

Analiza tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedimentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych jako wskaźnik aktywności tektonicznej ich obszarów źródłowych

Paweł Poprawa*, Tomasz Malata**, Nestor Oszczytko***, Tadeusz Słomka****, Jan Golonka****, Michał Krobicki****



P. Poprawa



T. Malata



N. Oszczytko



T. Słomka



J. Golonka



M. Krobicki

Tectonic activity of sediment source areas for the Western Outer Carpathian basins — constraints from analysis of sediment deposition rate.
Prz. Geol., 54: 878–887.

S u m m a r y. Analysis of deposition rate were performed for synthetic sections, representing the upper Jurassic to lower Miocene sedimentary fill of the Western Outer Carpathian (WOC) basins. Calculated deposition rates differs in a range of a few orders of magnitude. During Tithonian to Berriasian-early Valanginian tectonic activity of the source areas supplying the Silesian Basin was related to the mechanism of syn-rift extensional elevation and erosion of horsts. General decay of source area activity in Valanginian to Cenomanian time was caused by regional post-rift thermal sag of the WOC. The Barremian to Albian phase of compressional uplift of the source area located north of the WOC lead to increase of deposition rate in some zones of the WOC basin. In Turonian to Paleocene time thick-skinned collision and thrusting took place south and south-west (in the recent coordinates) of the Silesian Basin causing very rapid, diachronous uplift of this zone, referred to as Silesian Ridge, resulting with high deposition rate in the Silesian Basin. At that time supply of sediments to the Magura Basin from south was relatively low, and the Pieniny Klipen Belt was presumably zone of transfer of these sediments. In Eocene the zone of collisional shortening in the WOC system was relocated to the south, causing rapid uplift of the Southern Magura Ridge and intense supply of detritus to the Magura Basin. Thrusting in the Southern Magura Ridge and collisional compression resulted with flexural bending of its broad foreland, being the reason for decrease of activity of both the Silesian Ridge and the source area at the northern rim of the WOC. The Eocene evolution of the Silesian Ridge is interpreted as controlled by both episodic tectonic activity and eustatic sea level changes. Contrasting development of the Southern Magura Ridge and the northern rim of Central Carpathians during Eocene stands for a palaeographic distance between the two domains at that time. During Oligocene and early Miocene a significant increase of deposition rates is observed for the basin in which sediments of the Krosno beds were deposited. This was caused by tectonic uplift of the source at the northern rim of the WOC, as well as the Silesian Ridge and the partly formed Magura nappe. The Miocene molasse of the WOC foredeep basin is characterised by notably higher maximum deposition rates than ones calculated for the flysch deposits of the WOC.

Key words: Western Outer Carpathians, Mesozoic, Cainozoic, sediment source area, deposition rate

Zachodnie Karpaty zewnętrzne (ryc. 1) są fragmentem alpidów europejskich, w którym wypełnienie osadowe mezozoicznych i kenozoicznych basenów sedimentacyjnych jest zaangażowane w struktury orogeniczne (np. Książkiewicz, 1960, 1972; Koszarski, 1985). W (eocenie?) późnym oligocenie–środkowym miocenie osady te zostały odkłute od podłoża, tektonicznie zdeformowane i nasunięte na płytę europejską (np. Żytko, 1977; Oszczytko & Ślęczka, 1985; Cieszkowski i in., 1985; Świerczewska & Tokarski, 1998; Oszczytko, 1999). Powoduje to, że obec-

nie trudno jest ustalić zarówno pierwotną geometrię basenów Karpat zewnętrznych, jak i charakter ich podłoża oraz stref rozdzielających je i zasilających materiałem detrytycznym.

Najczęściej przyjmuje się, że baseny Karpat zewnętrznych powstały na południowym skłonie płyty europejskiej, ściśnionej w wyniku mezozoicznej ekstensji ryftowej (np. Birkenmajer, 1988; Nemčok i in., 2001; Poprawa i in., 2002; Golonka i in., 2003). Baseny te zostały wypełnione w przewadze klastycznymi osadami, w znacznej części fliszowymi, obejmującymi przedział stratygraficzny od tytonu do dolnego miocenu (ryc. 2) — (np. Książkiewicz, 1960; Bieda i in., 1963; Olszewska, 1997; Koszarski, 1985). Źródła dla materiału detrytycznego stanowiły wyniesione obszary położone zarówno w obrębie systemu basenów fliszowych (tzw. *kordyliery*), z których najważniejszą rolę spełniało wyniesienie śląskie, jak i obszary obrzeżające system basenów karpaccich (np. Książkiewicz, 1965; Unrug, 1968; Sikora, 1976; Wieser, 1985; Birkenmajer, 1988; Miśiś & Marschalko, 1988).

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

**Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpaccy, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; tmal@vp.pl

***Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; Nestor@geos.ing.uj.edu.pl

****Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; slomka@geol.agh.edu.pl; krobicki@geol.agh.edu.pl; golonka@geol.agh.edu.pl

Cechą charakterystyczną Karpat zewnętrznych jest to, że elementy związane z obszarami źródłowymi, podobnie jak podłoże basenów, nie uległy odkłuciu i transportowi tektonicznemu wraz z osadowym wypełnieniem basenów, a w efekcie nie są reprezentowane w strukturze orogenu. O ich istnieniu i aktywności tektonicznej świadczą jednak przesłanki facjalne, pomiary kierunków transportu materiału detrytycznego, jak również skład i charakter klastów frakcji zlepieńcowej, bloków czy olistolitów.

Współwystępowanie na niektórych etapach rozwoju Karpat zewnętrznych głębokomorskich basenów sedymentacyjnych, ulegających stosunkowo szybkiej subsydencji oraz gwałtownie wypiętrzanych obszarów źródłowych jest wyraźną przesłanką, wskazującą dużą aktywność tektoniczną systemu. Geneza i charakter tej aktywności pozostaje nadal obiektem kontrowersji. Celem niniejszego artykułu jest określenie, jakie przesłanki dla modelu geotektonicznego Karpat zewnętrznych można uzyskać z analizy tempa depozycji materiału detrytycznego.

Tempo depozycji osadów w basenach Karpat fliszowych dla wybranych stref analizowali dotychczas m.in. Ślęczka (1963), Pescatore & Ślęczka (1984), Kuśmierk (1990, 1995), Nemčok i in. (2001) oraz Kopciowski (2002). Specyfiką prezentowanych w niniejszej pracy badań jest przede wszystkim zastosowanie tego typu analiz do rekonstrukcji procesów tektonicznych w obszarach źródłowych (por. Poprawa i in., 2003, 2006) oraz przeprowadzenie systematycznej, porównawczej analizy dla wszystkich głównych stref w obrębie polskiej części Karpat zewnętrznych. W celu odniesienia otrzymanych wyników do szerszego, regionalnego tła, uzupełniająco analizę tempa depozycji przeprowadzono również dla sąsiednich, genetycznie powiązanych z Karpatami zewnętrznymi basenów.

Metodyka

W przypadku Karpat zewnętrznych analiza zmian tempa depozycji w czasie wymaga zrekonstruowania przedorogenicznych, syntetycznych profili osadowego wypełnienia poszczególnych stref basenów, uwzględniających przede wszystkim miąższości wydzielonych jednostek, ich stratygrafię i litologię (por. Poprawa i in., 2002, 2006). Profile te dobierano w ten sposób, aby były reprezentatywne dla głównych stref w obrębie basenów polskiej części Karpat zewnętrznych, jak również by obejmowały jak najpełniejsze stratygraficznie interwały profili.

Pomimo dużego stopnia deformacji w obrębie orogenu ustalenie pierwotnej miąższości oraz litologii w przypadku większości profili nie stwarza istotnych trudności. W obliczeniach uwzględniono zmiany miąższości poszczególnych kompleksów skalnych w czasie, związane z mechaniczną kompaktacją. Zastosowano w tym celu poprawkę na dekompaktację według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Jak wykazuje przeprowadzona analiza (ryc. 3), różnice między alternatywnymi algorytmami dekompaktacji nie mają większego wpływu na obliczaną wartość tempa depozycji. Niemniej jednak zupełne pominięcie tej poprawki w zauważalny sposób rzutuje na wyniki.

Na stopień mechanicznej kompaktacji osadów Karpat zewnętrznych niewątpliwie miało wpływ pograżenie przez tą część nadkładu, która obecnie jest erozyjnie usunięta, w tym nadkładu tektonicznego. Rozmiary erozji orogenu są trudne do ustalenia, jednakże możliwy zakres błędów w obliczeniach tempa depozycji związany z tym czynnikiem nie jest znaczący, szczególnie dla spągowych partii profili (ryc. 4). Przyjęte rozmiary erozji wpływają zauważalnie na otrzymywane wyniki jedynie w przypadku najwyższej



Ryc. 1. A — lokalizacja obszaru badań. B — mapa geologiczna polskiej części Karpat zewnętrznych (wg Żytko i in., 1989, uproszczona) z zaznaczoną lokalizacją analizowanych, syntetycznych profili. PBCK — paleogenerne basen centralnych Karpat. NP — niecka podhalańska
Fig. 1. A — location of the studied area. B — geological map of the Polish part of Outer Carpathians (after: Żytko et al., 1989, simplified) with location of the analysed synthetic sections. PBCK — Central Carpathian Paleogene Basin. NP — Podhale Trough

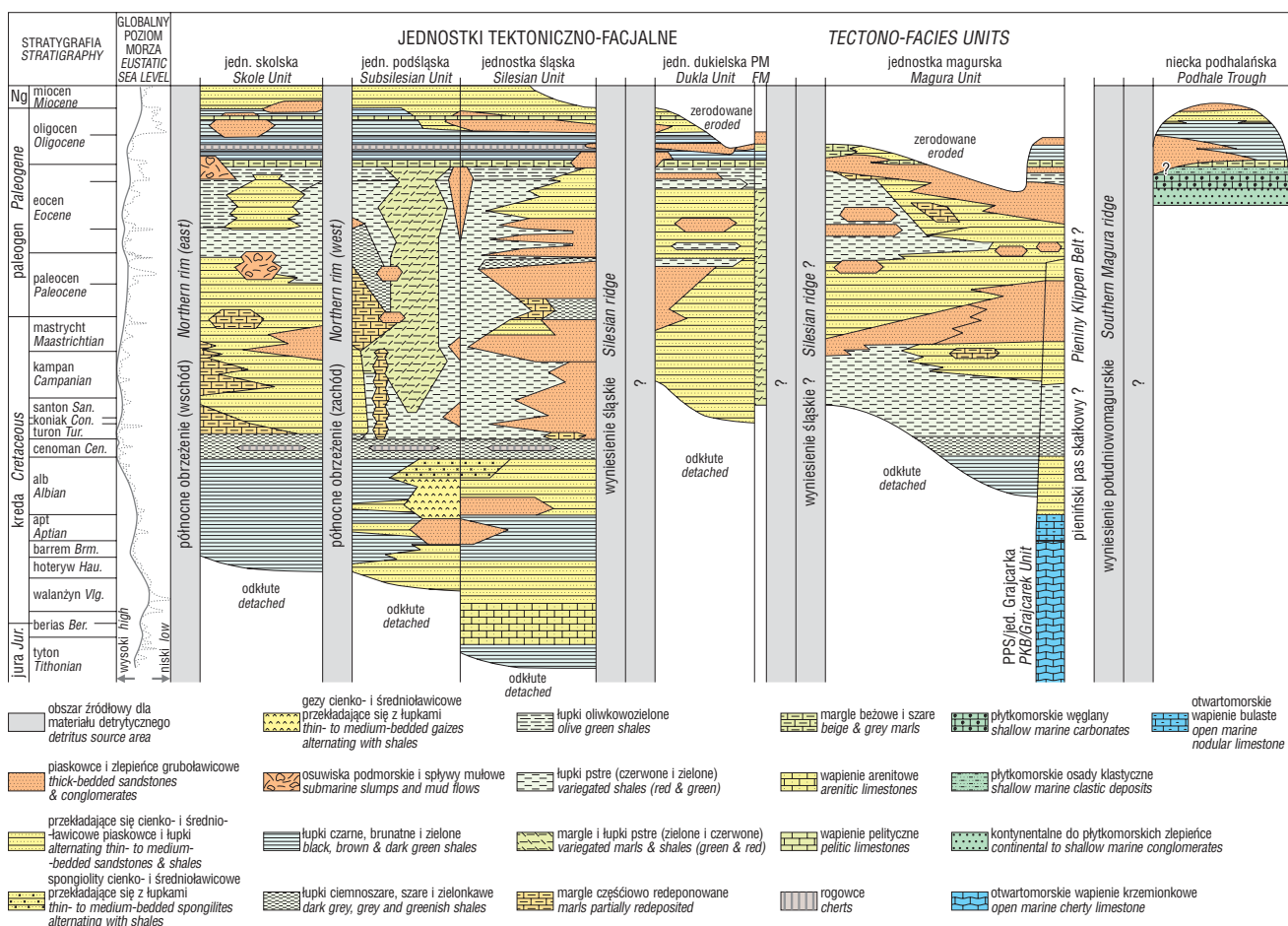
części profili, zwłaszcza warstw krośnieńskich (ryc. 4) oraz wyższej części warstw magurskich.

Podział stratygraficzny utworów fliszu karpackiego jest mało dokładny, szczególnie w odniesieniu do utworów dolnej kredy, senonu i oligocenu (np. Bieda i in., 1963; Van Couvering i in., 1981; Geroch & Nowak, 1984; Olszewska, 1997). Nie rzutuje to jednak znacząco na wyniki przeprowadzonych analiz, gdyż podział rekonstruowanych profili został uproszczony do głównych jednostek litofacjalnych; w efekcie, wyliczone tempo depozycji jest wartością uśrednioną dla przedziałów czasu przez nie reprezentowanych. Pozwala to uniknąć ewentualnych artefaktów, które mogą powstawać przy dzieleniu profilu na zbyt wąskie przedziały czasu geologicznego w profilach o niewystarczającej precyzji stratygraficznej i geochronologicznej. Poszczególnym wydzieleniom stratygraficznym przypisano wieki liczbowe stosując tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996). Zastosowanie innych tabel stratygraficznych nie zmienia w sposób istotny otrzymanych wyników, zwłaszcza dla tych wydzieleni, które obejmują względnie długie przedziały czasu geologicznego, co ilustruje ryc. 5.

Oprócz wymienionych powyżej czynników, wpływających ilościowo na zakres możliwego błędu analizy tempa depozycji, istnieje wiele innych, jakościowych ograniczeń, które należy brać pod uwagę przy interpretacji wyników. Przykładowo, z uwagi na ograniczenia co do szczegółowości podziału stratygraficznego oraz

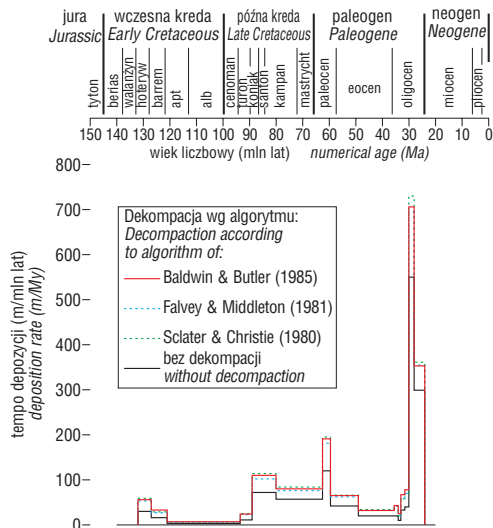
szczegółowości danych geochronologicznych, tempo depozycji jest często uśredniane w obrębie jednostek, zawierających pakiety zarówno o przewadze frakcji ilasto-mułowcowej, jak i o przewadze frakcji piaszczystej. Tempa depozycji takich pakietów różnią się zasadniczo, a ich uśredniona wartość nie jest w pełni reprezentatywna. W basenach fliszowych jest znane zjawisko erozji podmorskiej przez prądy zawiesinowe, czego przykładem mogą być wcięcia fluksoturbidytowych piaskowców ciężkowickich w podścielające je pstre łupki. Powoduje to, że zachowana miąższość osadów podścielających jest mniejsza od pierwotnej, a zatem niższe jest tempo depozycji wyliczane dla takich utworów. Znaczenie dla miąższości zdeponowanych osadów, a zatem również dla odtwarzanego tempa depozycji, ma również pojemność lokalnych depocentrow. Ta sama ilość materiału, osadzona w wąskim depocentrum powoduje ich nagromadzenie o większej miąższości, niż gdyby został on rozproszony po obszernym zbiorniku.

Na tempo dostawy materiału do basenu wpływać może również wiele czynników, modyfikujących procesy erozji w obszarach źródłowych, a nie związanych z ich tektoniczną aktywnością. Są to na przykład zmiany lokalnej bazy erozyjnej spowodowane przez krótko- i długoczasowe, eustatyczne zmiany poziomu morza (ryc. 2). Ponadto ważnym czynnikiem może być wpływ zmian klimatu na proces erozji, czego przykładem są procesy zachodzące na przełomie eocenu i oligocenu (Van Couvering i in., 1981; Leszczyński, 2000). Tempo dostawy materiału do basenu



Ryc. 2. Uproszczony schemat litostratygraficzny basenów sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych (oparty na Leszczyński & Malik, 1996, a także: Książkiewicz, 1962; Koszarski, 1985; Oszczytko, 2004; uzupełniony). PM — jednostka przedmagurska. PPS — pieniński pas skałkowy

Fig. 2. Simplified lithostratigraphic scheme of the Western Outer Carpathian sedimentary basins (based on Leszczyński & Malik, 1996, as well as: Książkiewicz, 1962; Koszarski, 1985; Oszczytko, 2004; supplemented). FM — Fore-Magura unit. PKB — Pieniny Klippen Belt



Ryc. 3. Zależność wyliczanego tempa depozycji od przyjętego algorytmu dekompaktacji dla przykładowego profilu (nr 15). Rycina ilustruje stosunkowo niewielkie różnice między wariantami przyjmującymi poszczególne algorytmy oraz wyraźnie niższe wartości wyliczone bez uwzględnienia poprawki na dekompaktację. **Fig. 3.** Dependence of calculated deposition rate on applied algorithm of decompaction. An example for a section Nr 15. Figure shows lack of considerable difference between results obtained according to alternative decompaction models, however notably lower values are obtained if decompaction is not included in a model

jest również zależne od ewolucji systemu drenażu w obszarze źródłowym.

W przypadku basenów sedymentacyjnych Karpat zewnętrznych zmiany tempa depozycji w czasie są na tyle znaczące, że wymienione powyżej potencjalne źródła błędów obliczeń oraz ewentualne ograniczenia reprezentatywności wyników nie mają zasadniczego wpływu na przedstawioną interpretację. Z kolei w przypadku kredowych i paleoceńskich utworów detrytycznych pienińskiego pasa skałkowego reprezentatywność obliczonych wartości ogranicza stopień ich tektonicznych deformacji, w tym możliwe, znaczące skrócenia tektoniczne profili (Krobicki i in., 2006).

Analiza tempa depozycji — rezultaty

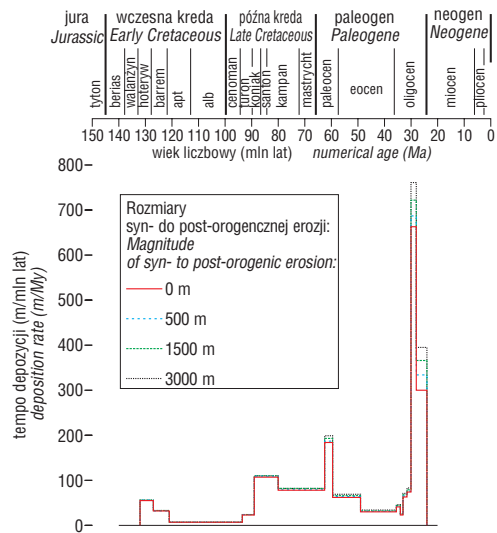
Analizę tempa depozycji przeprowadzono dla 38 syntetycznych profili zestawionych przez autorów pracy, reprezentujących zachodnie Karpaty zewnętrzne, w tym 1 dla jednostki grajczarka, 14 dla jednostki magurskiej, 4 dla jednostki dukielskiej, 13 dla jednostki śląskiej, wliczając strefę przeddukielską, 3 dla jednostki podśląskiej oraz 3 dla jednostki skolskiej (lokalizacja: ryc. 1). Uzupełniająco wykonano analizę dla 18 profili obejmujących detrytyczne utwory kredy i paleocenu pienińskiego pasa skałkowego (Krobicki i in., 2006), 1 profilu ze strefy podhalańskiej paleogeńskiego basenu centralnych Karpat (PBCK) oraz 2 profili z zapadliska przedkarpackiego. Ponadto w interpretacji uwzględniono tempo depozycji dolnokredowego fliszu wschodnich Karpat zewnętrznych. Przyjęto, że w przypadku analizowanych basenów zmiany tempa depozycji są w przeważającej mierze odbiciem tempa wypiętrzania tektonicznego obszarów źródłowych. Inne czynniki, w tym dyskutowane w poprzednim paragrafie, mają mniejsze znaczenie.

Wyróżniono kilka etapów rozwoju zachodnich Karpat zewnętrznych, charakteryzujących się odmienną aktywnością źródeł materiału detrytycznego, które korelują się z zasadniczymi cyklami facjalno-depozycyjnymi (ryc. 2)

(por. np. Książkiewicz, 1962; Koszarski, 1985) oraz etapami tektonicznej subsydencji/wypiętrzania basenów (por. Poprawa i in., 2002, 2006).

Tyton–cenoman. Pierwszy etap rozwoju obejmuje późną jurę (tyton), wczesną kredę oraz cenoman i charakteryzuje się on ogólną tendencją do zmniejszania się tempa depozycji w czasie, przy czym w niektórych strefach tendencja ta jest wyraźnie zaburzona w albie (ryc. 6a, b). Najstarszym rozpoznany osadem zachodnich Karpat zewnętrznych jest w jednostce śląskiej allodapiczny flisz dolnych warstw cieszyńskich, reprezentujący tyton oraz niższą część dolnej kredy (berias–niższy walańzyn) — (ryc. 2). Osady te były deponowane stosunkowo szybko (ok. 165–40 m/mln lat), co można wiązać z synryftowym wypiętrzaniem ekstensyjnych grzbietów i ich szybką erozją. Interpretacja taka jest spójna z wnioskami wynikającymi z analizy subsydencji tektonicznej basenu śląskiego (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002) oraz wykształceniem facjalnym osadów (Słomka i in., 2002). Wysoki poziom oceanu światowego w późnej jurze (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2) pozwala sugerować, że przyspieszona dostawa materiału detrytycznego nie była efektem eustatycznie wywołanego obniżenia bazy erozyjnej.

We wczesnej kredzie, w czasie depozycji górnych łupków cieszyńskich oraz warstw wierzowskich i spaskich (ryc. 2), następowało stopniowe zmniejszanie się tempa depozycji do poniżej 40 m/mln lat, z przewagą wartości w zakresie 20–5 m/mln lat (ryc. 6a, b). Część tego okresu charakteryzowała się niskim poziomem oceanu światowego (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2), zatem osłabienia dostawy materiału detrytycznego nie można tłumaczyć eustatycznie wywołanym zalewaniem obszarów źródłowych. Wobec powyższego przyjęto, że zanikanie aktywności stref źródłowych śródbasenowych oraz bezpośrednio obrzeżających baseny wiązało się z wygasaniem ekstensji i przejściem systemu Karpat zewnętrznych do fazy regionalnej, poryftowej subsydencji termicznej (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002).



Ryc. 4. Zależność wyliczanego tempa depozycji od przyjętych rozmiarów syn- i post-orogenicznej erozji dla przykładowego profilu (nr 15). Rycina ilustruje, iż trudności w określeniu orogenicznego pograżenia analizowanych utworów rzutują głównie na tempo depozycji rekonstruowane dla najwyższej części profilu basenów

Fig. 4. Dependence of calculated deposition rate on assumed magnitude of syn- to post-orogenic erosion. An example for a section Nr 15. Figure shows, that possible uncertainties in designating orogenic burial of the analyzed sediments affects reconstructed deposition rates mainly for the top part of the section

W barremie, apcie i albie, tj. w czasie depozycji piaskowców grodziskich i warstw lgockich (ryc. 2), w zewnętrznej części basenu (strefa śląska i podśląska) lokalnie nastąpił wzrost tempa depozycji do ok. 50–100 m/mln lat (ryc. 6a, b). Jako że zjawisko zachodziło w czasie wzrostu poziomu oceanu światowego (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2), przyjęto że znamionuje ono wznowienie aktywności tektonicznej i wypiętrzania, głównie w strefie zewnętrznego, tj. północnego we współczesnym układzie geograficznym, obrzeżenia basenu.

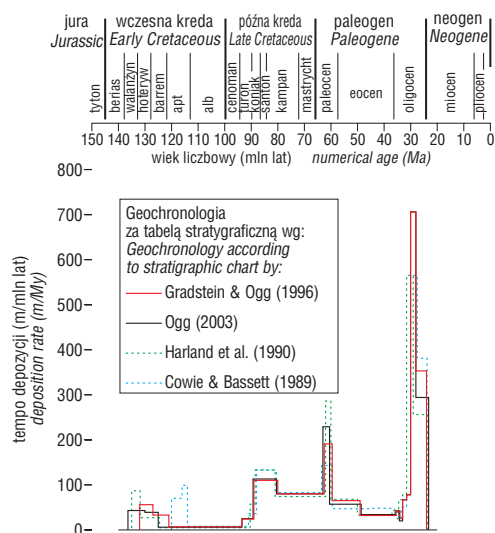
Faza przyspieszonej depozycji w apcie i albie przypada na okres, w którym miała miejsce gwałtowna depozycja fliszowa we wschodnich Karpatach. W strefie Teleajen tempo depozycji dla barremsko-apckiego fliszu Plaieși i Toroclej przewyższało 100 m/mln lat, zaś dla albsko-cenomańskiego fliszu konwolutnego i fliszu Cotumba mieściło się w zakresie wysokich wartości ok. 100–300 m/mln lat. W strefie Ceahlau barremsko-albski flisz Sinnmartin Bodoc oraz flisz Ceahlau cechowały się tempem depozycji od 50 do ponad 150 m/mln lat, podobnie jak flisz Burkut i Bila Tisa w strefie porkuleckiej (wg Żytki, 1999, odpowiednik strefy dukielskiej) i flisz Vovchij–Rakhiv w strefie rachowskiej. Powyższe wartości obliczono na podstawie profili, podanych w pracy Żytki (1999).

Gwałtowna depozycja utworów wyższej części dolnej kredy we wschodnich Karpatach była w przybliżeniu równoczesna z fazą deformacji orogenicznych w środkowych i zewnętrznych Dacydach (Săndulescu, 1988). Ponadto równocześnie w centralnych Karpatach zachodziła kolizja, związana z subdukcją oceanicznej bądź zoceanizowanej skorupy południowopenninjskiej (Mišík & Marschalko, 1988; Săndulescu, 1988; Dercourt i in., 1990). Można zatem przyjąć, że uaktywnienie obszarów źródłowych zachodnich Karpat zewnętrznych było genetycznie powiązane z tymi procesami.

Na tym tle kontrastują profile polskiej części basenów pienińskiego pasa skałkowego, reprezentujące paleogeograficzną strefę położoną na północ od grzbietu Andrusova. Niezależnie od sukcesji i formacji skalnej tempo depozycji apcko-albskich utworów było bardzo niskie i wynosiło dla utworów poszczególnych formacji odpowiednio (Krobicki i in., 2006): od poniżej 1 do 15 m/mln lat dla formacji z Pomiedznika, poniżej 1 m/mln lat dla formacji z Chmielowej, od poniżej 1 do 2 m/mln lat dla formacji z Kapuśnicy oraz ok. 3 m/mln lat dla formacji wronińskiej. Wnosić można z tego, że obszar depozycji utworów pienińskiego pasa skałkowego, którego niektóre strefy jeszcze w barremie były erodowane, stanowił w apcie i albie strefę podmorskiego wyniesienia. Powyższy wniosek nie dotyczy sukcesji kłapskiej, według Mišíka & Marschalko (1988) położonej na północ, zaś według Birkenmajera (1988) na południe od wyniesienia Andrusova. W strefie tej w okresie od późnego albu do cenomanu (wczesnego turonu?) zdeponowane zostało nawet do 600–1000 m głębokomorskich fliszowych turbidytów oraz płytkomorskich piaskowców z Orlové (Birkenmajer, 1988). Ich uśrednione tempo depozycji wynosiło co najmniej 60–100 m/mln lat.

W cenomanie w facjalnie i geometrycznie ujednoczonym basenie Karpat zewnętrznych były deponowane pelagiczne łupki pstre i łupki radiolariowe (ryc. 2), charakteryzujące się bardzo niskim tempem depozycji (ryc. 6a, b). Zanik dostawy materiału detrytycznego z obszarów źródłowych po części wynika z wysokiego poziomu światowego oceanu (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2), po części zaś wiązać się może z kontynuującą się poryftową subsydencją termiczną systemu Karpat zewnętrznych (por. Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002).

Turon–paleocen. Począwszy od turonu rozpoczęła się zasadnicza przebudowa obszarów źródłowych, znamionująca drugi etap rozwoju zachodnich Karpat zewnętrz-

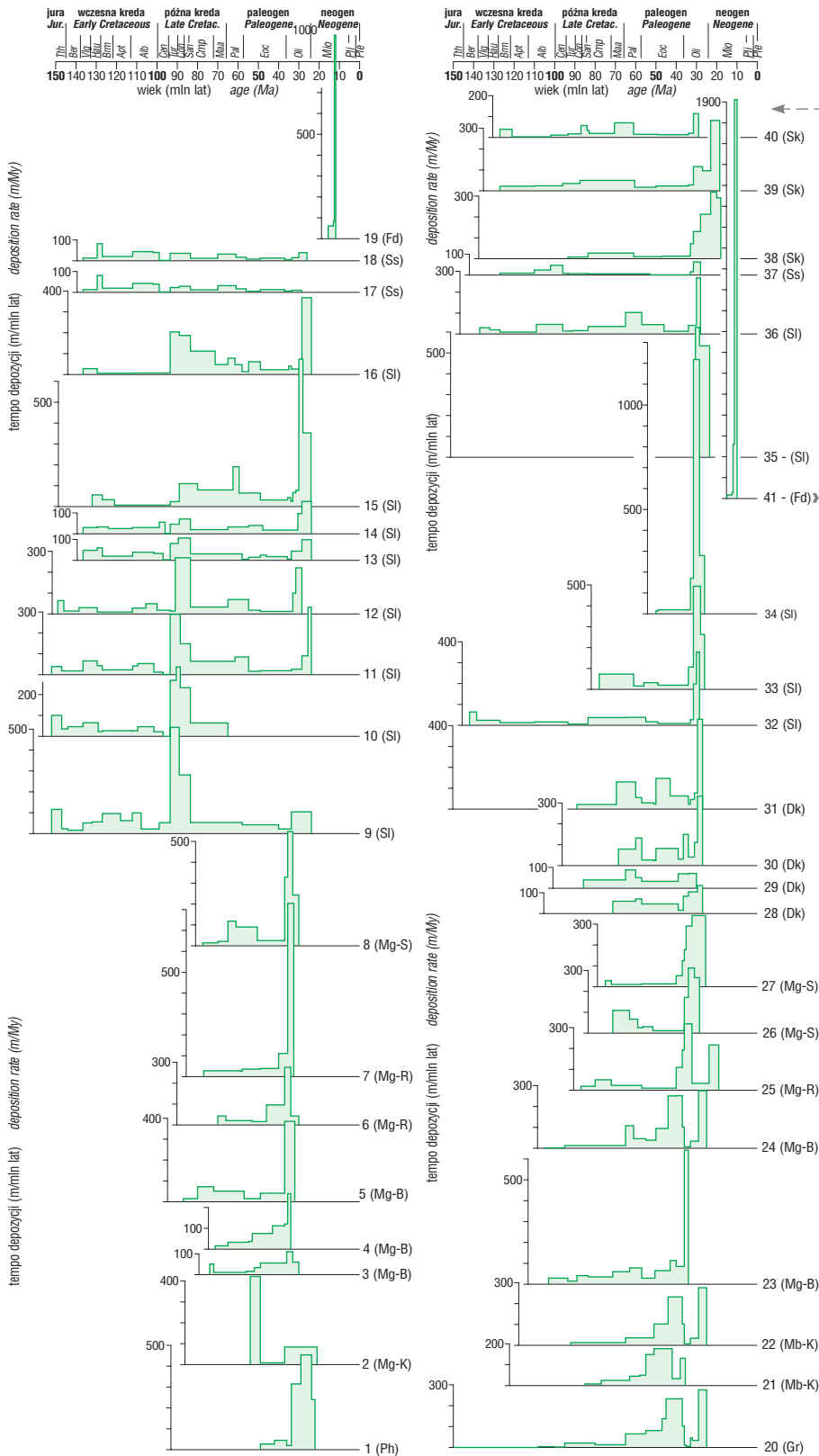


Ryc. 5. Zależność wyliczanego tempa depozycji od danych geochronologicznych, przyjętych dla poszczególnych wydziałów stratygraficznych w obrębie przykładowego profilu (nr 15) w oparciu o alternatywne tabele stratygraficzne. Rycina ilustruje, iż dla wydziałów obejmujących względnie długi przedział czasu geologicznego możliwe błędy przy określaniu ich liczbowego wieku nie mają znaczącego wpływu na uzyskiwane wyniki, natomiast w przypadku wydziałów obejmujących względnie krótki przedział czasu zaś mogą być znaczące

Fig. 5. Dependence of calculated deposition rate on geochronology of stratigraphic unit in the exemplary section (No 15) adopted according to alternative stratigraphic charts. Figure shows that for stratigraphic units being equivalent of relatively long time span the possible uncertainties in adopting numerical ages has no significant impact of obtained results. This is however not valid for stratigraphic units being equivalent of relatively short time span.

nych, kontynuujący się do paleocenu. Charakteryzuje się on wysokim tempem depozycji materiału detrytycznego oraz diachronizmem (por. Unrug, 1968) i osłabieniem tego procesu z zachodu na wschód (ryc. 6a, b). W indywidualizującym się wówczas basenie śląskim były deponowane utwory warstw godulskich i istebniańskich (ryc. 2), zasilane od południa z wyniesienia śląskiego. W zachodniej części basenu, której osady występują dziś w Beskidzie Morawskim i Śląskim, tempo depozycji osiągało bardzo wysokie wartości, maksymalnie wynoszące ok. 500 m/mln lat w turonie oraz 280 m/mln lat w koniak–santonie (ryc. 6a). W tej strefie wyraźnie niższe było kampańskie, mastrychckie i paleoceńskie tempo depozycji, średnio wynoszące ok. 50–70 m/mln lat. Przesuwając się ku wschodowi w basenie śląskim maksymalne, osiągane na tym etapie rozwoju tempo depozycji było coraz niższe, przy czym w poszczególnych profilach było większe w późnym senonie i paleocenie niż w wczesnym senonie (ryc. 6a, b). We wschodniej części jednostki śląskiej w senonie i paleocenie tempo dostawy materiału było ponadto wyższe w jej północnej niż południowej części, zaś maksymalne jego wartości nie przekraczały 200 m/mln lat.

W basenie skolskim, oddzielnym od basenu śląskiego powstałym w turonie wyniesieniem węglowieckim, również zauważalny jest santon–mastrychcki i paleoceński wzrost tempa dostawy materiału detrytycznego w stosunku do wczesnej kredy oraz początku późnej kredy (ryc. 6b). Wartości tempa depozycji warstw ropianieckich (inoceramowych) były jednak zdecydowanie niższe niż warstw istebniańskich w basenie śląskim i sięgały maksymalnie 50–60 m/mln lat. W omawianym okresie basen skolski był zasilany materiałem detrytycznym ze swego północnego obrzeżenia, położonego na zewnątrz systemu basenów fliszowych. W przypadku tego źródła, w przeciwieństwie do



Ryc. 6. Wykresy zmian tempa depozycji osadów w skali czasowej dla poszczególnych, analizowanych profili, zestawione wzdłuż regionalnych przekrojów przez (A) zachodnią oraz (B) wschodnią część zachodnich Karpat zewnętrznych. Lokalizacja profili na ryc. 1. Ph — niecka podhalańska; Gr — jednostka Grajcarka; Mg-K — jednostka magurska, strefa krynicka; Mg-B — jednostka magurska, strefa bystrzycka; Mg-R — jednostka magurska, strefa raczańska; Mg-S — jednostka magurska, strefa Siar; Dk — jednostka dukielska; Sl — jednostka śląska; Ss — jednostka podśląska; Sk — jednostka skolska; Fd — zapadlisko przedkarpackie. Dyskusja w tekście

Fig. 6. Changes of deposition rate with time for the analyzed sections, compiled for the regional transects through (A) western and (B) eastern part of the Western Outer Carpathians. See fig. 1 for location of the profiles. Ph — Podhale Trough; Gr — Grajcarek unit; Mg-K — Magura unit, Krynica zone; Mg-B — Magura unit, Bystrzyca zone; Mg-R — Magura unit, Racza zone; Mg-S — Magura unit, Siary zone; Dk — Dukla unit; Sl — Silesian unit; Ss — Subsilesian unit; Sk — Skole unit; Fd — foredeep of the Outer Carpathians. See text for discussion

wyniesienia śląskiego, znaczenie dla intensyfikacji dostawy materiału teoretycznie mogła mieć, oprócz tektonicznego wypiętrzenia, także zmiana systemu drenażu. W podśląskiej strefie facjalnej tempo depozycji utworów górnej kredy i paleocenu było stosunkowo niskie (ryc. 6a, b) i w większości przypadków mieściło się w zakresie 5–30 m/mln lat, wyjątkowo zaś sięgało 50 m/mln lat.

W dukielskiej strefie facjalnej tempo depozycji utworów koniacko-kampańskich również było stosunkowo niskie i wynosiło ok. 20–40 m/mln lat (ryc. 6b). W czasie depozycji utworów mastrychtu oraz niższego paleocenu, głównie warstw ciśniańskich (ryc. 2), jego wartości wyraźnie wzrosły do ok. 70–130 m/mln lat. Zjawisko wzmagającej się ówczesnie w tej strefie dostawy materiału detrytycznego nawiązuje w pewnym stopniu do zdarzenia obserwowanego we wschodniej części basenu śląskiego (ryc. 6b).

Późnokredowa i paleoceńska aktywność obszarów źródłowych zachodniej części basenu śląskiego nie znajdowała bezpośredniego odzwierciedlenia w położonym dalej na południe basenie magurskim. Tempo depozycji utworów koniacku–santonu było tu względnie niskie, ok. 10–20 m/mln lat, wyjątkowo sięgało 40 m/mln lat (ryc. 6a, b). Podobne tempo depozycji, jak w strefie krynickiej, charakteryzowało strefę Grajcarka, w których to strefach były deponowane łupki pstrze formacji z Malinowej (turon–kampan). W czasie depozycji utworów kampańu–mastrychtu w niektórych strefach nastąpił umiarkowany wzrost dostawy materiału detrytycznego, wyrażający się tempem depozycji mieszczącym się zazwyczaj w zakresie 15–35 m/mln lat, choć w kilku przypadkach, głównie w strefie raczańskiej i siar (np. warstwy z Jaworzynki oraz piaskowce z Mutnego), wyjątkowo się

gającym 50–110 m/mln lat (por. Oszczytko, 2004). W paleocenie następowało dalsze przyspieszenie dostawy materiału do basenu magurskiego, a ówczesne tempo depozycji osiągało wartości od ok. 20 m/mln lat (np. strefa krynicka) do ok. 110 m/mln lat (np. strefa Siar). Nieco wyższe niż w strefie krynickiej było maksymalne paleocenijskie tempo depozycji utworów z jednostki Grajcarka, wynoszące do 60–70 m/mln lat (ryc. 6b). W późnej kredzie i paleocenie w wewnętrznej, krynickiej strefie obserwuje się ogólnie niższe tempo depozycji niż w strefach bystrzyckiej, raczańskiej i siar (ryc. 6a, b).

Tempo depozycji utworów górnej kredy w tych sukcesjach pienińskiego pasa skałkowego, które paleogeograficznie były położone na północ od wyniesienia Andrusova określono jako bardzo niskie i dla większości formacji zawierało się w zakresie od poniżej 1 do 3 m/mln lat (Krobicki i in., 2006). Częściowo poza tym zakresem mieści się jedynie tempo depozycji utworów formacji z Jaworek (1–8 m/mln lat) oraz formacji sromowieckiej (4–18 m/mln lat). Są to zatem wartości niższe niż równoległych osadów występujących w południowej strefie jednostki magurskiej. Natomiast w sukcesji myjawskiej, położonej na południe od wyniesienia Andrusova, obserwuje się wyższe tempo depozycji utworów zasilanych z tego obszaru źródłowego, w okresie od późnego turonu do mastrychtu wynoszące średnio do 20–40 m/mln lat.

Zjawisko gwałtownej erozji w późnej kredzie, zwłaszcza w turonie–wczesnym kampanie, obszarów źródłowych dla zachodniej części basenu śląskiego przypadają na okres wysokiego poziomu światowego oceanu (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2), zatem w tym wypadku tektoniczne wypiętrzanie grzbietu śląskiego było dominującym, jeśli nie wyłącznym czynnikiem jego odsłaniania na erozję. Tendencja do spadku poziomu światowego oceanu zaznaczała się wyraźniej dopiero w późnym kampanie, mastrychcie i paleocenie (Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990; ryc. 2). Wówczas więc eustatyczne obniżenie bazy erozyjnej w obszarze źródłowym mogło, oprócz niewątpliwego wypiętrzania tektonicznego, przyczynić się do wysokiego tempa dostawy materiału detrytycznego do basenów fliszowych. Biorąc pod uwagę tektoniczne wypiętrzanie zewnętrznych stref basenów Karpat zewnętrznych w późnej kredzie (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002), ich inwersję tektoniczną (Nemčok i in., 2001) oraz relacje tektoniczne alpidów do płyty europejskiej na ich przedpolu (np. Ziegler i in., 1995), można przyjąć, że wypiętrzanie obszarów źródłowych Karpat fliszowych wiązało się z procesami kolizyjnego skracania i reżimem kompresyjnym (por. Poprawa i in., 2004).

Późny paleocen–miocen. W późnym paleocenie oraz w eocenie, w stopniowo ujednolicanym facjalnie i geomorfologicznie basenie na przedpolu strefy magurskiej, obejmującym śląską, podśląską i skolską strefę facjalną (ryc. 2), nastąpiło zdecydowane osłabienie dostawy materiału detrytycznego. Eocenijskie tempo depozycji w strefie skolskiej wynosiło ok. 10–30 m/mln, zaś w strefie podśląskiej jedynie 1–10 m/mln lat (ryc. 6a, b). Z kolei w strefie śląskiej przeważały wartości w zakresie 15–40 m/mln, za wyjątkiem kilku profili, w których początkiem eocenu mogło ono sięgać 60–70 m/mln lat.

W przypadku śląskiej strefy facjalnej utrudnieniem w interpretacji wyników jest ich uśrednianie dla kontrastujących typów facjalnych, jak eocenijskie łożowce oraz piaskowców ciężkowickich (ryc. 2) — (por. Dziadzio i in., 2005). Niemniej jednak w eocenie zaznaczało się osłabienie aktywności grzbietu śląskiego. Wprawdzie pochodził z niego materiał piaskowców ciężkowickich, jednak istotny udział w ówczesnej ekspozycji na erozję tego wyniesienia mogły mieć eustatyczne zmiany poziomu morza (por. Janowski, 2000; ryc. 2). Przemawia za tym typ egzotyków, deponowanych wraz z piaskowcami ciężkowickimi.

Występują tam bowiem, oprócz zróżnicowanych skał krystalicznych, płytkomorskie węglany, deponowane w tektonicznie spokojnych środowiskach (np. Bieda, 1968; Leszczyński, 1981; Golonka i in., 2002). Zakres wieku, który obejmują egzotyki, np. wapieni algowych czy wapieni numulitowych świadczy, że ten typ sedimentacji na grzbiecie śląskim powtarzał się w okresach poprzedzających erozję i depozycje poszczególnych ogniw piaskowców ciężkowickich. Okresy erozji i ich depozycji można wiązać z niskimi poziomami oceanu światowego, zaś okresy zalewania grzbietu śląskiego i osadzania się utworów w facjach litotamniowo-numulitowych z wysokimi poziomami światowego oceanu.

W kontraście do powyżej omówionych stref basenu Karpat zewnętrznych, w basenie magurskim zaznaczał się w eocenie systematyczny wzrost dostawy materiału, z tendencją do diachronizmu tego procesu od stref wewnętrznych ku zewnętrznym (ryc. 6a, b). We wczesnym eocenie w strefie krynickiej tempo depozycji materiału dostarczanego z wyniesienia południowomagurskiego mieściło się w szerokim zakresie od 25–420 m/mln lat, z czego wyższe wartości zbliżają się do zakresu późnokredowego tempa depozycji w zachodnim basenie śląskim. Dla strefy bystrzyckiej wczesnoeocenijskie tempo depozycji było znacznie niższe i wynosiło ok. 15–95 m/mln lat, zaś dla stref raczańskiej i siar zaledwie 10–30 m/mln lat. Natomiast w położonym na południe od basenu magurskiego obszarze przyszłego PBCK brak jest osadów tego wieku. Obserwowany wzrost dostawy materiału z wyniesienia południowomagurskiego koreluje się w czasie z wczesnoeocenijskim zanikiem aktywności innego obszaru źródłowego, położonego pomiędzy strefami Karpat zewnętrznych i wewnętrznych, tj. wyniesienia Andrusova (por. Birkenmajer, 1988).

Środkoeocenijskie tempo depozycji dla strefy krynickiej utrzymywało się nadal w zakresie wysokich wartości i wynosiło ok. 65–230 m/mln, podobnie jak dla strefy bystrzyckiej (55–270 m/mln lat) (ryc. 6a, b). W strefach raczańskiej i siar było one niższe niż w strefach wewnętrznych (10–120 m/mln lat), choć w poszczególnych profilach jest widoczny jego wzrost w stosunku do wczesnego eocenu. Gwałtowna dostawa materiału detrytycznego do basenu magurskiego kontynuowała się w późnym eocenie (ryc. 6a, b). Ówczesne tempo depozycji wynosiło: w strefie krynickiej i bystrzyckiej odpowiednio 400–15 m/mln lat i 270–10 m/mln lat z tendencją do zmniejszania się w czasie, zaś w strefie raczańskiej i siar odpowiednio 210–800 m/mln lat i 100–400 m/mln lat z tendencją do wzrostu w czasie.

Wyniesienie południowomagurskie, intensywnie zasilające w eocenie basen magurski, zlokalizowane było pomiędzy Karpatami centralnymi a zewnętrznymi. Rozważano również możliwość utożsamienia tego wyniesienia z Karpatami centralnymi (Oszczytko, 2004). Jednakże koncepcję przyjmującą dostawę materiału detrytycznego do basenu magurskiego z Karpat centralnych ogranicza facjalne wykształcenie eocenijskich utworów PBCK (np. Passendorfer & Roniewicz, 1963), w tym jego północnej części. Wyklucza ono bowiem możliwość spełnienia przez ten obszar roli strefy transferu dla materiału detrytycznego utworów warstw magurskich. Środkowo- i późnoeocenijski PBCK charakteryzowało przy tym względnie niskie tempo depozycji, w strefie podhalańskiej basenu nie przekraczające 20–45 m/mln lat (ryc. 6a).

W materiale dostarczonym w eocenie do basenu magurskiego z południa pojawiają się egzotyki węglanów pochodzących z erozji pienińskiego pasa skałkowego (Oszczytko, 1975; Hoffmann [W:] Oszczytko i in., 1992). Wskazuje to na transfer detrytusów do basenu magurskiego poprzez tektonicznie wypiętrzaną wówczas strefę pienińskiego pasa skałkowego. Za położeniem wyniesienia południowomagurskiego na południe od strefy pienińskiej

przemawia ponadto przypuszczalne występowanie w podłożu utworów jednostki magurskiej w strefie perypieńńskiej oraz lokalnie w południowych Morawach profilu jury i dolnej kredy o wykształceniu zbliżonym do pienińskiego pasa skałkowego (np. Oszczypko, 2004). Zastrzec jednak należy, że przeciw takiej koncepcji świadczą znaczące różnice w składzie egzotyków pochodzących z machstrycko-eoceńskich zlepieńców pročko-jarmuckich pienińskiego pasa skałkowego oraz z eoceńskich zlepieńców strefy krynickiej basenu magurskiego (Oszczypko i in., 2006). W obrębie pienińskiego pasa skałkowego w eocenie, oprócz występowania stref erodowanych oraz stref depozycji warstw jarmucko-pročkih, lokalnie osadzały się głębokowodne margle i łupki pstre (rejon Ujaku i Inovca; por. Książkiewicz, 1972). W basenie myjawskim, paleogeograficznie stanowiącym południową część strefy depozycji utworów pienińskiego pasa skałkowego, występują ponadto dolno- do środkowoeoceńskie zlepice z Sul'ov o miąższościach rzędu 300–700 m (Birkenmajer, 1988), charakteryzujące się tempem depozycji powyżej 20–40 m/mln lat. Tak kontrastujące obocznie wykształcenie topograficzno-batymetryczne pienińskiego pasa skałkowego mogło być efektem oddziaływania procesów tektonicznych, związanych z rozwojem w obszarze wyniesienia południowomagurskiego eoceńskiej strefy kolizyjnego skracania.

W eocenie w dukielskiej strefie facjalnej następował systematyczny wzrost dostawy materiału detrytycznego, podobnie jak w basenie magurskim. W przypadku strefy dukielskiej ówczesne wartości tempa depozycji są jednak niższe i zawierają się w zakresie 25–155 m/mln lat (ryc. 6b).

W oligocenie nastąpiło niewielkie osłabienie dostawy materiału detrytycznego do południowej części basenu magurskiego (strefy krynicka i bystrzycka), niemniej jednak tempo depozycji nadal utrzymywało się w zakresie wysokich wartości, rzędu 35–275 m/mln lat (ryc. 6a, b). Natomiast północna część basenu magurskiego była intensywnie zasilana w oligocenie materiałem z północy, tj. ze źródła utożsamianego z wyniesieniem śląskim. Ówczesne tempo depozycji dla strefy raczańskiej było zróżnicowane w szerokim zakresie od 15 do nawet 800 m/mln lat, zaś w strefie siar wynosiło ono ok. 240–500 m/mln lat (ryc. 6a, b). Intensywna dostawa materiału detrytycznego nastąpiła również w strefie podhalańskiej PBCK, co wyraża tempo depozycji wyliczone dla oligoceńskiego fliszu podhalańskiego, mieszczące się w zakresie 300–450 m/mln lat (ryc. 6a).

Na północ od basenu magurskiego, w ujednocionym basenie, obejmującym uprzednie facjalne strefy skolską, podśląską, śląską i dukielską, rozpoczęła się w oligocenie depozycja osadów kompleksu menilitowo-krośnieńskiego (ryc. 2). We wczesnym oligocenie, w czasie depozycji utworów warstw menilitowych, we wszystkich tych strefach, za wyjątkiem strefy dukielskiej, nastąpiło przyśpieszenie depozycji w stosunku do eocenu (ryc. 6a, b). W całym basenie, gdzie odbywała się depozycja warstw menilitowych, tempo depozycji było zbliżone i zawierało się w zakresie 15–130 m/mln, z przewagą wartości ok. 100 m/mln lat.

Pod koniec wczesnego oligocenu utwory warstw menilitowych zaczęły być diachronicznie zastępowane przez utwory warstw krośnieńskich (ryc. 2), których sedimentacja trwała do wczesnego miocenu — ottnangu lub karpatu. Zmiana ta związana była z gwałtownym wzrostem dostawy materiału detrytycznego do basenu. Najwyższe tempo depozycji stwierdzono dla wschodniej części strefy śląskiej, gdzie wynosiło od 350 do ponad 900 m/mln lat (ryc. 6b). W strefie dukielskiej wynosiło ono 140–430 m/mln lat, w strefie podśląskiej ok. 180 m/mln lat, zaś w strefie skolskiej 215–330 m/mln lat (ryc. 6a, b). W

zachodniej części basenu śląskiego tempo depozycji warstw krośnieńskich wynosiło 80–370 m/mln lat (ryc. 6a). Kierunki transportu osadu i przesłanki facjalne wskazują, że warstwy krośnieńskie zasilane były zarówno od południa, ze źródeł które pozycją w stosunku do basenu odpowiadały uprzedniemu grzbietowi śląskiemu, jak również z północy, z płyty europejskiej (Dzulyński & Ślaczka, 1959; Książkiewicz, 1962). W świetle analizy tempa depozycji oba powyższe typy źródeł ulegały w późnym oligocenie–wczesnym miocenie intensywnemu wypiętrzaniu tektonicznemu.

Omówione tu zmiany tempa dostawy materiału detrytycznego do basenów Karpat zewnętrznych w eocenie, oligocenie i wczesnym miocenie, podobnie jak ówczesną historię ich subsydencji (Poprawa & Malata, 1996; Poprawa i in., 2002) można wytłumaczyć stosując model przyzmy akrecyjnej. Eoceńska konwergencja akomodowana była w strefie położonej na południe od basenu magurskiego, powodując wypiętrzanie obszarów źródłowych (wyniesienia południowomagurskiego) i dostarczanie dużej ilości materiału dla synorogenicznych utworów warstw magurskich. Fleksuralne uginanie płyty na przedpolu strefy kolizji wpływało na ograniczenie aktywności grzbietu śląskiego w eocenie. W oligocenie, wraz z rozszerzaniem się ku północy strefy deformacji kolizyjnych, następowało rozszerzanie się w tym kierunku synorogenicznej depozycji, reprezentowanej wówczas przez utwory warstw krośnieńskich.

Wraz z odkluciem od podłoża osadowego wypełnienia basenów Karpat zewnętrznych oraz ich tektonicznym transportem ku północy formował się basen zapadliska przedkarpackiego, którego niektóre strefy, szczególnie w ukraińskim segmencie Karpat, zostały zaangażowane w struktury orogeniczne. W najogólniejszym, tektonofacjalnym ujęciu osady tego basenu stanowiły kontynuację synkolizyjnej, diachronicznej depozycji utworów warstw magurskich oraz krośnieńskich. Tempo depozycji w basenie zapadliska przedkarpackiego wzrastało w czasie, a jego maksymalne wartości były bardzo wysokie i sięgały do ponad 1000 m/mln lat w zachodniej części basenu (ryc. 6a) oraz do ok. 2000 m/mln lat w jego wschodniej części (ryc. b) — (Oszczypko, 1998).

Wnioski

Od tytonu do beriasu–wczesnego walańzynu, zachodziła względnie szybka depozycja (ok. 165–40 m/mln lat) utworów o charakterze allodapicznego fliszu oraz podmorskich ruchów masowych. Ówczesna aktywność tektoniczna w obszarach źródłowych jest tu tłumaczona synryftowym, ekstensyjnym wypiętrzaniem grzbietów rozdzielających rowy tektoniczne prowadzącym do ich erozji.

Od walańzynu do cenomanu aktywność obszarów źródłowych dla basenów zachodnich Karpat zewnętrznych ogólnie osłabła, co wyraża tendencja do obniżania się tempa depozycji (przeważnie ok. 20–5 m/mln lat). Zjawisko takie wyjaśnić można poryftową, regionalną subsydencją termiczną. Powyższa tendencja została zakłócona w barremie, a w większym stopniu w apcie i albie, kiedy to lokalnie, w zewnętrznej części basenu, tempo depozycji wzrosło do ok. 50–100 m/mln lat. Ówczesne wypiętrzanie tektoniczne północnego obrzeżenia basenów Karpat zewnętrznych stanowi najprawdopodobniej oddźwięk fazy deformacji orogenicznych w środkowych i zewnętrznych Dacydach i/lub subdukcji w strefie pennińskiej. Niskie ówczesne tempo depozycji obliczone dla stref pienińskiego pasa skałkowego położonych na północ od grzbietu Andrusowa (zazwyczaj 1–3 m/mln lat), pozwala sugerować, że apcie i albie stanowiły one strefę podmorskiego wyniesienia.

W okresie od turonu do paleocenu w basenie śląskim tempo depozycji utworów dostarczanych z wyniesienia śląskiego osiągało bardzo wysokie wartości, od ok. 500 m/mln lat w jego zachodniej części do ok. 200 m/mln lat w części wschodniej. Główny impuls dostawy materiału przesunął się w czasie z zachodu na wschód. W późnym senonie również w dukielskiej strefie facjalnej, a także w strefach raczańskiej i siar basenu magurskiego obserwowane jest podwyższenie tempa depozycji (odpowiednio do ok. 70–130 m/mln lat oraz 50–110 m/mln lat) utworów, zasilanych prawdopodobnie z wyniesienia śląskiego. Stwierdzono, że turońsko-paleoceńską aktywność tektoniczną wyniesienia śląskiego wytłumaczyć można przyjmując, że wyniesienie to stanowiło strefę zakorzenionych deformacji kompresyjnych oraz nasunięć.

Wzrost intensywności dostawy materiału w senonie–paleocenie jest obserwowany również w zasilanym przez północne obrzeżenie basenie skolskim (tempo depozycji do ok. 50–60 m/mln lat). Wypiętrzanie tego obszaru źródłowego tłumaczone jest tutaj wpływem synkolinizyjnej kompresji. Czynnikiem ten prawdopodobnie powodował również wypiętrzanie strefy podśląskiej, charakteryzującej się względnie niskim tempem depozycji (zazwyczaj ok. 5–30 m/mln lat).

Dostawa materiału detrytycznego do basenu magurskiego ze strefy wyniesienia południowomagurskiego była w późnej kredzie słaba, a w paleocenie nastąpił jej niewielki wzrost (od ok. 10 m/mln lat do ok. 40 m/mln lat). Basen pienińskiego pasa skałkowego, nie licząc sukcesji myjawskiej położonej na południe od wyniesienia Andrusowa, charakteryzował się bardzo niskim tempem depozycji utworów górnej kredy (zazwyczaj ok. 1 do 3 m/mln lat). W powiązaniu z proksymalnymi facjami piaskowców jar-muckich świadczy to, że mógł on wówczas stanowić strefę transferu osadów z obszaru źródłowego do basenu magurskiego, choć nie znajduje to w pełni potwierdzenia w składzie egzotyków.

W późnym paleocenie–eocenie nastąpiło zdecydowane osłabienie aktywności obszarów źródłowych na przedpolu strefy magurskiej, zarówno wyniesienia śląskiego, jak i północnego obrzeżenia basenów Karpat zewnętrznych. Odzwierciedleniem tego było niskie tempo depozycji w śląskiej, podśląskiej i skolskiej strefie facjalnej (przeważnie 1–40 m/mln, wyjątkowo do 70 m/mln lat). Zjawisko to można wiązać z fleksuralnym uginaniem przedpola strefy kolizji, która na tym etapie położona była na południe od basenu magurskiego. Istotną rolę w ówczesnej ekspozycji na wietrzenie wyniesienia śląskiego, oprócz wygasającej aktywności tektonicznej, mogły mieć eustatyczne zmiany poziomu morza.

W eocenie gwałtownie wzrosła aktywność wyniesienia południowomagurskiego, a tempo depozycji utworów dostarczanych z niego do basenu magurskiego sięgało w strefie krynickiej do ok. 420 m/mln lat. Ówczesne wypiętrzanie tego obszaru źródłowego powodowały najprawdopodobniej deformacje kompresyjne i nasuwczce zlokalizowane w strefie tego wyniesienia. Intensywna dostawa materiału z tego źródła ku północy kontrastuje z wykształceniem facjalnym i niskim tempem depozycji (maksymalnie do 20–45 m/mln lat) utworów środkowego i późnego eocenu strefy podhalańskiej PBCK. Wskazuje to, że Karpaty centralne i wyniesienie południowomagurskie były wówczas wzajemnie oddalone na tyle, że PBCK znajdował się poza zasięgiem materiału erodowanego z powyższego obszaru źródłowego.

W oligocenie wyraźnie wzmożła się dostawa do basenu magurskiego materiału z północy, co odzwierciedla tempo depozycji w strefach raczańskiej i siar sięgające

maksymalnie do ok. 800 m/mln lat. We wczesnym oligocenie, w czasie depozycji utworów warstw menilitowych, w skolskiej, podśląskiej, śląskiej i dukielskiej strefie nastąpił wzrost tempa depozycji w stosunku do późnego eocenu. Diachroniczne wkraczanie utworów facji krośnieńskiej w oligocenie wiązało się z gwałtownym wzrostem tempa depozycji, które w zachodniej części strefy śląskiej sięgało do ok. 370 m/mln lat, zaś w jej wschodniej części nawet do ok. 900 m/mln lat. Stanowi to wyraz późnooligoceno-wczesnomiocenijskiego, intensywnego wypiętrzania tektonicznego grzbietu śląskiego, części formującej się płaszczowiny magurskiej oraz północnego obrzeżenia basenu Karpat zewnętrznych, powodowanego przez przemieszczanie się ku północy zasięgu strefy skracania.

Tempo depozycji miocenijskiej molasy w polskiej części zapadliska przedkarpackiego sięgało nawet do 2000 m/mln lat. Jest to zatem wartość wyraźnie wyższa od najwyższych, spośród stwierdzanych dla osadów fliszowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych.

Za cenne dyskusje w trakcie przygotowywania niniejszej pracy autorzy dziękują Barbarze Olszewskiej i Kazimierzowi Żytko. Prezentowane badania zostały wykonane w ramach działalności statutowej Państwowego Instytutu Geologicznego (temat 6.14.0007.00.0) oraz grantu KBN (6PO4D 040 19). W badaniach wykorzystano program komputerowy BasinMod™ (Platte River Associates, Inc.). Annie Świerczewskiej oraz anonimowemu recenzentowi dziękujemy za konstruktywne uwagi.

Literatura

- BALDWIN B. & BUTLER C.O. 1985 — Compaction curves. AAPG Bull., 69: 622–626.
- BIEDA F. 1968 — Formacja numulityczna w zachodnich Karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 233–274.
- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M. & ŻYTKO K. 1963 — Stratigraphie des Karpates externes polonaises. Biul. Inst. Geol., 181: 5–174.
- BIRKENMAJER K. 1988 — Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. Stud. Geol. Pol., 91: 7–37.
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. Prz. Geol., 33: 313–329.
- COWIE J.W. & BASSETT M.G. 1989 — Global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. International Union of Geological Sciences. Supplement to Episodes, 12.
- DERCOURT J., RICOU L.E., ADAMIA S., CSÁSZÁR G., FUNK H., LEFELD J., RAKÚS M., SÁNDULESCU M., TOLLMANN A. & TCHOUMACHENKO P. 1990 — Anisian to Oligocene palaeogeography of the European margin of Tethys (Geneva to Baku). [W:] Racús M., Dercourt J. & Nairn A.E.M. (red.) — Evolution of the Northern Margin of Tethys. Vol. III. Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Série No. 154: 159–190.
- DZIADZIO P., ENFIELD M.A., WATKINSON M.P. & POREBSKI S.J. 2005 — The Ciężkowice Sandstone: Example of basin floor fan stacking patterns from the main (Upper Paleocene to Eocene) reservoir in the Polish Carpathians. AAPG Memoire, 84: 447–496.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1959 — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28: 206–258.
- FALVEY D.A. & MIDDLETON M.F. 1981 — Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. Oceanologica Acta, SP: 103–114.
- GEROCH S. & NOWAK W. 1984 — Proposal of zonation for the Late Tithonian–Late Eocene based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. 2nd Internat. Symp. on Benthic Foraminifera, Benthos 83, Pau 1983: 225–239.
- GOLONKA J., CIESZKOWSKI M., RAJCHEL J. & ŚLĄCZKA A. 2002 — Paleogeography of the Algae-bearing Jurassic–Paleogene limestones and sandstones in the Polish Outer Carpathians. Geological Carpathica, 53, Special Issue, Proc. XVII Congr. CBGA. Rozszerzony abstract.
- GOLONKA J., KROBICKI M., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. & SŁOMKA T. 2003 — Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). [W:] McCann T. & Sainot A. (red.) — Tracing Tectonic Deformation Using the Sedi-

- mentary Record. Geological Society, London, Special Publications, 208: 138–158.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. *Epi-sodes*, v. 19: nos. 1 & 2.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. [W:] Wil-gus C.K. i in. (red) — Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 71–108.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN A.V., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. & WALTERS R. 1990 — A geological time scale. Cam-bridge University Press, Cambridge.
- JANKOWSKI L. 2000 — Geologia przedpola jednostki magurskiej — nowe dane. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 56: 79–82.
- KOPCIOWSKI R. 2002 — Strefa Siar płaszczowiny magurskiej na S od Gorlic. Praca doktorska, Centr. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., Warszawa, 67 ss.
- KOSZARSKI L. (red.) 1985 — Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. Guide to Exc. 3. Carpatho-Balkan Geologi-cal Association, XIII Congress, Kraków, pp. 1–254.
- KROBICKI M., POPRAWA P. & GOŁONKA J. 2006 — Wczesnoju-rajsko-późnokredowa ewolucja pienińskiego pasa skałkowego w świe-tle analizy subsydencji tektonicznej. [W:] Oszczytko N., Uchman A., Malata E. (red.) — Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zew-nętrzných i pienińskiego pasa skałkowego. Inst. Nauk Geol. Uniw. Jagiell., Kraków, pp. 165–178.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1960 — Zarys paleogeografii polskich Karpat fli-zowych. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 209–249.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (red.) 1962 — Atlas geologiczny Polski — Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1: 600000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych. Inst. Geol. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1965 — Les Cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, Paris.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tekto-nika, cz. 3. Karpaty. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 228.
- KUŚMIEREK J. 1990 — Zarys geodynamiki Centralnokarpackiego Basenu Naftowego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krako-wie*, 1–135.
- KUŚMIEREK J. (red.) 1995 — Ewolucja a ropogazoność Karpat polskich. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*: 1–138.
- LESZCZYŃSKI S. 1981 — Piaszkowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51: 435–502.
- LESZCZYŃSKI S. 2000 — Influence of regional factors on the Late Eocene — Early Oligocene palaeogeography of the Northern Carpa-thians. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 178–181.
- LESZCZYŃSKI S. & MALIK K. 1996 — Skały wapienne i wapniste we fliszu polskich Karpat Zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 44: 151–158.
- MIŠIK M. & MARSCHALKO R. 1988 — Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. *Mém. Soc. Géol. France, Nouv. sér.*, 154: 95–114.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., OSZCZYPKO N., SERCOMBE W.J., CIESZKOWSKI M., PAUL Z., COWARD M.P. & ŚLĄCZKA A. 2001 — Reconstruction of Cretace-ous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balan-cing. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 39–64.
- OGG G. 2003 — International Stratigraphic Chart. International Com-mission on Stratigraphy, International Union of Geological Sciences.
- OLSZEWSKA B. 1997 — Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geochistory. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 67: 325–337.
- OSZCZYPKO N. 1975 — Exotic rocks in the Paleogene of the Magura Nappe between the Dunajec and Poprad rivers (Carpathians, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 45: 403–431.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep — devel-opment of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49: 415–431.
- OSZCZYPKO N. 1999 — From remnant oceanic basin to collision-re-lated foreland basin — a tentative history of the Outer Western Carpa-thians. *Geol. Carpath.*, 50: 161–163.
- OSZCZYPKO N. 2004 — The structural position and tectonosedimen-tary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52: 780–791.
- 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., WĘCŁAWIK S., UCHMAN A. & HOFFMANN M. 1992 — Stratygrafia i sedimentologia formacji zarzeckiej. *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki*: 115–120.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M. & SALATA D. 2006 — Egzotyki strefy krynickiej (płaszczowina magurska) i ich znaczenie paleogeograficzne. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 32: 21–45.
- PASSENDORFER E. & RONIEWICZ P. 1963 — Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskie w eocenie. *Acta Geol. Pol.*, 13: 1–13.
- PESCATORE T. & ŚLĄCZKA A. 1984 — Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106: 49–70.
- POPRAWA P. & MALATA T. 1996 — Pre-orogenic Evolution of the Polish Part of Outer Carpathians—Quantitative Subsidence and Uplift Analysis. *Mitteilungen der Gesellschaft und Bergbaustudenten in Osterreich*, 41: 129. Abstrakt.
- POPRAWA P., MALATA T., OSZCZYPKO N. 2002 — Ewolucja tek-toniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat zew-nętrzných w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50: 1092–1108.
- POPRAWA P., MALATA T., OSZCZYPKO N., SŁOMKA T., GOŁONKA J. & PASZKOWSKI M. 2003 — Tectonic activity of the Western Outer Carpathian's source areas as recorded by sediment depo-sition rate and assemblages of "exotic" pebbles. The IV St. Muller Con. of the EGU. Abstract Book, pp. 98–99.
- POPRAWA P., MALATA T., PÉCSKAY Z., BANAŚ M., SKULICH J., PASZKOWSKI M. & KUSIAK M. 2004 — Geochronology of crystal-line basement of the Western Outer Carpathians' sediment source areas — preliminary data. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 24: 329–332.
- POPRAWA P., MALATA T., OSZCZYPKO N., SŁOMKA T. & GOŁONKA J. 2006 — Analiza subsydencji tektonicznej oraz tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedimentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych. [W:] Oszczytko N., Uchman A., Malata E. (red.) — Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zew-nętrzných i pienińskiego pasa skałkowego. Inst. Nauk Geol. Uniw. Jagiell., Kraków: 179–199.
- ROSS C.A. & ROSS J.R.P. 1990 — The Paleozoic sea-level curve. [W:] W.B. Harland, A.V. Cox, A.V. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith & R. Walters, A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- SĂNDULESCU M. 1988 — Cenozoic tectonics history of the Carpa-thians. [W:] Royden L.H. & Horwath F. (red.) — The Pannonian Basin: a study in basin evolution. *AAPG Memoir*, 45: 17–26.
- SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F. 1980 — Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geoph. Res.*, 85: 3711–3739.
- SIKORA W. 1976 — Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoni-ki płyt litosfery. *Prz. Geol.*, 6: 336–349.
- SŁOMKA T., GOŁONKA J., KROBICKI M. & MATYSZKIEWICZ J. 2002 — Upper-most Jurassic syn-rift tectonic activity in the Silesian basin (Outer Carpathians; northern margin of the Tethyan Ocean). 6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello. Abstracts, pp. 177–178.
- ŚLĄCZKA A. 1963 — Spostrzeżenia nad sedimentacją warstw hiero-glifowych i pstrych łupków w SE części jednostki dukielskiej (polskie Karpaty wschodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 93–110.
- ŚWIERCZEWSKA A. & TOKARSKI A.K. 1998 — Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, 297: 73–90.
- UNRUG R. 1968 — Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaszkowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 81–164.
- VAN COUVERING J.A., AUBRY M-P., BERGGREN W.A., BUJAK C.W., NAESER C.W. & WIESER T. 1981 — The Terminal Eocene Event and the Polish connection. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36: 321–362.
- WIESER T. 1985 — Some remarks on sedimentation, composition and provenance of exotics-bearing conglomerates in the Western Polish Carpathians flysch formations. [W:] Wieser T. (red.) — Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to Exc. 1, Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow. Geological Institute, pp. 57–68.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J-D. 1995 — Dyna-mics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.
- ŻYTKO K. 1977 — Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 21: 938–940.
- ŻYTKO K. 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Kar-pat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 135–164.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIĄS M., MENČIK E., STRÁNIK Z. 1989 — Map of the Tectonic Elements of the Western Outer Carpa-thians and their Foreland. [W:] Poprawa D & Nemčok J. (red.) — Geo-logical Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. PIG Warszawa/GUDŠ Bratislava/UUG Praha.

Praca wpłynęła do redakcji 05.09.2005 r.

Akceptowano do druku 22.09.2006 r.