

## Ewolucja strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem)

Paweł Henryk Karnkowski\*,\*\*, Wojciech Ozimkowski\*

*W miocenie, na obszarze obecnie wschodniej części polskiego zapadliska przedkarpackiego, istniał basen sedymentacyjny utworzony wskutek obciążenia nasuwających się Karpat. Zanim to nastąpiło, obszar przedgórze był intensywnie erodowany. Paleogeńska morfologia była bardzo urozmaicona i miała istotny wpływ na sedymentację późniejszych sekwencji mioceńskich. Dotychczas nie powstała jakościowa mapa paleomorfologiczna okresu przedmioceńskiego na omawianym terenie. Obecnie taka rekonstrukcja wydaje się możliwa. Wykorzystując procedurę palinspastyczną obecny strop podłoża miocenu podniesiono o przybliżoną wartość pograżenia spowodowanego nasuwającymi się Karpatami. Otrzymana w ten sposób powierzchnia obrazuje późnopaleogeńską morfologię. Maksymalne zróżnicowanie wysokości przekracza 2000 m, a głębokość dolin osiąga 1000 m. Takie zróżnicowanie morfologii podłoża miało niewątpliwie wpływ na architekturę osadów powoli wypełniających przestrzeń akomodacyjną ograniczoną przez ramy basenu mioceńskiego: od północy — przez wał metakarpacki i od południa — przez Karpaty.*

**Słowa kluczowe:** analiza basenów sedymentacyjnych, trzeciorzęd, zapadlisko przedkarpackie

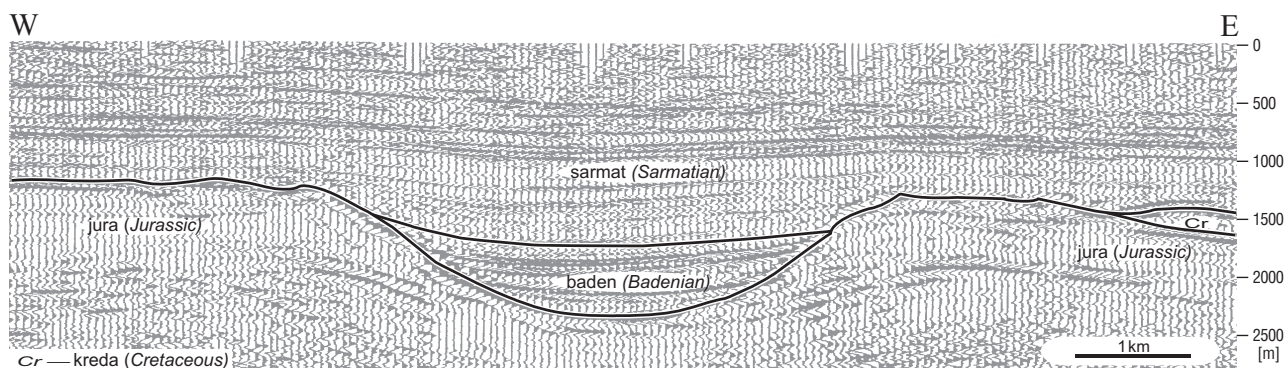
Paweł H. Karnkowski & Wojciech Ozimkowski — **Structural evolution of the pre-Miocene basement in the Carpathian Foredeep (Kraków–Przemyśl region, SE Poland).** Prz. Geol., 49: 431–436.

*Summary.* During Miocene time the area of the present Eastern Polish Carpathians Foreland was occupied by a sedimentary basin formed as a result of loading caused by the overthrusting Carpathians. Prior to this episode, the area had intensively been eroded. The Palaeogene morphology was sharp and diversified strongly affecting sedimentation of Miocene sequences. Until now, a quantitative pre-Miocene palaeomorphology map of the study area has not been produced. Reconstruction of palaeomorphology for the Polish Carpathians Foreland seems to be possible now. Using a palinspastic procedure, the present top of pre-Miocene surface was uplifted by a burial value caused by the overthrusting Carpathians. The surface obtained from this operation represented a pre-Miocene relief in the late Palaeogene. The maximum height differentiation exceeded 2000 m, and depth of valleys reached 1000 m. This morphologic diversity had to influence the architecture of sediments slowly infilling an accommodation space constrained by margins of the Miocene Basin, i.e. the Meta-Carpathian Swell to the north and the Carpathians to the south.

**Key words:** basin analysis, Tertiary, Carpathian Foredeep

Początek tworzenia się basenu sedymentacyjnego jest poprzedzony zazwyczaj etapem erozji podłoża przyszłego obszaru stabilnej depozycji. Znajomość rzeźby tego podłoża oraz obszarów otaczających basen sedymentacyjny ma istotne znaczenie przy odtwarzaniu warunków sedymentacji w zbiorniku osadowym. Na dzisiejszym obszarze przedgórze Karpat polskich w miocenie istniał basen sedymentacyjny, który powstał wskutek obciążenia masą nasuwających się Karpat. Nim jednak doszło do utworzenia się tego basenu wspomniany obszar był intensywnie erodowany. Rzeźba paleogeńska była znacznie urozmaicona, o czym świadczą przeszło tysięczmetrowej głębokości wcięcia paleodolinne (ryc. 1). Musiało to mieć niewątpliwie wpływ na późniejszą sedymentację utworów mioceńskich,

co można bezpośrednio obserwować i badać na Wyżynie Krakowskiej i Miechowskiej, aż po południowe stoki Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyznę. Jako pierwszy zasygnalizował to Michalski (1884), a zagadnieniem tym później zajmowali się m.in. Dżułyński (1953); Gradziński (1962); Bogacz (1967); Radwański (1968). Problem ten był również opracowywany w głębszej części basenu mioceńskiego w związku z poszukiwaniami złóż węglowodorów, czego wyrazem są m.in. publikacje: Karnkowski & Łapinkiewicz (1965), Ney (1968), Karnkowski & Ołtuszyk (1968), Jawor (1970, 1983a), Oszczytko & Tomasz (1976), Karnkowski (1978), Zubrzycki (1986), Połtowiec (1991a, b, 1993), Moryc (1995). W ostatnich kilku latach pojawiło się również kilka nowych opracowań: Krzywiec (1994,

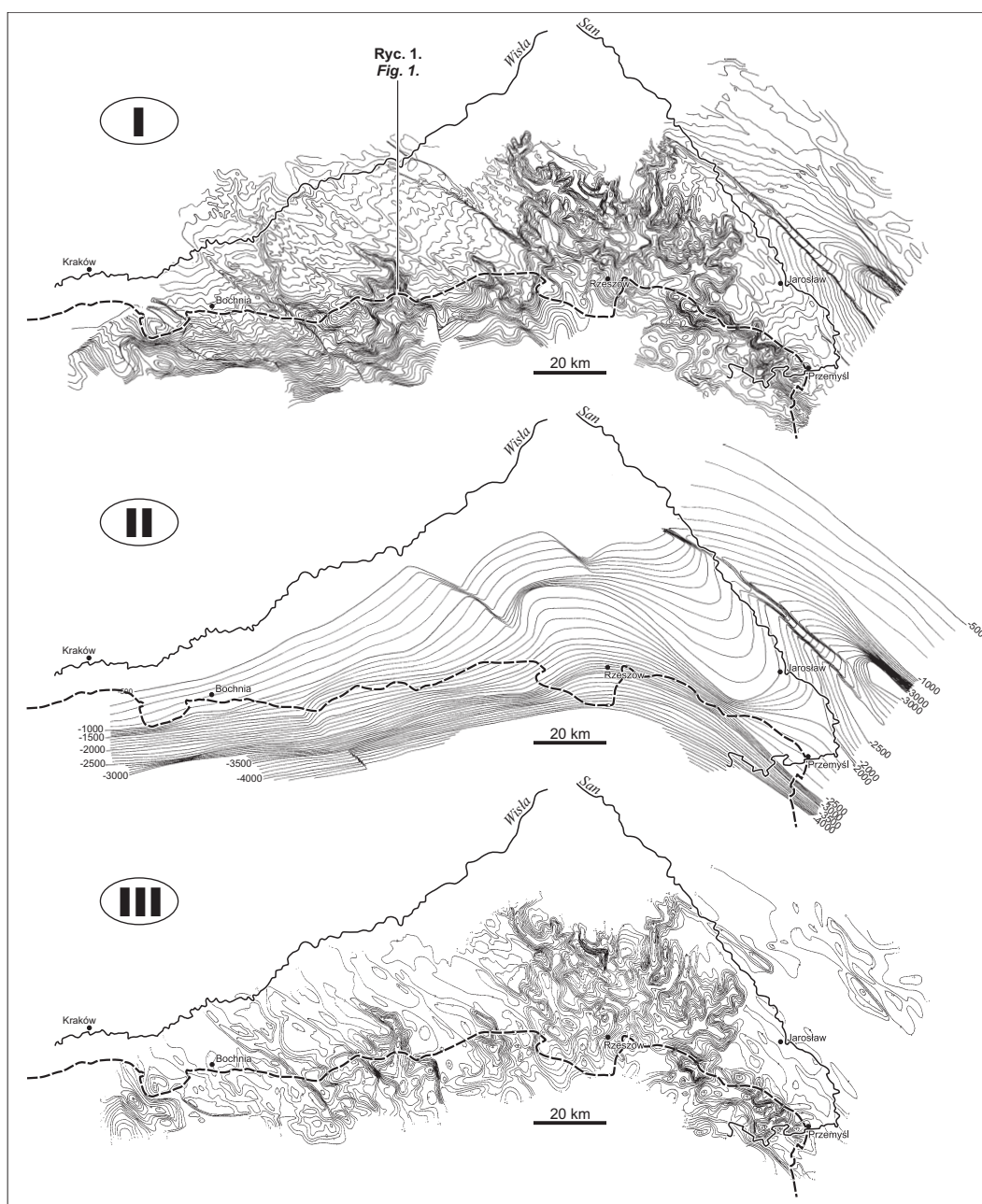


**Ryc. 1.** Przekrój sejsmiczny w rejonie Pogórskiej Woli (lokalizacja przekroju na ryc. 2.I)

**Fig. 1.** Seismic cross-section in the Pogórska Wola region (location of section in Fig. 2.I)

\*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

\*\*PGNiG S.A. w Warszawie, Oddz. BG GEONAF TA, 03-301 Warszawa, ul. Jagiellońska 76,



**Ryc. 2.** Obecna i wczesnomiocenska rzeźba podłoża zapadliska przedkarpackiego. I — obecna rzeźba podłoża podmiocenińskiego w badanym obszarze (na podstawie sejsmiki i danych wiertniczych, według mapy (Nowotarski & Gara, 1994), II — koncepcyjna mapa pograżenia zapadliska przedkarpackiego, III — mapa paleomorfolologiczna podłoża podmiocenińskiego w początkowej fazie sedymentacji w zapadlisku (rezultat rekonstrukcji palinospastycznej; ryc. 2.I odjąć ryc. 2.II = ryc. 2.III); stosunki wysokościowe przedstawionej tu rzeźby terenu są pokazane na ryc. 3B

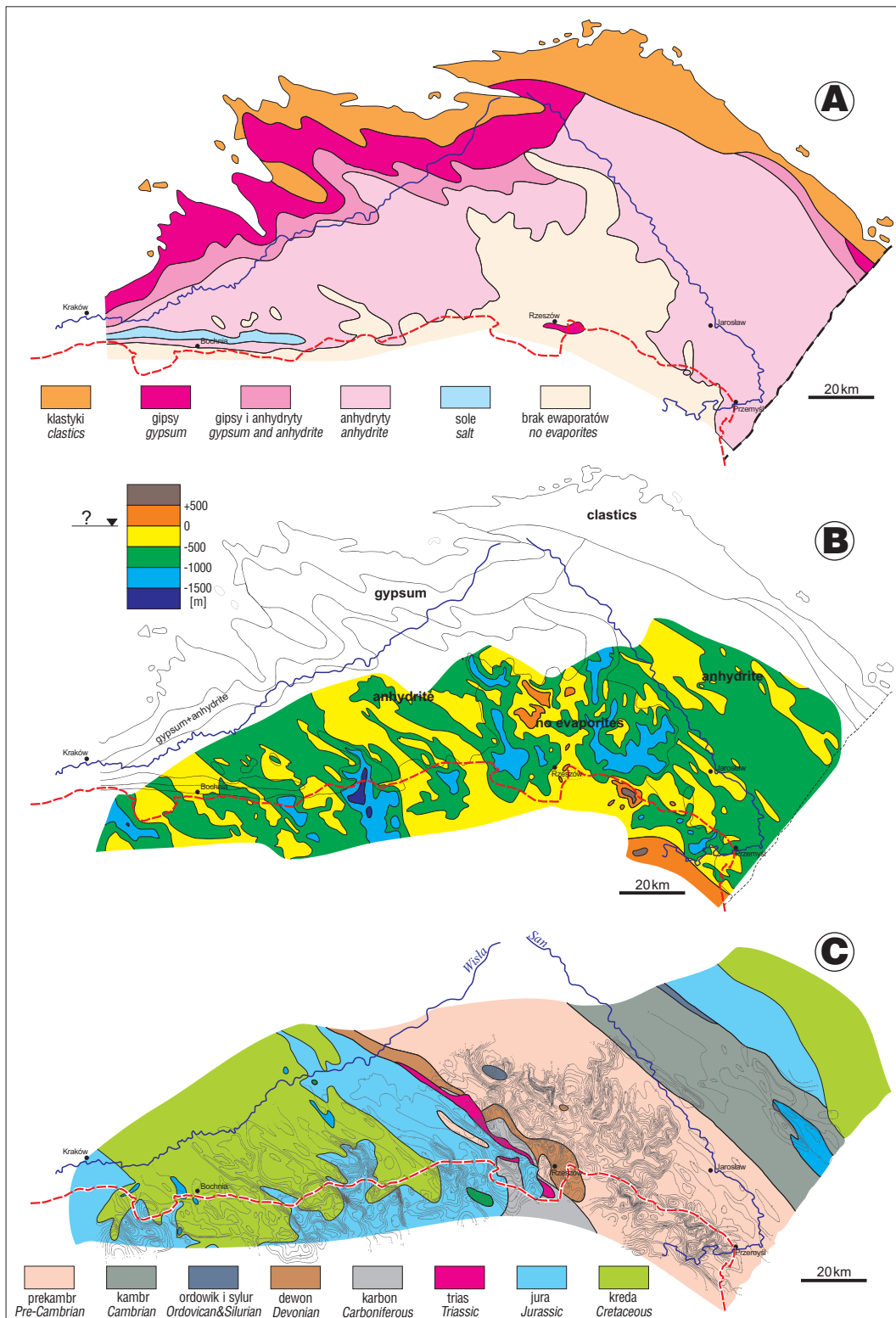
**Fig. 2.** Present and early Miocene relief of the Carpathian Foredeep. I — depth map of the pre-Miocene basement in the study area (based on seismic and borehole data, acc. to the map Nowotarski & Gara, 1994), II — conceptual map of subsidence of the Carpathian Foredeep, III — palaeomorphological map of the pre-Miocene basement at the beginning of foredeep sedimentation (result of palinospastic reconstruction: Fig. 2.I minus Fig. 2.II = Fig. 2.III); altitude relationships of relief are shown in Fig. 3B

1997), Krzywica & Pietsch (1994, 1996), Porębski & Oszczytko (1999), Porębski (1999), Dziadzio (2000), poświęconych głównie odtwarzaniu historii tego basenu sedymentacyjnego na podstawie interpretacji danych sejsmicznych i sedymentologicznych, oraz prace Oszczytki (1996, 1997) badające przyczynę subsydencji tektonicznej w tym basenie, którą było obciążenie przedpola masą nasuwających się Karpat. Swoją rolę w składowej subsydencji całkowitej odegrało, jak w każdym basenie sedymentacyjnym, również obciążenie wywołane masą osadów wypełniających basen mioceniński.

Wnioski sedymentologiczne odnośnie kierunków transportu materiału klastycznego w miocenijskim basenie

przedkarpackim prezentowane w pracach Krzywicy (1994) i Krzywicy & Pietsch (1994, 1996) wywołały polemikę ze strony Połtowicza (1997), który na podstawie przede wszystkim bezpośrednich obserwacji rdzeni wiertniczych, badań petrograficznych, sedymentologicznych i paleontologicznych stara się zakwestionować wyniki oparte wyłącznie na interpretacji danych sejsmicznych. Istnienie tak znacznych kontrowersji, w wiele lat po rozpoczęciu badań tego basenu sedymentacyjnego, sugeruje celowość podjęcia działań zmierzających do wyjaśnienia spornych kwestii.

Odtworzenie paleomorfolologii przedmiocenijskiej na obszarze pomiędzy Górami Świętokrzyskimi a Karpatami



**Ryc. 3.** Wczesny etap sedymentacji w zapadlisku przedkarpackim. A — facje epizodu ewaporatowego (górny baden), B — główne facje epizodu ewaporatowego na tle stosunków wysokościowych podłoża basenu mioceńskiego (umownie przyjęto prawdopodobny poziom ówczesnego morza), C — mapa geologiczna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego na tle mapy paleomorfologicznej wczesnego mioceenu

**Fig. 3.** Early sedimentary stage in the Carpathian Foredeep. A — facies pattern of the evaporitic series (Upper Badenian), B — facies pattern of the evaporitic series versus the early-Miocene basement relief (probable sea level is assumed arbitrarily), C — geological map of the Miocene Carpathian Foredeep versus the early-Miocene palaeomorphological map

(a nawet w brzeżnej strefie podkarpackiej) wydaje się być możliwe dzięki istnieniu tutaj dużej ilości wierceń (ok. 300, które osiągnęły podłożę mioceenu i ok. 1000, które dokumentują utwory mioceenu) oraz gęstej sieci profili sejs-

smicznych, na podstawie których powstała m.in. mapa obecnej powierzchni strukturalnej podłoża podmioceńskiego (Nowotarski & Gara, 1994).



Większość dotychczas przeprowadzonych rozważań paleogeograficzno-sedymentologicznych wskazywała na znaczenie rzeźby podłoża w procesie sedimentacji osadów mioceńskich w zapadlisku przedkarpackim. Dotąd jednak nie udało się ustalić w sposób ilościowy wczesnotrzeciorzędowej paleomorfologii podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego. Jak dotąd, na świecie rzadko udaje się sporządzić ilościowe mapy paleomorfologiczne. Na zagadnienie znaczenia paleomorfologii w rozwoju całego zapadliska przedkarpackiego, ale również i innych basenów przedgórskich zwraca szczególną uwagę Picha (1996).

Przedmiotem badań jest część perytetydzkiego basenu mioceńskiego zlokalizowana na obszarze pomiędzy Krakowem a Przemyślem. Odtworzenie historii tego basenu, a w szczególności jej najstarszego, paleogeńskiego etapu jest podstawowym elementem przyjętej strategii działania. Aby jednak móc to zrealizować trzeba spróbować odtworzyć etapy wczesnotrzeciorzędowej historii tego obszaru i wykryć elementy przewodnie (główne), czyli takie, których rozwój determinował w dłuższych odcinkach czasu warunki sedymentacji i/lub erozji poszczególnych bloków podłoża. Odtworzenie rzeźby paleogeńskiej polegało przede wszystkim na zastosowaniu procedury palinspastycznej, polegającej na „podniesieniu” podłoża przedmioceńskiego o wartość pogrążenia wskutek obciążenia masą nasuwających się Karpat oraz masą osadów wypełniających basen sedymentacyjny.

Podstawą całej procedury była mapa strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (Nowotarski & Gara, 1994), z której wyodrębniono tylko rysunek poziomicowy obecnej powierzchni strukturalnej. Przedstawione izobaty zawierają się w przedziale głębokości od -500 do -4500 m p.p.m. (ryc. 2.I). Analizując tę mapę łatwo dostrzec duże zróżnicowanie hipsometryczne w rejonie na północ od Rzeszowa oraz w brzeźnej strefie nasunięcia karpackiego. Następnym etapem było przygotowanie „konceptualnej” mapy pogrążenia podłoża przedmioceńskiego. Aby taka mapa skonstruować przyjęto założenie, że pierwotna powierzchnia przedmioceńska stanowiła penepłenę, która została rozcięta szeregiem dolin. Z paleomorfologicznego punktu widzenia jest to założenie poprawne, gdyż warstwy geologiczne na tym obszarze zalegają prawie poziomo i naturalnym procesem niszczenia penepłeny jest jej rozcinanie głębokimi dolinami, którymi zerodowany materiał wynoszony jest z wodami rzek. Konstruując więc konceptualną mapę wartości regionalnego pogrążenia zapadliska przedkarpackiego na poziomicach mapy strukturalnej położono jakby negatyw — całkowicie i celowo zaniebując rysunek szczegółów podłoża (ryc. 2.II). Nie powstała w ten sposób oczywiście mapa całkowitej subsydencji — bo ta była większa, o czym świadczą wyniki badań nad stopniem kompaktacji osadów mioceńskich w zapadlisku (Poprawa & Krzywicz, 2000; Poprawa i in., 2000), choć jest ona do niej znacznie zbliżona. Tak skonstruowana „mapa konceptualna” miała przede wszystkim posłużyć do odtworzenia rzeźby paleogeńskiej, czyli podniesienia obecnej powierzchni strukturalnej podłoża zapadliska przedkarpackiego do układu wczesno-trzeciorzędowej penepłeny porożcinanej głębokimi dolinami. Rekonstrukcja ta została wykonana przy zastosowaniu metodyki superpozycji, gdzie od wartości na mapie strukturalnej odjęto wartości z „konceptualnej mapy pogrążenia”. Efektem takiego zabiegu jest mapa prezentowana na ryc. 2.III, gdzie pokazano przede wszystkim rysunek poziomicowy w cięciu co 100 m. Ze względu na wielkość ilustracji nie można było zamieścić opisu hipsometrycznego: uproszczona (w cięciu co 500 m) morfologia tej mapy prezentowana jest na ryc. 3B.

Otrzymany w wyniku powyższej procedury obraz hipsometryczny konceptualnej powierzchni późnopalaeo-

ńskiej na obszarze przedgórz Karpat, potwierdza znane wnioski o znaczącym zróżnicowaniu hipsometrycznym powierzchni podmioceńskiej, jednak tutaj można to próbować ująć już w kategoriach ilościowych. Regionem o największych różnicach wysokościowych jest obszar tzw. wyspy rzeszowskiej, gdzie deniwelacje dochodzą do 2000 m. Każda mapa hipsometryczna, aby mogła być czytana, musi mieć opis wysokościowy odniesiony względem jakiegoś umownego poziomu. Najpowszechniej stosowanym poziomem odniesienia dla map współczesnych jest obecny poziom mórz i oceanów, który przyjmuje się za wartość zerową. Do czytania map z takim układem odniesienia jesteśmy wszyscy przyzwyczajeni i jest on dla nas jednoznaczny. W przypadku mapy rzeźby późnopalaeońskiej użyto jako wskaźnikowego poziomu odniesienia zarysu linii brzegowej z czasu badeńskiego epizodu ewaporatowego. Poziom gipsowo-anhydrytowy w przyspagowej części osadów mioceńskich wypełniających zapadlisko przedkarpackie jest najbardziej charakterystycznym zapisem litologicznym (w tym również sejsmicznym) w całym obrębie sekwencji molasowej. Znikoma miąższość osadów podewaporatowych predysponuje poziom gipsów do pełnienia funkcji reperu w ustaleniu zasięgu brzegu ówczesnego morza. Na ryc. 3A pokazano rozkład facji epizodu ewaporatowego. Północny brzeg basenu wyznaczają klastyki i gipsy, które znajdują się poza zasięgiem opracowanej mapy. Jest jednak znane małe wystąpienie gipsów koło Rzeszowa, które zostało udokumentowane wierceniami. Ponieważ graniczna głębokość tworzenia się gipsów wynosi kilka do kilkanaście metrów uznano, że zerowa izobata będzie przebiegać właśnie w pobliżu gipsów z okolic Rzeszowa. W ten sposób mapa morfologiczna odwzorowująca rzeźbę późnopalaeońską dostała jako zerowy punkt odniesienia — przypuszczalny poziom morza z ewaporatowego epizodu badeńskiego. Aprobując te założenia można spróbować wyciągnąć inne wnioski odnośnie warunków sedymentacji w czasie epizodu ewaporatowego.

Na omawianym obszarze w zasadzie występują tylko anhydryty i bardzo podrzędnie sól kamienna w okolicach Wieliczki i Bochni. Najbardziej intrygujący jest jednak brak anhydrytów na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej. Na prezentowanej mapie rzeźby późnopalaeońsko-wczesnomioceńskiej (ryc. 2.III, ryc. 3B) widać, że na północ od Rzeszowa nie ma żadnej dużej wyspy, tylko obszar o bardzo urozmaiconej rzeźbie, gdzie deniwelacje terenu dochodziły do 2000 m. Przyjęty umownie poziom zerowy wyróżnia kilka małych wysp, ale przede wszystkim są to głębokie o stromo nachylonych stokach. Przyjmowana hipoteza o erozji poziomu anhydrytowego w rejonie tzw. wyspy rzeszowskiej, na tle dyskutowanej mapy może mieć inne wytłumaczenie: na północ od Rzeszowa nie było sedymentacji ewaporatowej wskutek dużych głębokości wody w zbiorniku sedymentacyjnym. Potwierdzeniem tego spostrzeżenia może być głęboka paleodolina Pogórskiej Woli (ryc. 1), gdzie też nie stwierdzono anhydrytów. Gipsy występują głównie w północnej, brzeźnej części zbiornika, a ich główne nagromadzenie skupia się w obszarze, gdzie układ podwodnych paleodolin był poprzeczny do kierunku prądów przybrzeżnych, płynących przeważnie łnie ze wschodu na zachód (Bąbel, 2000; Bąbel i in., 2000).

Omawiana mapa rzeźby późnopalaeońsko-wczesnomioceńskiej (ryc. 2.III, ryc. 3B) ukazuje bardzo wiele nowych szczegółów, z których dwa, na tym etapie badań, dają dodatkowe argumenty za poprawnością przyjętych założeń metodycznych. Pierwszy z nich, to zarysowujący się ład na zachód i południowy-zachód od Przemyśla. Wprawdzie nie jest nam znany cały zarys owego obszaru lądowego, ale duża ilość osa-

dów klastycznych (piaskowców) w dolnej części profilu mioceńskiego w rejonie Przemyśla świadczy o bliskości lądowego obszaru źródłowego. Nie musiał być to więc konieczny orogen karpacki, a po prostu obszar lądowy ograniczający do południa basen mioceński. Dopiero nasuwające się Karpaty spowodowały obniżenie podłoża i zminimalizowały jego udział w dostarczaniu materiału klastycznego do basenu mioceńskiego. Drugi ciekawy element to fakt, że doliny w rejonie rzeszowskim w omawianym okresie późnopaleogeneo-wczesnomioceńskim nie były otwarte na południe. Tworzą one swoiste zagłębienia bezodpływowe. Najprostszym wytłumaczeniem tej sytuacji mogły być błędy w założeniach zastosowanej procedury metodycznej. Jednak doniesienia geologiczne o lądowych utworach paleogenu na obszarze przedgórz Karpat (Moryc, 1995) pozwalają na podjęcie próby obrony uzyskanych wyników. Pierwsze wzmianki o lądowych utworach w przyspągowej strefie miocenu autochtonicznego w południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego pochodzą z pracy Czernickiego i Szafrana (1978). Natomiast Moryc (1995) daje już obszernie studium na temat podewaporatowych, lądowych osadów z rejonu Sędziszów Małopolski–Rzeszów. Osady te są dzielone na dwie formacje: starszą — zlepieńcową formację z Raclawówki i młodszą — formację z Czudca.

Formacja z Raclawówki złożona jest z bardzo dobrze obtoczonych otoczków, głównie o średnicy 0,5–4 cm (rzadko 5–7cm), spojonych substancją hematytową, barwy czerwonej i czerwonozielonej. W składzie klastów istotną rolę odgrywają tu otoczki wapieni beżoworóżowych, krystalicznych, znanych z utworów dewonu i karbonu dolnego, wapieni beżowych, skalistych i drobnodziarnistych, spotykanych w utworach jury górnej i triasu. Liczne są również bardzo dobrze obtoczone otoczki ciemnoszarych mułowców marglistych i piaskowców „cukrowatych” jasnoróżowych i czerwonych, spotykanych w pstrym piaskowcu, karbonie dolnym i old redzie (Moryc, 1995). Z przytoczonego opisu wynika ogromna różnorodność petrologiczna otoczków budujących zlepieńce formacji z Raclawówki. Lokalizacja występowania tej formacji pokrywa się z obszarem, gdzie na powierzchni podmioceńskiej kartowane są wychodnie wszystkich wspomnianych typów litologicznych. Zarówno wielkość klastów jak i ich duża różnorodność petrologiczna wskazują na krótki transport — rzędu kilku kilometrów. Znając przypuszczalną ówczesną paleomorfologię omawianego regionu z łatwością odnajdujemy czynniki niezbędne do tego typu warunków sedymentacji: duże spadki terenu na stosunkowo krótkim dystansie. Zachodzi wtedy już dobra obróbka mechaniczna (dobre obtoczenie i średnie wysortowanie otoczków), ale jeszcze bardzo słaba selekcja petrologiczna. Moryc (1995) tak o tym pisze: „Mimo stosunkowo dobrego obtoczenia, wydaje się, że był to bliski transport, miejscami o charakterze obrywów, zsuwanych grawitacyjnie do obniżonego morfologicznie obszaru rynnowego”.

Powyżej zlepieńców z Raclawówki leżą mułowce i podrzędnie piaskowce formacji z Czudca. Są to mułowce i iłowce, na przemian seledynowozielone, szarozielone i ciemnoszare, prawie czarne, na ogół (choć nie zawsze) bezwapniste, z licznymi węglonymi szczątkami roślin, niekiedy z większymi fragmentami węglonych gałązek drzew oraz drobnymi wkładkami węgla. Gdzie indziej stwierdzone piaskowce są bezwapniste, mułkowe, jasnoszare, dość zwarte, czasem warstwowe, o dość obfitym spoiwie łaśnym o wyglądzie namułu, typu bagiennego (Moryc, 1995). Zarówno badania sedymentologiczne, jak i palinologiczno-stratygraficzne „sugerują lądowe środowisko depozycji o charakterze redukcyjnym, lub o dużej dostawie materii orga-

nicznej (np. jezioro lub bagno)” (opinia z ekspertyzy palinofacjalnej wykonanej przez P. Gedla, [W:] Moryc, 1995).

Występowanie formacji z Raclawówki i formacji z Czudca jest ograniczone do środkowych partii obniżen, które właśnie na mapie rzeźby późnopaleogeneo-wczesnomioceńskiej są zaznaczone jako obszary bezodpływowe. Przytoczone powyżej przykłady występowania lądowych osadów w rejonie Sędziszów Małopolski–Rzeszów wydają się potwierdzać prawidłowość przyjętych założeń do konstrukcji mapy paleomorfologicznej schyłku paleogenu i wczesnego miocenu. Omawiane powyżej „zagłębienia bezodpływowe” pierwotnie musiały być otwarte i mieć ujście, zapewne w kierunku basenu karpackiego. Przedstawiany tutaj obraz paleomorfologiczny wydaje się być uchwyconym momentem z okresu bezpośrednio poprzedzającego transgresję morską morza bałeńskiego oraz z wczesnych etapów rozwoju przedkarpackiego basenu mioceńskiego. Basen ten, po epizodzie ewaporatowym, był stopniowo zasypywany materiałem klastycznym dostarczonym z różnych źródeł i różnych kierunków. Obszarami alimentacyjnymi mogły być zarówno wychodne skał prekambryjskich, paleozoicznych, jak i mezozoicznych w południowej części basenu, dopóki nie zostały pogrążone wskutek nasuwania się z południa Karpat. Niewątpliwie dla południowej części basenu mioceńskiego znaczącym obszarem alimentacyjnym był orogen karpacki. I w końcu, na północy, istniał ogromny obszar lądowy (wał metakarpacki), który wskutek rozwoju mioceńskiego basenu przedgórskiego stał się jego stabilnym zapleczem dla dostaw materiału klastycznego. Ówczesne warunki klimatyczne sprzyjały rozwojowi wietrzenia chemicznego, a nawet niewielkie spadki terenu były wystarczające do wytworzenia rozległej sieci rzecznej, odprowadzającej duże ilości materiału chemicznego (roztwory), jak i drobnoklastycznego. Pogrążające się, urozmaicone morfologicznie, podłoże zapadliska przedkarpackiego stopniowo było deniwelowane przez wypełniające je osady. Jednak zróżnicowanie paleomorfologiczne podłoża musiało przez jakiś czas stymulować lokalne warunki sedymentacji. Świadomość tych uwarunkowań powinna przyczynić się do lepszego odtworzenia i zrozumienia lokalnego zróżnicowania litofacjalnego, a w konsekwencji do dalszych postępów w poszukiwaniach naftowych.

## Literatura

- BĄBEL M. 2000 — The roles of calcium deficiency and brine mixing in the origin of Badenian laminated gypsum deposits of the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 10–12.
- BĄBEL M., BOGUCKIY A., VIZNA S. & YATSYSHYN A. 2000 — Reconstruction of brine paleocurrents in the Middle Miocene evaporitic basin of the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 12–13.
- BOGACZ K. 1967 — Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 41: 1–80.
- CZERNICKI J. & SZAFRAN S. 1978 — O niezidentyfikowanych wielokrotnie zlepieńcach w spągu utworów miocenu autochtonicznego południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 22: 204–205.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 48: 1124–1138.
- DŻUŁYŃSKI S. 1953 — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 3: 325–440.
- GRADZIŃSKI R. 1962 — Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyż. Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32: 429–490.
- JAWOR E. 1970 — Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta Geol. Pol.*, 20: 709–769.
- JAWOR E. 1983 — Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. *Prz. Geol.*, 31: 635–641.
- KARNKOWSKI P. 1978 — Paleodelta w miocenie przedgórz Karpat. *Prz. Geol.*, 26: 625–629.

- KARNKOWSKI P. & ŁAPINKIEWICZ A. 1965 — Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat Północnych, 1 : 200 000. Wyd. Geol.
- KARNKOWSKI P. & OŁTUSZYK S. 1968 — Atlas geologiczny Przedgórze Karpat. Wyd. Geol.
- KRZYWIEC P. 1994 — Sedymentacja, tektonika i geodynamika centralnej części zapadliska przedkarpackiego — wnioski z interpretacji danych sejsmicznych. Problemy interpretacyjne sejsmiki, cz. 2. I Krajowa Konf. Nauk.-Tech. Mogilany 1994.
- KRZYWIEC P. 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, 45: 1039–1053.
- KRZYWIEC P. & PIETSCH K. 1994 — Sejsmiczna analiza facjalna mioceńskich osadów zapadliska przedkarpackiego (rejon Brzesko–Tarnów). Problemy interpretacyjne sejsmiki, cz. 2. I Krajowa Konf. Nauk.-Tech. Mogilany 1994.
- KRZYWIEC P. & PIETSCH K. 1996 — Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedymentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych. *Geol. AGH*, 22: 49–59.
- MICHALSKI A. 1884 — Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej gubernii kieleckiej. *Pam. Fyzyogr.*, 4: 83–106.
- MORYC W. 1995 — Łądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórze Karpat. *Nafta-Gaz*, 51: 181–195.
- NEY R. 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 45: 1–85.
- NOWOTARSKI C. & GARA A. (red.) 1994 — Mapa strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat, 1 : 200 000. PGiGN Kraków. Arch. Geonafte.
- OSZCZYPKO N. 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 44: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1974 — Przedortortońska rzeźba przedgórze Karpat między Krakowem a Dębicą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 525–548.
- PICHA F. J. 1996 — Exploring for hydrocarbons under thrust belts a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere. *AAPG Bull.*, 80: 1547–1564.
- POŁTOWICZ S. 1991a — Miocen strefy karpackiej między Wieliczka a Dębicą. *Geol. AGH*, 17: 19–59.
- POŁTOWICZ S. 1991b — Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. *Geol. AGH*, 17: 5–27.
- POŁTOWICZ S. 1993 — Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego salinarnego zbiornika sedymentacyjnego w Polsce. *Geol. AGH*, 19: 203–233.
- POŁTOWICZ S. 1997 — Pozornie przekraczające zaleganie badenu na sekcjach sejsmicznych. *Nafta-Gaz*, 53: 117–125.
- POPRAWA P. & KRZYWIEC P. 2000 — Role of basin-fill differential compaction for normal-fault development in the Eastern Polish Outer Carpathian Foredeep Basin. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 166–167.
- POPRAWA P., KRZYWIEC P. & PELCZARSKI A. 2000 — Quantitative analysis of post-orogenic erosion of the Polish Outer Carpathian Foredeep basin-fill — preliminary results. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 167–168.
- PORĘBSKI J. 1999 — Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górnym baden) w rejonie Kraków–Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 97–118.
- PORĘBSKI J. & OSZCZYPKO N. 1999 — Litofacje i geneza piasków bogucickich (górnym baden), zapadlisko przedkarpackie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 57–82.
- RADWAŃSKI A. 1968 — Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 18: 387–446.
- ZUBRZYCKI A. 1986 — Analiza facjalna i rozwój pułapek litologicznych w utworach miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego pomiędzy Rzeszowem a Pilzmem. *Pr. Geol. PAN Oddz. Kraków*, 131: 1–43.