

Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego

Piotr Dziadzio*, Andrzej Maksym*, Barbara Olszewska**



P. Dziadzio



A. Maksym



B. Olszewska

Miocene deposition in the eastern part of the Carpathian Foredeep in Poland. *Prz. Geol.*, 54: 413–420.

Summary. Results of new biostratigraphical investigations correlated with nannoplankton zones permit to suggest that deposits which are filling the eastern, Polish part of the Carpathian Foredeep Basin include also the late Sarmatian and Panonian deposits.

The filling of eastern parts of the Carpathian Foredeep, as in most foredeep basins, took place in two main stages; (1) underfilled flysch stage - lasting from the early Badenian to the lower part of late Badenian (Moravian–Wieliczian) and (2) overfilled molasse stage — lasting from upper part of the late Badenian to Panonian (Kosovian–Meotian). Classically, this flysch to

molasse transition is interpreted as a record of the migration of the thrust wedge and foreland basin over the hinge line of the inherited passive margin. Also, the Badenian and Sarmatian successions are characterised by very diverse facies, which were deposited in various depositional environments. A detailed sedimentological analysis of cores, together with well log analysis, and seismic sections permitted to fit the stratigraphic column into a sequence stratigraphic framework. Within this framework, the Badenian and Sarmatian successions are interpreted to have been deposited within 3 third-order depositional sequences: the first two in the Badenian (not recognised in seismic scale), and the third during the Sarmatian, which consists of 4 fourth-order sequences (Dziadzio, 1999, 2000), with total thickness of 800 to over 3000 m.

The M3 boundary is interpreted as a flooding surface within the fourth order, oldest Sarmatian depositional sequence. The M2 boundary corresponds to the boundary between two foraminiferal zones *Anomalinooides dividens* and *Varidentella reussi*, within the Sarmatian succession, which lies in the upper part of the second Sarmatian sequences, near the maximum flooding surface, in late phase of highstand sea level.

The M1 boundary is interpreted as a transgressive surface within the third Sarmatian sequence. The boundary M0 marks transgressive surface within the fourth Sarmatian sequence and also is a stratigraphical boundary between two youngest foraminiferal zones *Velapertina reussi* and *Porosonion granosum*, and marks a border between the Wolhynian and Bessarabian stages.

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, stratigraphy, depositional sequences

Badeńsko-sarmacka sukcesja osadowa wypełniająca SE część zapadliska przedkarpackiego w strefie między Rzeszowem-Przemysłem a Lubaczowem (ryc. 1) to rejon o dużym zróżnicowaniu facyjnym, które spowodowane jest ząbębaniem się szeregu środowisk depozycyjnych, tych rozwijających się u brzegu Karpat, tych występujących w osiowej części i tych przy północnym brzegu zapadliska przedkarpackiego — rozpoznawanych jednak ciągle fragmentarycznie.

Stratygrafia w ujęciu tradycyjnym i nowe na nią spojrzenie

Za najstarsze, morskie utwory miocenu w części wschodniej zapadliska przedkarpackiego są uważane warstwy baranowskie (formacja z Pińczowa — Alexandrowicz i in., 1982). Zalegają one transgresywnie na różnych ogniwach stratygraficznych i są przykryte przez utwory siarczanowe. Wiek warstw baranowskich to dolny baden (np. Karnkowski, 1969; Alexandrowicz, 1971; Ney i in., 1974; Olszewska, 1999). Szczegółową charakterystykę litologiczną tych utworów we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego przedstawiali różni autorzy (por. omówienie: Czapowski, 2004).

Powyżej nich zalegają warstwy anhydrytowe (zob. Peryt, 2006, z literaturą). Ich wiek określony na podstawie badań otwornicowych to środkowy baden (np. Łuczowska, 1958, 1964; Ney i in., 1974; Alexandrowicz i in., 1982; Olszewska, 1999), a według nannoplanktonu określaną jest obecnie na poziom NN6 (późny baden), (Peryt i in., 1998; Peryt, 1999, Garecka & Jugowiec, 1999).

Nad poziomem anhydrytowym, który w obszarze basenu przedkarpackiego stanowi ważny, sejsmiczny horyzont korelacyjny, leżą warstwy chodenickie/grabowieckie zaliczane do badenu górnego (kosowu). Utwory tego wieku we wschodniej i centralnej części zapadliska przedkarpackiego to osady ilasto-mułowcowo-margliste o niewielkiej miąższości cechujące się masowym występowaniem pteropodów z rodzaju *Spirialis* (np. Jurkiewicz & Karnkowski, 1961; Głowacki i in., 1966; Ney, 1969), od którego omawiane utwory są nazywane serią spirialisową (Ney, 1969) lub ogniwem ilów spirialisowych, występującym w najniższej części formacji z Machowa (Jasionowski, 1997). W strefie przykarpackiej utwory te są reprezentowane są przez facje gruboklastyczne, znacznej, dochodzącej do kilkuset metrów, miąższości.

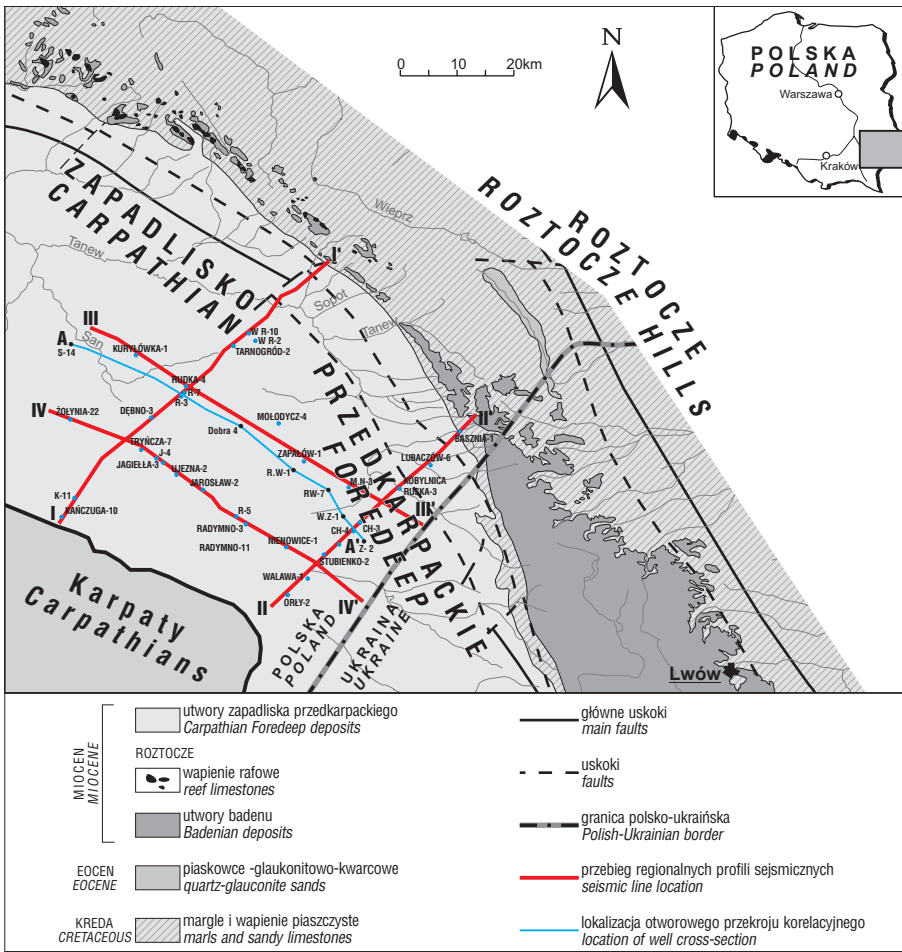
Najmłodszymi w prezentowanym obszarze są utwory sarmatu zaliczane do formacji z Machowa (Alexandrowicz i in., 1982), są wieku późny baden–późny sarmat (Czepiec, 1996; Olszewska, 1999). Mają one zmienną miąższość, w granicach 1000–2500 m, jedynie w strefie Rowu Wielkich Oczu ich miąższość znacznie przekracza 3000 m (np. Karnkowski, 1969; Dziadzio & Jachowicz, 1996; Dziadzio, 2000).

*PGNIG S.A. w Warszawie, Departament Poszukiwania Złóż, Ośrodek Regionalny Południe w Jasle, ul. Asnyka 6, 38-200 Jasło; p.dziadzio@geonafra.jaslo.pl; a.maksym@geonafra.jaslo.pl

** Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; bols@pgi.gov.pl

Intensywne prace poszukiwawcze prowadzone na obszarze zapadliska przedkarpacciego stale dostarczają nowych danych litologicznych i stratygraficznych, które

umożliwiają uszczegółowienie ram stratygraficznych utworów wypełniających basen oraz weryfikację dotychczasowych poglądów na stratygrafię. Z północno-wschodniej



części zapadliska przedkarpacciego z otworów: Biszczka-3, 4, Dzików-12, 15, 17; Jedlinki-2; Książpol-10, 11, 12; Kuryłówka-13; Lubliniec-4; Potok Górny-4, 5; Rudka-8; Ryszkowa Wola-7; Wola Różaniecka-7, 10, 11; Sucha Wola-1; Wola Obszańska-9, 10; Załazie-2, przebadano materiał rdzeniowy w celu określenia w nich zespołów mikroskamieniałości.

Uzyskane wyniki naniesiono na skalę głębokościową, a następnie przeprowadzono korelację krzywych geofizyki otworowej między otworami (Dziedzic & Olszewska, 2000). Uwzględniono również dotychczasowe wyniki badań stratygraficznych i na tej podstawie skonstruowano tabelę stratygraficzną dla wschodniej części polskiego fragmentu zapadliska przedkarpacciego (tab. 1).

Cały profil utworów sarmatu (ity krakowieckie) był dotychczas zaliczany do dolnego sarmatu (wołyń), lub mieścił się w zakresie wiekowym późny baden–późny sarmat (Czepiec, 1996; Olszewska, 1999; Dziedzic, 1999). Wyniki badań otwornic i innych mikroorganizmów takich jak głony, tekameby i statolity (płytki równowagi skorupiaków) umożliwiły potwierdzenie tych danych i wyróżnienie utworów młodszych — górnosarmackich (besarabu) oraz przybliżone wyznaczenie w ich obrębie trzech poziomów stratygraficznych, tj. poziomów *Anomalinoidea dividens*, *Varidentella reussi* i *Porosonion granosum* (tab. 1).

Ryc. 1. Mapa geologiczna wschodniej i północno-wschodniej części zapadliska przedkarpacciego i Roztocza, częściowo zaadoptowana z pracy Wysocka (2002)

Fig. 1. General geological map of eastern and north-eastern parts of the Carpathian Foredeep and Roztocze Hills, partially adopted from Wysocka (2002)

Tab. 1. Proponowany nowy podział utworów miocenijskich wschodniej, polskiej części zapadliska przedkarpacciego, wg Dziedzic & Olszewska (2000) — zmodyfikowane
Table 1. Proposition of a new subdivision of Miocene deposits in the Eastern, Polish part of Carpathian Foredeep, after Dziedzic & Olszewska (2000) – modified

CZAS (Ma) TIME (Ma) (Gradstein et al., 2004)	EPOKA EPOCH	WIEK AGE	CENTRALNA PARATETYDA CENTRAL PARATETHYS (Rögl, 1998)	WSCHODNIA PARATETYDA EASTERN PARATETHYS (Rögl, 1998)	POZIOMY NANO- PLANKTONU CALCAREOUS NANOPLANKTON ZONES (Gradstein et al., 2004)	POZIOMY OTWORNICOWE FORAMINIFERA ZONES	JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE (wschodnia część zapadliska przedkarpacciego) LITOSTRATIGRAPHICAL UNITS (eastern part of the Carpathian Foredeep)
7.25	MIOCEN MIOCENE	górnym Upper	PANON PANONIAN	meot Meotian	NN10	Trochammina kibleri (rejon Gór Świętokrzyskich) (Holy Cross Mountains area)	ity krakowieckie formacja z Machowa Krakowic clays Machów formation
8							
9							
9.8							
10							
10.6		SERRAVAL SERRAVALIAN	górnym Upper	SARMAT SARMATIAN	cherson Chersonian	NN9	Porosonion granosum
11							
11.6							
12							
12							
13	środkowym Middle	BADEN BADENIAN	wołyń Wolhynian	kosow Kosovian	NN6	Elphidium hauerinum / Varidentella reussi Anomalinoidea dividens	
13.65							
14							
14							
14							
15	dolnym Lower	moraw Moravian	wielicz Wieliczian	NN5	Velapertina indigena	warstwy grabowieckie Grabowiec beds warstwy kłosa spiraliściwych Spiralite beds	
15							
15	Langhian	moraw Moravian	NN4	Candorbulina universa	warstwy baranowskie formacja z Pińczowa Baranów beds Pińczów formation		
15							

Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu

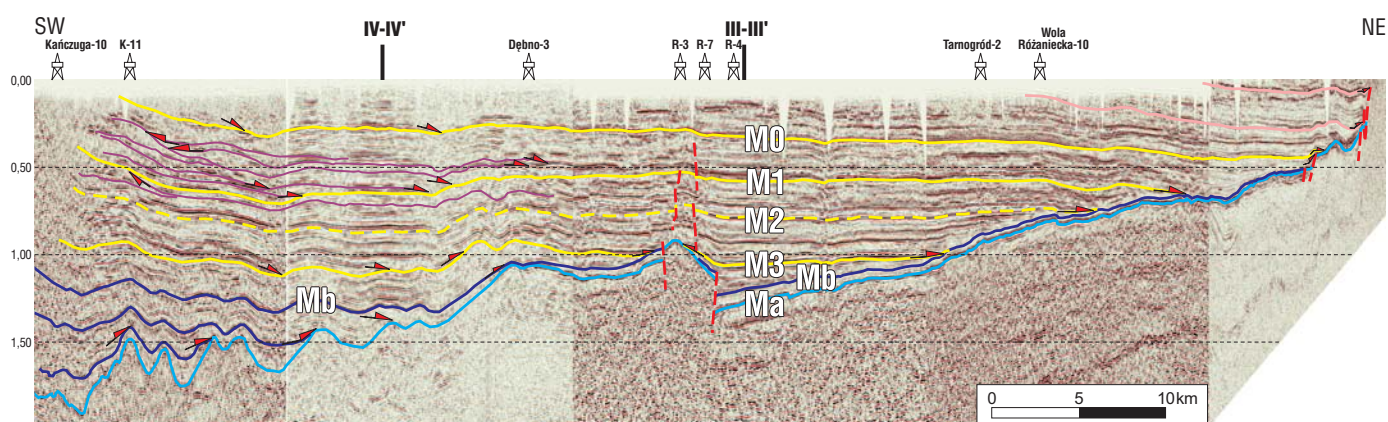
Profil utworów badenu i sarmatu we wschodniej części zapadliska przedkarpacciego został podzielony na 3 sekwencje depozycyjne III-rzędu (sensu exxonowskiego, por. Vail i in., 1997) (Dziedzic, 1999, 2000).

Dwie najstarsze sekwencje depozycyjne wyznaczono w badenie. Pierwsza obejmuje warstwy baranowskie deponowane w warunkach stopniowego wzrostu, a następnie bardzo szybkiego

spadku względnego poziomu morza (WPM), druga obejmuje stropowe części warstw baranowskich, anhydryty deponowane w warunkach stopniowego wzrostu WPM i warstwy grabowieckie, które ku południowi i południowo-zachodowi przechodzą w dobrze definiowany agradacyjny do progradacyjnego system depozycji stożkowej. Trzecia sekwencja obejmuje utwory sarmatu.

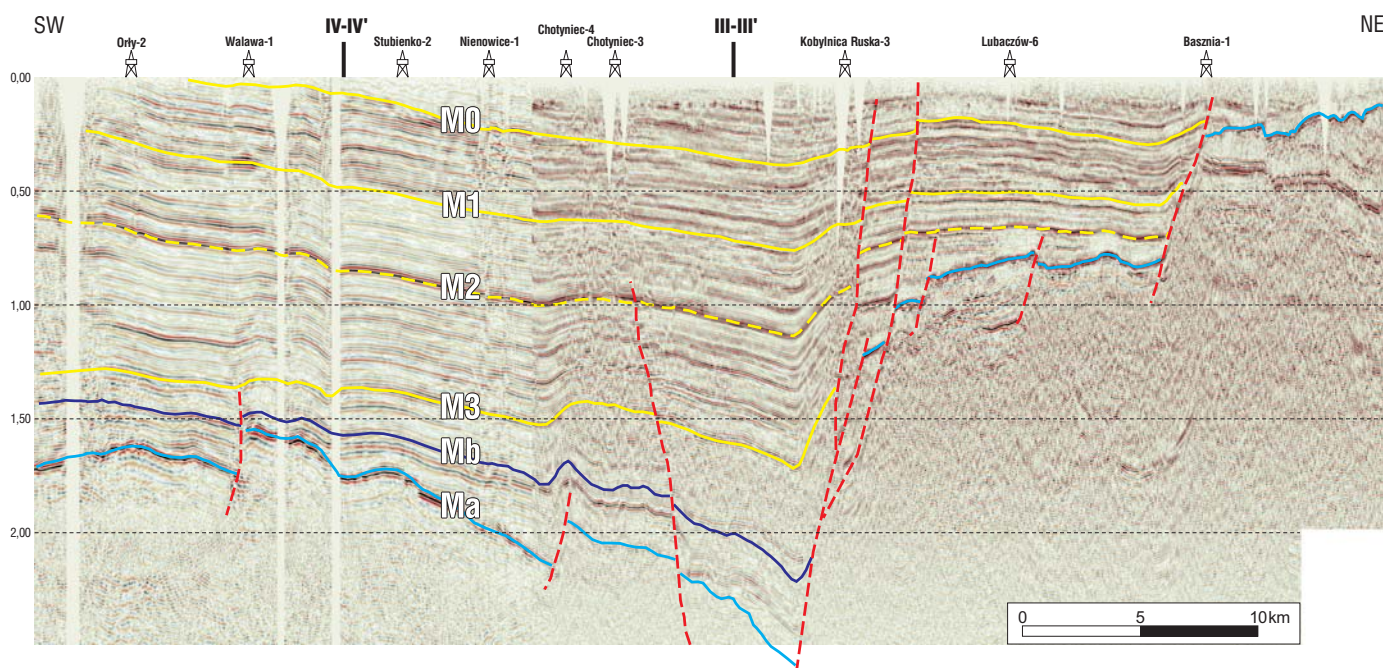
Warstwy baranowskie powstawały w środowiskach szelfowych i przybrzeżnych. Tego typu warunki panowały na całym obszarze wschodniej części, z tym że w obszarze bardziej południowym i w rejonie dzisiejszego brzegu Karpat warunki odpowiadały zdecydowanie tym panującym w strefie szelfu zewnętrznego. Taki układ facji wskazuje, że głębsza część zbiornika znajdowała się właśnie tam. Również rozkład facji w obrębie utworów anhydrytowych wskazuje, że na południu osadzały się one w głębszych warunkach basenowych.

Warstwy grabowieckie wyższej części badenu górnego z osiowej, wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (np. na północny-wschód od zębca Ryszkowej Woli) powstawały w strefie rozległego szelfu zewnętrznego w warunkach maksymalnej głębokości basenu sedimentacyjnego. Mają one dość stałą miąższość, która wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów (z wyjątkiem strefy Rowu Wielkich Oczu), i wzrasta w części południowej i południowo-zachodniej basenu — w kierunku brzegu Karpat. Tam też osiąga ona nawet kilkaset metrów. Szczególnie dobrze jest to widoczne na regionalnym przekroju na linii Aleksandrów–Husów (ryc. 2). W tej części przeprowadzona analiza sedimentologiczna (Maksym i in., 1997; Dziadzio i in., 1997) wykazała, że profil utworów górnobadeńskich ma charakter osadów powstałych w systemie stożków podmorskich. Rozpoznano tam trzy odrębne stożki (od wschodu są to: stożek Rączyny, Husowa i Malawy)



Ryc. 2. Regionalny przekrój sejsmiczny z interpretacją wybranych granic sejsmicznych na linii Aleksandrów–Husów. Lokalizacja pokazana na ryc. 1

Fig. 2. Interpreted regional seismic section along line Aleksandrów–Husów. For location see fig. 1



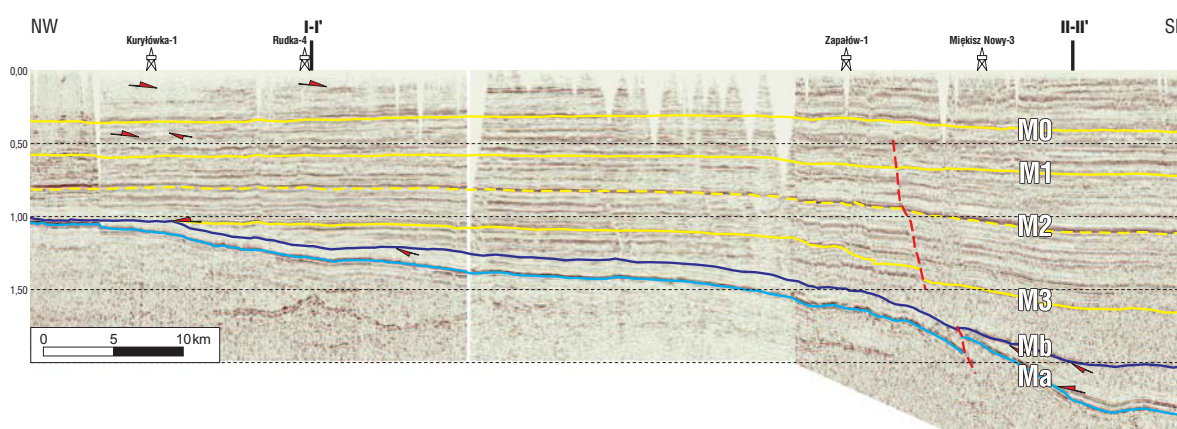
Ryc. 3. Regionalny przekrój sejsmiczny z interpretacją wybranych granic sejsmicznych na linii Tymce–Przemyśl. Lokalizacja pokazana na ryc. 1

Fig. 3. Interpreted regional seismic section along line Tymce–Przemyśl. For location see fig. 1

niezależnie zasilane i wzajemnie zazębiające się. Z analizy krzywych karotażowych uzupełnionych informacją litologiczno-facjalną wynika, że nadbudowa stożków miała charakter progradacyjny, czyli w najwyższej części profilu utworów badenu górnego leżą najbardziej proksymalne strefy facjalne. Ku północy i północnemu-wschodowi bardzo szybko przechodzą w facje basenowe (szelfu zewnętrznego) wraz z gwałtowną redukcją miąższości. Są to utwory o charakterze skondensowanym z masowym występowaniem otwornic planktonicznych i pteropodów, które tworzą szereg dystalnych dolnych wyklinowań (*downlap*) względem powierzchni maksimum zalewu wyznaczonym w stropowych częściach osadów chemicznych (Dziadzio, 1999, 2000) — niestety w obrazie sejsmicznym bardzo słabo widocznych (por. Krzywiec, 1997). Tam również w ich stropowych częściach, w obrębie drobnoziarnistych turbidytów, pojawiają się utwory piaskowcowe powstałe z depozycji wysokogęstościowych prądów

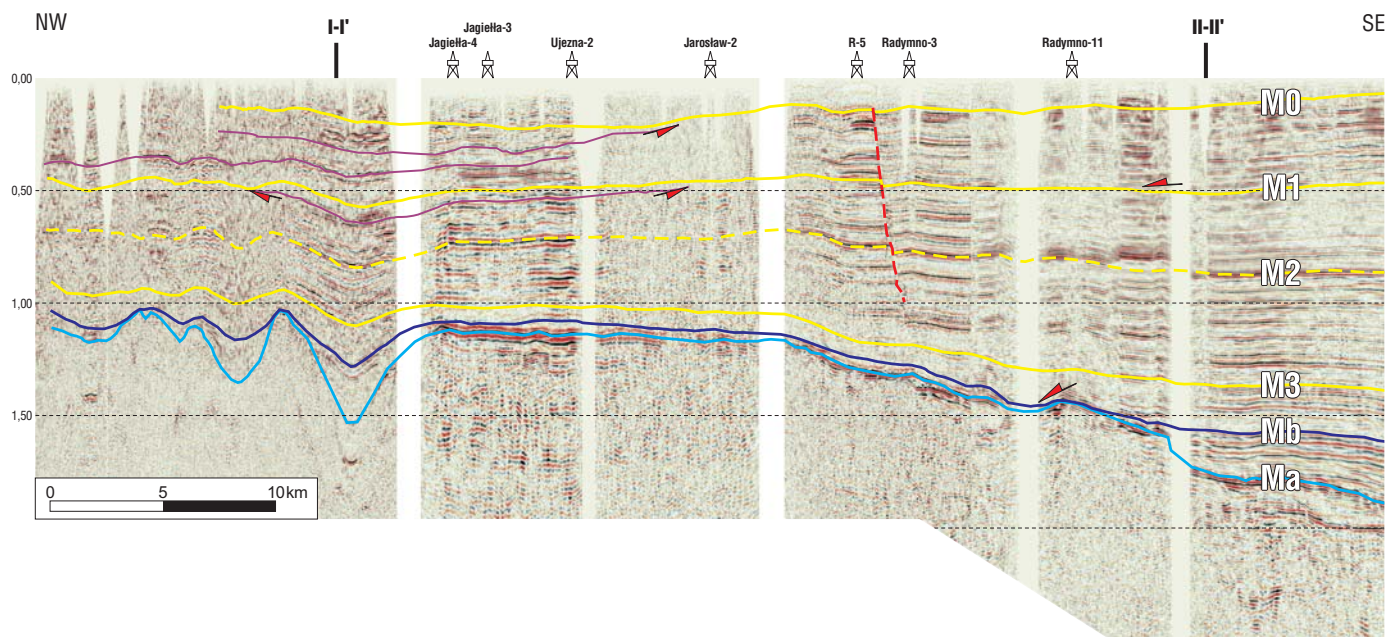
zawieszinowych. Te grube, kilkumetrowej miąższości warstwy piaskowcowe można śledzić aż po rejon Przemysła. Takie pionowe (progradacyjne) następstwo facjalne w obu opisanych strefach wskazuje na względne spływanie się zbiornika na terenie całej wschodniej części zapadliska przedkarpackiego pod koniec badenu górnego. W części północno-wschodniej warstwy te są interpretowane jako deponowane w ciągu systemowym wysokiego stanu WPM (Dziadzio, 1999, 2000), czyli późnej fazy podnoszenia WPM, gdy stosunek względnego podnoszenia zaczyna się zmniejszać (Van Wagoner i in., 1990). Wtedy dochodzi do spychania linii brzegowej w kierunku basenu, co dobrze odzwierciedlają profile utworów górnobadeńskich z rejonu przykarpackiego i jego centralnej części.

Rozpoznane w strefie północno-wschodniej zapadliska przedkarpackiego na granicy badenu i sarmatu (granica Mb na ryc. 2–6) warstwy ze strukturami korzeniowymi (Dziadzio, 1999, 2000) dowodzą, że po osadzeniu się utworów



Ryc. 4. Regionalny przekrój sejsmiczny z interpretacją wybranych granic sejsmicznych na linii Bystre–Wielkie Oczy. Lokalizacja pokazana na ryc. 1

Fig. 4. Interpreted regional seismic section along line Bystre–Wielkie Oczy. For location see fig. 1



Ryc. 5. Regionalny przekrój sejsmiczny z interpretacją wybranych granic sejsmicznych na linii Żołynia–Torki. Lokalizacja pokazana na ryc. 1

Fig. 5. Interpreted regional seismic section along line Żołynia–Torki. For location see fig. 1

pelagicznych, a przed depozycją utworów sarmatu, w tej części doszło do wynurzenia. Strop utworów badenu górnego stanowi zatem niezgodność erozyjną będącą zarazem granicą sekwencji 1-typu (por. Posamentier i in., 1988). W części NW, NE i E ma charakter niezgodności kątowej (ryc. 4), a w części SW i SE korelatywnej zgodności (ryc. 2, 3, 5).

Utwory sarmatu bardzo zróżnicowane facjalnie, zostały podzielone na 3 różne kompleksy osadowe: I — równi basenowej, w przykarpackiej części przechodzące w stożki podmorskie (Maksym i in., 1997; Dziadzio i in., 1997), II — deltowy, w przykarpackiej części również stożków deltowych, i III — osadów płytkiego morza i zatok (Dziadzio, 1999, 2000). Kompleksy te, różniące się wykształceniem litologicznym oraz architekturą depozycyjną (ryc. 6) — powstawały w warunkach zmian WPM, a ich następstwo wskazuje na spływanie się basenu sedymentacyjnego w sarmacie. W profilu tych utworów można też wyróżnić cztery sekwencje depozycyjne 4-rzędu (Dziadzio, 1999, 2000) i prawdopodobnie jeszcze niższego rzędu. Nie wszystkie jednak można rozpoznać na profilach sejsmicznych ze względu na brak wyraźnych wzajemnych wewnętrznych układów refleksów. Refleksy, które można interpretować w zapisie sejsmicznym, odpowiadać mogą różnym granicom w obrębie sekwencji depozycyjnych niższego rzędu.

Granica Mb jest granicą sekwencji i granicą między utworami badenu i sarmatu. Granica M3 jest granicą interpretowaną jako powierzchnia zalewu morskiego w obrębie kompleksu I i najstarszej sarmackiej sekwencji depozycyjnej 4-rzędu. Ku SW najprawdopodobniej granica ta pokrywa się z granicą sekwencji, która ma charakter granicy II-typu (ryc. 2, 3). Granica M2 jest granicą o znaczeniu chronostratygraficznym i najprawdopodobniej odpowiada wewnątrzsarmackiej granicy między zonalami otwornicowymi *Anomalinoidea dividens* i *Varidentella reussi*, która przebiega w obrębie stropowych części drugiej sarmackiej sekwencji depozycyjnej tuż nad maksimum zalewu, w późnej fazie wysokiego stanu WPM.

Granica M1 odpowiada powierzchni transgresji w 3 śródsarmackiej sekwencji. Ku południowi ma ona charak-

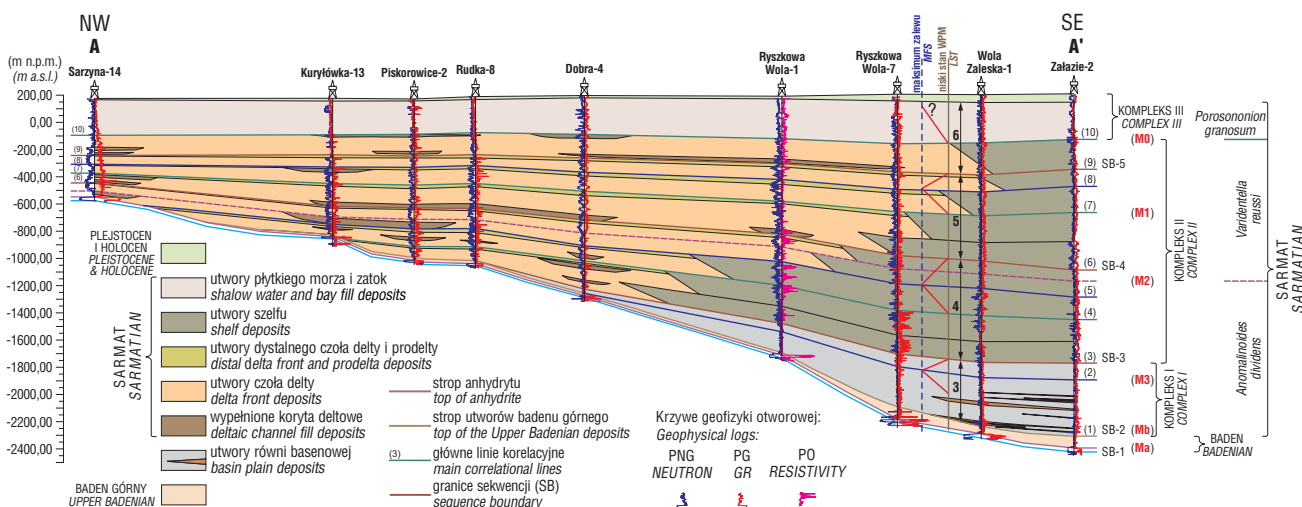
ter granicy sekwencji (ryc. 2, 5). Najpłytsza granica w obrębie sarmatu to granica M0. Przebiega ona prawdopodobnie po powierzchni transgresji w obrębie 4. sarmackiej sekwencji. Wiąże się ona również z granicą stratygraficzną między kolejnymi młodszymi zonalami otwornicowymi *Varidentella reussi* i *Porosonion granosum*, czyli wyznacza granicę między piętrami wołyńskim i besarabem. Jest to również granica między kompleksami II i III wyróżnionymi przez Dziadzia (1999, 2000).

W części NW w rejonie Tarnogrodu i Aleksandrowa (ryc. 2) widać z układu refleksów, że muszą tam występować znacznie młodsze utwory reprezentujące już być może osady chersonu, podobnie jak to zostało stwierdzone w rejonie Niska (Czepiec, 1996).

Architektura depozycyjna

Na podstawie regionalnego rozpoznania geologicznego uwzględniającego dane pochodzące z otworów wiertniczych i materiałów sejsmicznych z obszaru całej wschodniej części zapadliska przedkarpackiego nie można zbyt wiele powiedzieć o rozwoju utworów dolnobadeńskich, poza tym, że mają podobną miąższość aż po rejon Tarnowa (wzdłuż brzegu Karpat) i podobne wykształcenie facjalne. Wyraźne jednak spływanie środowiska sedymentacji obserwuje się w części północno-wschodniej, gdzie widać lateralne przechodzenie facji od utworów szelfu zewnętrznego (rejon Ryszkowej Woli) po skrajnie płytkowodne utwory powstające w strefie wysokoenergetycznej platformy klastyczno-węglanowej (rejon Biszczy, Woli Różanieckiej — Dziadzio, 1999, 2000). Tego typu rozkład facji był determinowany głębokością basenu sedymentacyjnego — dość stałą w całej, wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, przy czym w strefie dzisiejszego północnego brzegu basenu ulegającą dość szybkiemu zmniejszaniu. Podobna sytuacja ma miejsce w obrębie utworów siarczanowych (Peryt, 2006, z literaturą).

Te dwie sukcesje osadowe tworzą dość jednolitą pokrywę osadową o stałej na ogół miąższości (wyłączając strefy znacznie obniżone, np. rów Wielkich Oczu).



Ryc. 6. Interpretacja sekwencji depozycyjnych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w oparciu o krzywe geofizyki otworowej wg Dziadzio (2000) — zmodyfikowane. Lokalizacja pokazana na ryc. 1

Fig. 6. Interpretation of depositional sequences in eastern part of the Carpathians Foredeep, based on well logs, after Dziadzio (2000) — modified. For location see fig. 1

Znaczne różnice w przestrzennej architekturze depozycyjnej występują w obrębie utworów górnobadeńskich. Na linii przecinającej prostopadle zapadlisko przedkarpackie (ryc. 2) na profilach sejsmicznych obserwuje się wyraźne wyklinowywanie się coraz młodszych warstw tego piętra do utworów podłoża i anhydrytów, gdzie tworzą wyklonowania typu zstępującego. Pomimo dzisiejszego prawie poziomego przebiegu granicy baden/sarmat (Mb), wyraźnie widać klinową formę, która w niższej części profilu wyrównuje deniwelację podłoża. Proces ten był zapewne powodowany zjawiskiem subsydencji tektonicznej (fleksuralnej — Oszczytko, 1999), kompensowanej wypełnianiem powstałej przestrzeni akomodacyjnej masową depozycją osadu w obrębie środowiska stożków podmorskich. Ku północy utwory te bardzo szybko przechodzą w słabo zróżnicowane facjalnie utwory deponowane prawdopodobnie w warunkach równi basenowej (por. Dziadzio, 1999, 2000), które w kierunku północno-wschodnim przechodzą w coraz bardziej płytkowodne utwory, jednak ciągle o niewielkiej miąższości (z wyjątkiem tych deponowanych w rowie Wielkich Oczu). W części bardziej zachodniej, w rejonie Kraków–Brzesko, Porębski (1999) zinterpretował w profilu warstw chodenickich i grabowieckich deltowo-szelfowy klinoform rozwinięty wzdłuż południowej przykarpackiej granicy zapadliska, co sugeruje podobny charakter rozwoju basenu, przy jego różnicach batymetrycznych.

Utwory sarmatu w ujęciu regionalnym mają złożoną architekturę. Kolejne jednak wyznaczone w ich obrębie granice posiadają prawie równoległy do siebie układ i ku północy tworzą do utworów badenu górnego szereg dolnych wyklinowań. Stopniowemu dochodzeniu ulegają coraz młodsze utwory sarmatu, które w ujęciu regionalnym mają prawie subhoryzontalne zaleganie, z wyjątkiem strefy Wielkich Oczu (ryc. 3). Jedynie w strefie przykarpackiej w wyższej części utworów sarmackich między granicami M1 i M0 widać wyraźne zróżnicowanie w układzie i dochodzeniu refleksów sejsmicznych.

Układ ten przypomina klinoformę o wyraźnej progradacji ku NE, sygnalizowaną wcześniej przez Pietsch i in. (2005), która jest rozwinięta w obrębie górnej części zony *Velapertina reussi*.

Tabularny układ refleksów w obrębie utworów sarmackich, lokalnie w części NE ulega dość gwałtownemu zapadaniu, co sugeruje pojawienie się przestrzeni akomodacyjnej w tej części basenu i wypełnieniu jej przez utwory najmłodsze, prawdopodobnie chersonu.

Lateralne, wewnętrzne zróżnicowanie facjalne między pozostałymi granicami sejsmicznymi, które reprezentują różne ciągi depozycyjne nie jest jednak tak dobrze widoczne jak wspomniane wyżej. Nie obserwuje się różnic w architekturze jak też różnic w zapisie sejsmicznym sugerującym oboczne zmiany litologiczne, jakie dokumentują np. dane karotażowe. Trudno jest zatem znaleźć strefę zazębienia facjalnych np. między stropową częścią deltowej kliniformy przykraędziowej i delty rozwijającej się w osiowej części basenu (por. Dziadzio, 1999, 2000). Jedynie na NW można zaobserwować bardzo niskokątowe dochodzenie kolejnych warstw sugerujących osiową progradację deltową ku SE (ryc. 4).

Rozwój geotektoniczny

We wczesnym badaniu rozpoczął się rozwój wschodniej części basenu przedkarpackiego. Niewielkiej miąższości utwory zarówno dolnego badenu, jak i niższej części badenu górnego z osadami chemicznymi wskazują z jednej strony na początkową fazę rozwoju basenu na etapie niewypełnionego basenu, gdzie przestrzeń akomodacyjna znacznie przewyższa ilość dostarczanego materiału, z drugiej zaś — na bardzo wolną sedymentację i znaczne zmiany w basenie (np. por. Oszczytko & Ślęczka, 1989) wywołane albo zmianami klimatycznymi, albo tektonicznymi, które spowodowały odcięcie zbiornika od Wschodniej Paratetydy.

Zmiany te, jak i kolejne w rozwoju zapadliska przedkarpackiego należy interpretować w kontekście położenia i etapów ewolucji Karpat. To właśnie proces skracania karpackiej przymy akrecyjnej wpływał na etapy rozwoju zapadliska. W zachodniej części trwała już sedymentacja od wczesnego miocenu (Oszczytko, 1997, wraz z literaturą) i utworzył się tam dość miąższy kompleks utworów dolnomiocenickich, natomiast brak jest dowodów na wcześniejszy niż badeński rozwój części wschodniej. Opisowane trzeciorzędowe utwory starsze mają albo ładowy (Połtowicz, 1994; Moryc, 1995; Dziadzio, 1999, 2000) albo skrajnie płytkowodny — możliwe, że nawet słodkowodny charakter. Nie mają one jednak związku z badeńską transgresją, która wiąże się z nasileniem procesów kompresyjnych w Karpatach, które na swoim przedpolu tworzyły najpierw wolno obniżający się basen (w okresie ok. 3,5 Ma we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego powstały warstwy posiadające zaledwie kilka do kilkadziesiąt metrów, i które prawie równomiernie go pokrywały), co dobrze oddaje warunki panujące we wczesnej fazie rozwoju basenów przedgórskich znajdujących się w tzw. fazie niewypełnionego basenu (Allen i in., 1986; Allen & Allen, 1990; Sinclair, 1997), a następnie mniej więcej w takim samym okresie podlegał on znacznie, nawet kilkadziesiątkrotnie, szybszemu rozwojowi. Wtedy doszło do całkowitego sfałdowania i nasunięcia się Karpat na swoje przedpole oraz wypełnienia całej przestrzeni akomodacyjnej powstałej na przedpolu orogenu, co miało miejsce w tzw. fazie molasowej (por. np. Allen i in., 1986; Allen & Allen, 1990; Sinclair, 1997).

W wyższej części późnego badenu rozpoczęła się faza molasowa spowodowana nasileniem subsydencji tektonicznej. W strefie południowej (przykarpackiej) powstała znaczącej wielkości przestrzeń akomodacyjna była szybko zapełniana utworami dostarczonymi z wypiętrzanego orogenu, formując na jego przedpolu system depozycji stożków podmorskich, który w kierunku północnym i północno-wschodnim przechodził w niewielkiej miąższości facje basenowe (szelfu zewnętrznego) o charakterze poziomów kondensacyjnych (por. ryc. 2). W środkowej części prezentowanego obszaru brak było jeszcze wyniesienia Ryszkowej Woli i przyległych wyniesionych stref, gdyż mamy podobne utwory i podobną ich miąższość tak na zrębie, jak i w obecnie obniżonych strefach. Taka sytuacja zapewne istniała do końca późnego badenu, a nie jak przyjmowano wcześniej (np. Karnkowski, 1974; Dziadzio & Jachowicz, 1996; Krzywiec, 1999) że powstawanie zrębu rozpoczęło się po osadzeniu ewaporatów. Jedyną aktywną strefą przy północnej, północno-wschodniej kra-

wędzi basenu w tym czasie to strefa Rowu Wielkich Oczu, której rozwój wiązany jest z reaktywacją istniejących starszych uskokuw na przedłużeniu bruzdy śródpolskiej i ekstensją ugięciową związanych z pogażaniem płyty przedpola pod Karpaty (Karnkowski, 1974; Krzywiec, 1999). Tam też zaobserwowano istnienie uskoku odwrotnego (ryc. 4), którego aktywność można określić na późny baden, co wskazuje na skomplikowany rozkład naprężeń w tej strefie i być może przyczynę tego typu zjawisk, w tym również genezę zrzębu Ryszkowej Woli, należy poddać weryfikacji (por. dyskusję; Dziadzio & Jachowicz, 1996 i Krzywiec, 1999). Miąszcze utwory badenu górnego i sarmatu tam znajdujące się stanowią obszar ciągłej sedymentacji i z analizy materiałów sejsmicznych wydaje się, że właśnie tam powinien występować ich ciągły profil stratygraficzny.

W czasie sarmatu wypełnianie wschodniej części basenu przedkarpackiego było powodowane głównie subsydencją tektoniczną powodowaną nasuwającymi się stale ku północy Karpatami. Od początku sarmatu proces nasuwania się Karpat na swoje przedpole uległ znacznemu przyspieszeniu. Zakłada się, że w tym czasie czoło nasuwających się Karpat znajdowało się ok. 3–4 km od dzisiejszej pozycji, co znacznie zmniejszyło przestrzeń akomodacyjną, ograniczając ją do prawie dzisiejszego obszaru zajmowanego przez utwory miocenijskie. Charakter nasuwania również uległ zmianie ze zdominowanego składową poziomą (w badenie) na zdominowaną składową pionową. Mogło to powodować sytuację w której ilość deponowanego materiału znacznie przekraczała przestrzeń akomodacyjną, albo oba te czynniki były w równowadze (por. Dziadzio, 1999). Ich zmiana powodowała pojawianie się w obrębie sukcesji sarmackiej okresów wzrostu przestrzeni akomodacyjnej determinującej rozwój klinoform. Nietypową sytuacją wynikającą z interpretacji danych sejsmicznych jest występowanie w części północno-zachodniej prezentowanego obszaru (ryc. 2) znacznej miąższości najmłodszych utworów, być może najwyższego *besarabu* i *chersonu*, wypełniających lokalne obniżenie.

Analizując materiał sejsmiczny, a szczególnie profil biegnący od Aleksandrowa po Husów (ryc. 2) widać, że centralna część basenu w rejonie zrzębu Ryszkowej Woli musiała ulegać w tym czasie systematycznemu podnoszeniu, co skutkowało pojawieniem się pod koniec sarmatu i na początku panonu lokalnych stref o zwiększonej subsydencji, prawdopodobnie zarówno w strefie południowej jak i północnej, wypełnianych najmłodszymi utworami. Sugeruje to obecność w północnej części zapadliska przedkarpackiego obecność aktywnej strefy tektonicznej, dobrze widocznej na danych sejsmicznych w rejonie Aleksandrowa i Baszni (ryc. 2, 3). Sugeruje to brak tam strefy przejściowej między osadami płytkiego litoralu Rostocza, a utworami wypełniającymi zapadlisko przedkarpackie. Różnice te niewątpliwie dotyczą młodszych od dolnobadeńskich warstw baranowskich, które zarówno na północnym brzegu zapadliska, jak i na Rostoczku mają miejscami podobne wykształcenie (por. Moryc, 1961; Ney 1969; Roniewicz & Wysocka, 1997). Ostateczny, dzisiejszy

obraz zapadliska przedkarpackiego ukształtowała pomioceńska erozja i okres zlodowaceń.

Wnioski

Wypełnianie wschodniej części zapadliska przedkarpackiego — podobnie jak w większości zapadlisk przedgórnich — odbywało się w dwóch fazach; fliszowej — trwającej od wczesnego badenu po niższą część późnego badenu (moraw–wielicz) i fazie molasowej trwającej od wyższej części późnego badenu po panon (kosow–meot)*. Szereg nowych wyników badań biostratygraficznych skorelowanych z zonami nanoplanktonowymi Gradsteina i in. (2004), pozwoliło na odmłodzenie utworów wypełniających zapadlisko przedkarpackie oraz wyznaczenie w wyższej części profilu utworów zapadliska osadów sarmatu górnego i panonu. Na podstawie interpretacji profili sejsmicznych najmłodsze utwory występują w północno-zachodniej części basenu w rejonie Tarnogrodu i Aleksandrowa, i zapewne są podobne wiekowo do tych rozpoznanych w rejonie Gór Świętokrzyskich.

Występujące w profilu utworów miocenijskich sekwencje depozycyjne są sekwencjami 3-rzędu. Pierwsza obejmuje warstwy baranowskie deponowane w warunkach stopniowego wzrostu, a następnie bardzo szybkiego spadku względnego poziomu morza. Druga obejmuje stropowe części warstw baranowskich, anhydryty i warstwy grabowieckie deponowane w warunkach stopniowego wzrostu WPM. Trzecia sekwencja obejmuje pełen profil utworów sarmatu i składa się z co najmniej czterech sekwencji niższego rzędu, wcześniej opisanych przez Dziadzio (1999, 2000). W obrębie sukcesji sarmackiej na profilach sejsmicznych występuje szereg refleksów sejsmicznych (granic), które można śledzić na znacznym obszarze (ryc. 2–5), a którym w ujęciu stratygrafii sekwencji można przypisać odpowiednie znaczenie stratygraficzne (ryc. 6). I tak granica Mb wyznacza strop utworów badeńskich i spąg trzeciej miocenijskiej sekwencji depozycyjnej. Granica M3 jest interpretowana jako powierzchnia zalewu morskiego w obrębie najstarszej sarmackiej sekwencji depozycyjnej 4-rzędu. Granica M2 jest granicą chronostratygraficzną między zonami otwornicowymi *Anomalinoides dividens* i *Varidentella reussi*, która przebiega w obrębie stropowych części drugiej sarmackiej sekwencji depozycyjnej tuż nad maksimum zalewu, w późnej fazie wysokiego stanu WPM.

Granica M1 odpowiada powierzchni transgresji w 3. śródsarmackiej sekwencji. Granica M0 przebiega po powierzchni transgresji w obrębie 4. sarmackiej sekwencji i wiąże się z granicą stratygraficzną między zonami otwornicowymi *Velapertina reussi* i *Porosonion granosum*, czyli wyznacza granicę między piętrami wołyn i *besarab*.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W. 1971 — Regional stratigraphy of the Miocene in the Polish part of the Fore-Carpathian Trough. Acta Geol. Acad. Sc. Hung., 15: 49–61.
 ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 26: 470–471.
 ALLEN P. A. & ALLEN J. R. 1990 — Basin analysis: Principles and products. Oxford, United Kingdom, Blackwell Scientific Press.
 ALLEN P.A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. 1986 — Foreland basins: an introduction. [In:] Allen P.A. & Homewood P. (eds.),

*W nawiasach podano piętra wyznaczone dla Wschodniej Pareatetydy według Rögla (1998)

- Foreland Basins. Inter. Association of Sedimentologists, Spec. Publ., 8: 3–12.
- CZAPOWSKI G. 2004 — Wschodnia część Zapadliska. [In:] Budowa geologiczna Polski, t. I, część 3a, 233–239.
- CZEPIEC I. 1996 — Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. Zesz. Nauk. AGH, Geol., 22: 309–338.
- DZIADZIO P. 1999 — Sedymentologia utworów miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego między Leżajskiem a Lubaczowem. Biblioteka Państw. Inst. Geol.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 48: 1124–1138.
- DZIADZIO P. & JACHOWICZ M. 1996 — Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. Prz. Geol., 44: 1124–1130.
- DZIADZIO P., LISZKA B., MAKSYM A. & STARYSZAK G. 1997 — Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeżnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów-Albigowa-Krasne. Nafta-Gaz, 9: 407–414.
- DZIADZIO P. & OLSZEWSKA B. 2000 — Analiza biostratygraficzna utworów miocenu E części zapadliska przedkarpackiego. Arch. PGNiG S.A. Warszawa.
- GARECKA M. & JUGOWIEC M. 1999 — Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Pr. Państw. Inst. Geol., 158: 29–42.
- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H. & KARNKOWSKI P. 1966 — Geologia rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. Kwart. Geol., 10: 211–249.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. 2004 — Geologic Time Scale. Cambridge University Press.
- JASIONOWSKI M. 1997 — Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Inst. Geol., 375: 43–60.
- JURKIEWICZ H. & KARNKOWSKI P. 1961 — Poziom spiralisowy w tortonie Przedgórze Karpat. Prz. Geol., 9: 24–27.
- KARNKOWSKI P. 1969 — Formowanie się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na tle geologii przedgórze Karpat Polskich. Wyd. Geol. KARNKOWSKI P. 1974 — Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia (na wschód od Krakowa). [In:] Budowa geologiczna Polski, t. IV, część 1, 402–416.
- KARNKOWSKI P. 1989 — Utwory deltowe Przedgórze Karpat. Prz. Geol., 37: 28–32.
- 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. 1999 — Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 249–275.
- ŁUCZKOWSKA E. 1958 — Mikrofauna mioceńska przedgórze karpackiego. Kwart. Geol., 2: 105–125.
- ŁUCZKOWSKA E. 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. Pr. Geol. Kom.Nauk PAN Oddz. w Krakowie, 20: 1–52.
- MAKSYM A., LISZKA B., STARYSZAK G. & DZIADZIO P. 1997 — Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeżnej części Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów–Albigowa–Krasne. Arch. PGNiG S.A., Jasło.
- MORYC W. 1961 — Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 31: 47–76.
- MORYC W. 1995 — Łądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórze Karpat. Nafta-Gaz, 51: 181–195.
- NEY R. 1969 — Miocen południowego Rostocza między Horyńcem a Łówcą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. PAN, 60: 7–79.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & SŁUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. PAN Kraków, 82: 7–50.
- OLSZEWSKA B. 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 8–28.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early through Middle Miocene dynamics of the Polish Carpathian Foredeep. Prz. Geol., 45: 1094–1095.
- OSZCZYPKO N. 1999 — From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin — a tentative history of the Outer Western Carpathians. Geol. Carpathica, 50 (special issue): 161–163.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene Basin in the Polish Outer Carpathian and their foreland. Geol. Carpathica, 40: 23–36.
- PERYT D. 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. Biul. Państw. Inst. Geol., 387: 158–161.
- PERYT T. M. 2006 — Sedymentacja ewaporatów badenijskich w zbiorniku przedkarpackim. Prz. Geol., 54: 438–444.
- PERYT T. M., PERYT D., SZARAN J., HAŁAS S. & JASIONOWSKI M. 1998 — O poziomie anhydrytowym w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola-7 k. Jarosławia (SE Polska). Biul. Państw. Inst. Geol., 379: 61–77.
- PIETSCH K., BYŚ I., FRANKOWICZ E., HODIAK R., JARZYNA J., KOBYLARSKI M., KOWALCZUK J.J., KOTUŁA-KAŻMIERCZUK, MACHOWSKI G., MADEJ K., MAKSYM M., MARZEC P., PAPIERNIK B., PORĘBSKI S.J., SEMYRKA R., SIMON-CZULAK E., TATARATA A., WAWRZYŃIAK K. & ZAJĄC A. 2005 — Odzworowanie zmienności parametrów petrofizycznych w geofizycznym obrazie stref akumulacji węglowodorów w południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Projekt badawczy MNiI, Nr 5 t12b 03723. Arch. PGNiG S.A. Warszawa.
- POLTOWICZ S. 1994 — Dolnobadeńskie osady rynnowe i śródbadeńska erozja podmorska w okolicy Ropczyc (Dębica–Rzeszów). Nafta-Gaz, 9: 363–372.
- PORĘBSKI S. J. 1999 — Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górną baden) w rejonie Kraków–Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 97–118.
- POSAMENTIER H. W., JERVEY H.W. & VAIL P.R. 1988 — Eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. [In:] Wilgus C.K. i in. (eds.). Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ., 42: 110–124.
- RÖGL F. 1998 — Paratethys Oligocene-Miocene Stratigraphic Correlation. [In:] Cicha F. i in. (eds). Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Abh. der Senckenbergischen Naturforsch. Gesellschaft, 549: 3–9.
- RONIEWICZ P. & WYSOCKA A. 1997 — Przykłady cykliczności sedymentacji w utworach miocenu Rostocza. Prz. Geol., 45: 799–802.
- SINCLAIR H. D. 1997 — Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. Geology, 25: 1123–1126.
- WYSOCKA A. 2002 — Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Rostocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geol. Pol., 52: 535–563.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr & THOMPSON S. 1977 — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. [In:] Payton Ch. E. (ed.), Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem., 26: 63–97.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. 1990 — Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. AAPG. Methods in Exploration Ser., 7: 1–55.

Praca wpłynęła do redakcji 16.03.2006 r.
Akceptowano do druku 28.03.2006 r.