacciego, podrzędniejszą rolę mają występujące tu również uskoki odwrócone. Występowanie tak skomplikowanego systemu usoków wywołane zostało interakcją miocenną ekstensyjną fleksuralną oraz kompresyjną wywołaną kolizją kontynentalną (por. Krzywiec, 1999, 2001). Jednym z efektów tej interakcji były ruchy przesuwcze opisane w obrębie zrębu Ryszkowej Woli (Krzywiec i in., 2005). Podobnie skomplikowaną miocenną aktywność tektoniczną związaną z reaktywacją strefy Teisseyre'a-Tornquista

obserwujemy w ukraińskiej (por. Oszczytko i in., 2005) i rumuńskiej (Tarapouca i in., 2003) części zapadliśka.

Artykuł przygotowany został częściowo w ramach celowego projektu badawczego 6 T12 2005 C/06569 „Struktura, ewolucja i potencjał naftowy frontu orogenu karpacciego i jego podłoża na obszarze Andrychów–Pilzno”, współfinansowanego przez MEiN oraz PGNiG S.A.

Literatura

- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. 1990 — Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell Sc. Publ.
 ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (ed.) 1986 — Foreland Basins. Intern. Ass. Sediment. Sp. Publ., 8.
 ARTYUSKHOV E.V., BAER M.A. & MÖRNER N.-A. 1996 — The East Carpathians: indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution thrust belt and its foreland. Tectonophysics, 262: 101–132.
 BACHMANN G.H., DOHR G. & MUELLER M. 1982 — Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. AAPG Bull., 66: 2529–2542.
 BEAUMONT C. 1980 — Foreland basins. Geophysical Jour. Royal Astron. Soc., 65: 291–329.
 BEAUMOUT C., QUINLAN G.M. & HAMILTON J. 1987 — The Alleghanian orogeny and its relationship to the evolution of the Eastern Interior. [In:] Sedimentary Basins and Basin — Forming Mechanisms. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem., 12: 425–445.
 BEAUMOUT C., QUINLAN G.M. & HAMILTON J. 1988 — Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the Eastern Interior of North America. Tectonics, 7: 389–416.
 BERTOTTI G., PICOTTI, CHILOVI, R. FANTONI, MERLINI S. & MOSCONI A. 2001 — Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): foredeeps and lithospheric buckling. Tectonics, 20: 771–787.

- BRADLEY D.C. & KIDD W.S.F. 1991 — Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1416–1438.
- BURBANK D.W. & VERGES J. 1994 — Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Jour. Geoph. Res.*, 99(B10): 20281–20297.
- BUTLER R.W.H. 1982 — The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 239–245.
- COWARD M. 1994 — Continental collision. [In:] Hancock P.L. (ed.), *Continental Deformation*: 264–288.
- CRAMPTON S.L. & ALLEN P.A. 1995 — Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. *AAPG Bull.*, 79: 1495–1514.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. *Wyd. Geol.*
- DAHLEN F.A., SUPPE J. & DAVIS D. 1988 — Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *Jour. Geoph. Res.*, 89: 10087–10101.
- DAHLEN F.A. 1990 — Critical taper model of fold–and–thrust belts and accretionary wedges. *Ann. Rev. Earth and Planetary Sc.*, 18: 55–99.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. 1983 — Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geoph. Res.*, 88: 1153–1172.
- DeCELLES P.G. & DeCELLES P.C. 2001 — Rates of shortening, propagation, undethrusting, and flexural wave migration in continental orogenic systems. *Geology*, 29: 135–138.
- DeCELLES P.G. & GILES K.A. 1996 — Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105–123.
- DERAMOND J., SOUQUET P., FONDECAVE-WALLES M. & SPECHT M. 1993 — Relationship between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous–Eocene, France, Spain). [In:] Williams G.D., Dobb A. (ed.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 71: 193–219.
- DOGLIONI C. 1992 — Main differences between thrust belts. *Terra Nova*, 4: 152–164.
- DOGLIONI C. 1993 — Some remarks on the origin of foredeeps. *Tectonophysics*, 228: 1–20.
- DOROBEK L. & ROSS G.M. 1995 — Stratigraphic evolution of foreland basins. *Soc. Exploration Paleontol. Miner. Spec. Publ.*, 52.
- FLEMINGS P.B. & JORDAN T.E. 1989 — A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Jour. Geoph. Res.*, 94(B4): 3851–3866.
- FLEMINGS P.B. & JORDAN T.E. 1990 — Stratigraphic modelling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18: 430–434.
- FORD M. 2004 — Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external wedges and flexural foreland basins. *Basin Res.*, 16: 361–375.
- GORIN G.E., SIGNER C. & AMBERGER G. 1993 — Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Ecologe Geol. Helv.*, 86: 693–716.
- HANCOCK P.L. & BEVAN T.G. 1987 — Brittle modes of foreland extension. [In:] Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (ed.), *Continental Extensional Tectonics*. *Geological Soc. Spec. Publ.*, 28: 127–137.
- HELLER P.L., ANGEVINE C.L., WINSLOW N.S. & PAOLA C. 1988 — Two–phase stratigraphic model of foreland–basin sequence. *Geology*, 16: 501–504.
- JAWOROWSKI K. 2002 — Geotectonic significance of Carboniferous deposits NW of the Holy Cross Mts. (central Poland). *Geol. Quarter.*, 46: 267–280.
- JORDAN T.E. & FLEMINGS P.B. 1991 — Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variations and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. *Jour. Geoph. Res.*, 96(B4): 6681–6699.
- KARNER G.D. & WATTS A.B. 1983 — Gravity anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. *Jour. Geoph. Res.*, 88: 10449–10477.
- KEMPF O & PFIFFNER O.A. 2004 — Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. *Basin Res.*, 16: 549–567.
- KOTLARCZYK J. 1985 — Evolution of the Carpathian tectogene in the Miocene. [In:] Kotlarczyk J. (ed.), *Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla*. Guide to excursion 4 of the Carpatho-Balkan Geol. Ass. XIII Congress, 21–32.
- KOZIAR J. 2005 — Tensyjny rozwój orogénów śródładowych. Część I: Mechanizm. *UAM, Pol. Tow. Geol. Oddz. Poznań, Referaty*, XIV: 131–156.
- KRZYWIEC P. 1999 — Miocenska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 249–276.
- KRZYWIEC P. 2001 — Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 13–38.
- KRZYWIEC P. & ALEKSANDROWSKI P. 2004 — Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. *Prz. Geol.*, 52: 985–989.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R., SIUPIK J. 2004 — Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie miocenskiej jednostki Zgłobiec w rejonie Brzeska–Wojnicza — nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Prz. Geol.*, 52: 1051–1059.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., RYZNER-SIUPIK B., PAPIERNIK B., SIUPIK J., MASTALERZ K., WYSOCKA A. & KASIŃSKI J. 2005 — Budowa geologiczna i geneza miocenskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) — wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, 53: 656–663.
- KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1997 — Charakterystyka miocenskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, 45: 785–792.
- LACOMBE O. LAVE J. & ROURE F. 2005 — Thrust Belts and Foreland Basins — From Seismic Imagery and Hydrocarbon Search to the Vivid Example of Interactions between Tectonics, Erosion/Sedimentation and Climate, Paryż, 14–16.12.2005 (book of extended abstracts).
- LIHOU J.C. & ALLEN P.A. 1996 — Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Res.*, 8: 425–442.
- LYON-CAEN H. & MOLNAR P. 1983 — Constrains on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Jour. Geoph. Res.*, 88: 8171–8191.
- LYON-CAEN H. & MOLNAR P. 1985 — Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. *Tectonics*, 4: 513–538.
- MACQUEEN R.W. & LECKIE D.A. (ed.) 1992 — Foreland Basins and Fold Belts. *AAPG Memoir* 55, 460pp.
- MASTALERZ K., WYSOCKA A., KRZYWIEC P., KASIŃSKI J., ALEKSANDROWSKI P., PAPIERNIK B., RYZNER-SIUPIK B. & SIUPIK J. 2006 — Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (rejon Sieniawa–Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, 54: 333–342.
- MORETTI I. & ROYDEN L. 1988 — Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly deflected continental lithosphere: Adriatic and Ionian Seas. *Tectonics*, 7: 875–893.
- MORLEY C.K. 1986 — A classification of thrust fronts. *AAPG Bull.*, 70: 12–25.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE D. & CAVANNA G. 2003 — Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine & Petroleum Geol.*, 20: 733–755.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 82: 1–65.
- NUNN J.A., CZERNIAK M. & PILGER R.H. 1987 — Constrains on the structure of Brooks Range and Colville Basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis. *Tectonics*, 6: 603–617.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep— development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49: 1–18.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2005 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. [In:] Picha F., GOLONKA J. (ed.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*, AAPG Mem., 84: 293–350.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–75.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpath.*, 40: 23–36.

- PFIFFNER O.A. 1986 — Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. [In:] Allen P.A., Homewood P. (ed.), Foreland Basins. Intern. Ass. Sedimen. Spec. Publ., 8: 219–228.
- PORĘBSKI S.J., PIETSCH K., HODIAK R. & STEEL R.J. 2003 — Origin and sequential development of Badenian–Sarmatian clinoforms in the Carpathian foreland basin (SE Poland). Geol. Carpath., 54: 119–136.
- POŁTOWICZ S. 1991a — Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. Geol., Kwart. AGH, 17: 19–57.
- POŁTOWICZ S. 1991b — Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. Geol., Kwart. AGH, 17: 5–27.
- POŁTOWICZ S. 2004 — Jednostki stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat Polskich. Geologia, 30: 85–120.
- QUINLAN G.M. & BEAUMONT C. 1984 — Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. Canad. Jour. Earth Sc., 21: 973–996.
- RAFIN S. & MERCIER E. 2002 — Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. Sedimentary Geol., 146: 75–89.
- RICCI-LUCCHI F. 1986 — The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. [In:] Allen P.A., Homewood P. (ed), 1986, Foreland Basins. Intern. Association of Sedimentologists Spec. Publ., 8: 105–140.
- ROYDEN L.H. 1988 — Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. [In:] Royden L.H., Horvath F., (ed.), Pannonian Basin. AAPG Mem., 45: 27–48
- ROYDEN L.H. 1993a — Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics, 12: 629–638.
- ROYDEN L.H. 1993b — The tectonic expression of slab-pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12: 303–325.
- ROYDEN L. & KARNER G. D. 1984 — Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for insufficient topographic load. AAPG Bull., 68: 704–712.
- ROYDEN L. & BURCHFIEL B.C. 1989 — Are systematic variations in thrust belt style related to plate boundary processes? (The Western Alps versus the Carpathians). Tectonics, 8: 51–61.
- SCHLUNEGGER F. & JORDAN T.E. 1997 — Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. Tectonics, 16: 823–840.
- SINCLAIR H.D. 1996 — Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps. Basin Research, 8: 173–182.
- SINCLAIR H.D. 1997a — Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. Geol. Soc. Am. Bull., 109: 324–346.
- SINCLAIR H.D. 1997b — Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of passive margin versus slab breakoff. Geology, 25: 1123–1126.
- SINCLAIR H.D. 1998 — Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps — Reply. Basin Res., 10: 275–278.
- SINCLAIR H.D., COAKLEY B.J., ALLEN P.A. & WATTS A.B. 1991 — Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. Tectonics, 10: 599–620.
- TARAPOANCA M., BERTOTTI G., MATENCO L., DINU C. & CLOETINGH S. 2003 — Architecture of the Focsani Depression: a 13 km deep basin in the Carpathian Bend Zone (Romania). Tectonics, 22: 1–18.
- TURCOTTE D. L. 1979 — Flexure. [In:] Advances in Geophysics, 21: 51–86.
- TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. 1983 — Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons.
- VAN WAGONER J.C. & BERTRAM G.T. (ed.) 1995 — Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits. AAPG Mem., 64.
- VANN I.R., GRAHAM R.H. & HAYWARD A.B. 1986 — The structure of mountain front. Jour. Struct. Geol., 8: 215–227.
- VERGES J., MARZO M & MUNOZ J.A. 2002 — Growth strata in foreland settings. Sedim. Geol., 146: 1–9.
- WASCHBUSCH P.J. & ROYDEN L.H. 1992a — Episodicity in foredeep basins. Geology, 20: 915–918.
- WASCHBUSCH P.J. & ROYDEN L.H. 1992b — Spatial and temporal evolution of foredeep basins: lateral strength variations and inelastic yielding in continental lithosphere. Basin Res., 4: 179–196.
- WDOWIARZ S. 1976 — O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Prz. Geol., 6: 350–357.
- ZOETEMEIJER R., TOMEK C. & CLOETINGH S. 1999 — Flexural expression of European continental lithosphere under the Western Outer Carpathians. Tectonics, 18: 843–861.
- ZWEIGEL J & ZWEIGEL P. 1998 — Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps — Discussion. Basin Res., 10: 271–275.
- ZWEIGEL J, AIGNER T & LUTERBACHER H. 1998 — Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. [In:] Mascle A., Puigdefabregas C., Luterbacher H. & Fernandez M. (ed.), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geol. Soc. Spec. Publ., 134: 299–323.

Praca wpłynęła do redakcji 16.01.2006 r.
Akceptowano do druku 24.02.2006 r.

Polecamy:

