

Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa–Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D

Krzysztof Mastalerz¹, Anna Wysocka², Piotr Krzywiec³, Jacek Kasiński³, Paweł Aleksandrowski⁴, Bartosz Papiernik⁵, Barbara Ryzner-Siupik⁶, Janusz Siupik⁶



K. Mastalerz



A. Wysocka



P. Krzywiec



J. Kasiński



P. Aleksandrowski



B. Papiernik



B. Ryzner-Siupik



J. Siupik

Miocene succession at the Ryszkowa Wola high (Sieniawa–Rudka area), Carpathian Foredeep Basin: facies and stratigraphic interpretation of wellbore and 3D seismic data. *Prz. Geol.*, 54: 333–342.

S u m m a r y. The Polish Carpathian Foredeep Basin (PCFB) is the northern compartment of a foreland basin system that surrounds the Carpathian orogenic belt. The axis of the eastern part of the PCFB plunges gently towards SE, where the Miocene basin-fill succession exceeds 2000 metres in thickness. The Miocene succession developed in shallow marine ramp settings and is subdivided into 3 lithostratigraphic units: sub-evaporitic (onshore-to-nearshore), evaporitic, and supra-evaporitic (offshore-to-estuarine). The upper unit includes a siliciclastic series (Upper Badenian–Sarmatian), which constitutes the main segment of the succession. It displays an asymmetric, shallowing-up trend, expressed by the following sequence: hemipelagic→turbiditic→deltaic→low-energy nearshore-to-estuarine facies associations. Sediment accumulation in the basin has been significantly overprinted by higher-frequency cyclicity and encloses several genetic stratigraphic sequences bounded by

MFS surfaces. An early phase of the basin development was characterised by high-rate subsidence and slow-rate sedimentation (hemipelagic facies). The turbiditic facies association identified within the Sieniawa–Rudka area resulted from southward progradation of a submarine fan/prodeltaic depositional system, mainly fed from the northern and north-western continental margins of the basin. An overall SE-ward palaeoslope inclination controlled the main phase of the deltaic progradation, which had gradually replaced the turbiditic systems. The late deltaic phase was characterised by ENE palaeotransport directions. The final phase of the basin filling took place in shallow-water, low-energy, nearshore-to-estuarine environments. In the early stage of the basin development, a complex system of NW–SE elongated basement pop-ups and flower structures in the Miocene succession were produced by reactivation and inversion of Mesozoic basement faults. The growth of these positive structures modified local subsidence patterns and affected the organisation of depositional systems of the siliciclastic series. A narrow elevation of the Ryszkowa Wola High (RWH) gradually grew above one of the pop-up structures. Complex structural-stratigraphic hydrocarbon traps developed along the RWH, due to interaction between the growth of local faults and the development of the successive depositional systems. Tidally-modified delta-top and estuarine facies are the most common hydrocarbon hosts within individual sequences of the „deltaic” segment of the succession.

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, sedimentation, sequence stratigraphy, facies analysis, well log interpretation, 3D seismic data

¹2005 Bow Dr., Coquitlam, B.C., V3E 1X4, Kanada; krzys_mastalerz@yahoo.com

²Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; Anna.Wysocka@uw.edu.pl

³Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; piotr.krzywiec@pgi.gov.pl; jacek.kasinski@pgi.gov.pl

⁴Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. Maksy Borna 9, 50-205 Wrocław; palex@ing.uni.wroc.pl

⁵Akademia Górniczo-Hutnicza, Zakład Surowców Energetycznych WGGiOŚ, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; papiern@geol.agh.edu.pl

⁶PGNiG S.A., ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków; bsiupik@geonafta.krakow.pl, jsupik@geonafta.krakow.pl

Baseny (zapadliska) przedgórskie powstają w trakcie nasuwczącej aktywności brzeżnych stref orogénów, wskutek uginania i pogrążania płyty przedpola górotworu (por. Allen & Allen, 1990). Cechują się one znacznym wydłużeniem i asymetrią w przekroju poprzecznym. Subsycjencja wywołana obciążeniem orogenu i akumulacją osadów jest nierównomierna w czasie i przestrzeni. W najwcześniejszych etapach rozwoju basenu jest ona zazwyczaj niewielka, wzrasta znacznie w okresie nasuwania płaszczowin (por. Emery & Myers, 1996; Nummedal & Garcia-Gonzalez, 2001) i stopniowo wygasa po zakończeniu działalności orogenicznej.

Ewolucja basenów przedgórskich obejmuje dwa zasadnicze stadia: 1) stadium niewypełnionego basenu z silnie rozwiniętymi facjami pelagicznymi i turbidytowymi oraz 2) stadium wypełnionego basenu z przewagą osadów facji

plytkowodnych i subaeralnych. Kolejne jednostki stratygraficzne wypełnianego basenu wykazują konsekwentną redukcję miąższości (do wyklinowania) w kierunku na zewnątrz od frontu orogenicznego oraz (zwykle) przekraczające zaleganie w kierunku przedpola basenu.

We wczesnych fazach rozwoju basenów przedgórskich oddziaływanie eustatycznych zmian poziomu morza jest na ogół mało istotne i ograniczone do słabo nachylonego „przykontynentalnego” brzegu basenu. W strefie frontального nasunięcia orogenu wpływy te są maskowane przez ruchy tektoniczne. W osiowej części basenu oddziaływanie czynników eustatycznych jest wyraźniejsze, jednakże ze względu na bardzo nieznaczne nachylenie powierzchni depozycyjnej jego efekty odbiegają znacznie od klasycznego, exxonowskiego modelu stratygrafii sekwencyjnej (Vail i in., 1977; Posamentier & Vail, 1988). Zmiany położenia linii brzegowej są w tej strefie bardzo znaczne, przestżeń akomodacyjna ograniczona, a osady są narażone na silne modyfikacje spowodowane czynnikami wewnątrzbasenowymi (por. Hunt & Tucker, 1992; Posamentier i in., 1992; Nummedal & Molenaar, 1995; Catuneanu, 2002).

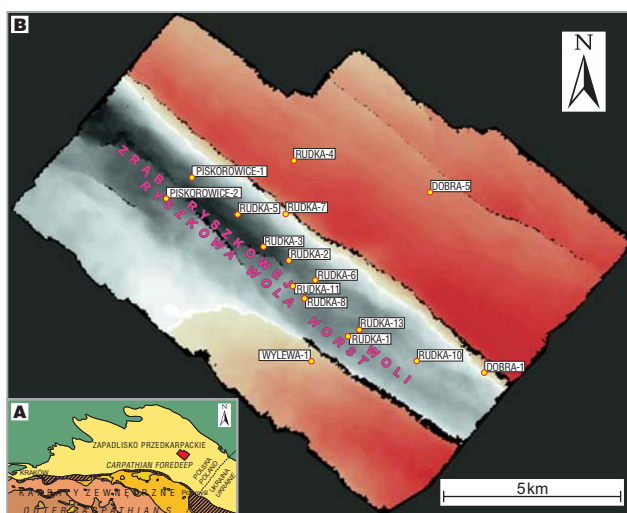
Wczesnym etapom uginania płyty przepola i wypełniania basenu towarzyszy rozwój deformacji ekstensyjnych w jego podłożu. Propagacja frontu nasuwczego orogenu prowadzi z czasem do zmian charakteru pola naprężeń w obrębie basenu, co może skutkować tektoniczną inwersją starszych nieciągłości w warunkach kompresji lub transpresji (por. np. Krzywiec, 1999). Ekstensja ugięciowa, deformacje przesuwce i inwersja tektoniczna mogą wpływać na rozkład stref subsydencji w basenie, a w rezultacie na kierunki transportu materiału klastycznego, progradację form akumulacyjnych, rozkład facji i geometrię lokalnych elementów architektury basenu.

W niniejszym artykule prezentowane są wyniki analizy stratygraficznej i facjalnej utworów miocenijskich z rejonu Sieniawy–Rudki (zlokalizowanego we wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedgórskiego Karpat), których rozwój odzwierciedla wiele spośród wymienionych powyżej zjawisk. Przeprowadzona analiza została oparta na danych otworowych (rdzenie, karotaże, zapis upadomierza) i danych sejsmiki 3D (Krzywiec i in., 2003). Model tektonicznej ewolucji tego obszaru oparty na tych samych danych został przedstawiony przez Krzywca i in. (2005).

Zarys budowy geologicznej obszaru badań

Obszar wschodniej części zapadliska przedkarpacciego stanowił w mezozoiku część basenu osadowego bruzdy śródpolskiej (por. Kutek, 1994; Gutowski i in., 2005), która w późnej kredzie–paleogenie uległa inwersji, a następnie erozji. Zasadniczy etap ewolucji tektonicznej tego obszaru był związany z miocenijską ekstensją ugięciową związaną z nasunięciem na przedpole brzeżnej strefy orogenu karpacciego (por. Oszczytko & Ślęczka, 1985, 1989; Oszczytko, 1996, 1999; Krzywiec, 1999, 2001). Dzisiejsze ukształtowanie stropu podłoża wschodniej części polskiego zapadliska przedkarpacciego jest silnie zróżnicowane: przy północnej krawędzi basenu (rejon Roztocza) występuje on na głębokościach rzędu zaledwie dziesiątek metrów, ku południowi zaś obniża się stopniowo do ponad 2 km (Karnkowski & Głowacki, 1961; Dziadzio & Jachowicz, 1996; Krzywiec, 1999, 2001; Krzywiec i in., 2005; Wysocka, 2002; por. też: Karnkowski, 1978). W jego morfologii zaznacza się wiele wąskich, wyniesionych bloków podłoża o wydłużeniu NW–SE i rozdzielających je znacznie szerszych obniżen. Jednym z takich wyniesionych bloków jest tzw. zrąb Ryszkowej Woli (ryc. 1), którego geneza wiąże się z miocenijską lewoskrętną przesuwcznością o kierunku NW–SE w obrębie podłoża paleozoicznego tej części zapadliska (por. Krzywiec i in., 2005).

Sukcesja osadowa miocenu (baden–sarmat) omawianej części zapadliska przedkarpacciego cechuje się umiarkowanym zróżnicowaniem facjalnym i wyraźnie trójdzielną w pionie budową. Niewielkiej miąższości pakiet niejednorodnych facjalnie osadów zalegających w spągu ewaporatów jest określany mianem kompleksu podewaporatowego (i tradycyjnie zaliczany wiekowo do badenu dolnego). Dolny kontakt tych osadów stanowi rodzaj erozyjnej niezgodności kątowej, której towarzyszy rozległa luka stratygraficzna. Powyżej zalega przeciętnie kilkunastometrowej miąższości kompleks ewaporatowy, tradycyjnie uważany za środkowobadeński, jednak zgodnie z najnowszymi datowaniami zaliczany do badenu górnego (por. Oszczytko i in., 2005), reprezentowany przez anhydryty. Ponad ewaporatami występuje znacznej miąższości (do ponad 2 km) seria osadów piaszczysto-ilastych określanych tu jako kompleks nadewaporatowy (seria silikoklastyczna), któremu przypisuje się wiek późnobadeńsko–sarmacki (Ney i in., 1974; Oszczytko i in., 2005). Górna granica miocenu charakteryzuje się subtelną niezgodnością erozyjną (i nieznaczna kątową).



Ryc. 1. A — Lokalizacja zdjęcia sejsmicznego 3D „Rudka” (czerwony wielokąt) na tle szkicu geologicznego Karpat zewnętrznych i ich przedpola. B — czasowa mapa sejsmiczna poziomu ewaporatowego, aproksymująca konfigurację stropu podłoża paleozoicznego. Osiowa część podłoża (szare kolory) uniesiona w stosunku do położonego niżej otoczenia (czerwone kolory) wyznacza zasięg zrębu Ryszkowej Woli (por. Krzywiec, 1999; Krzywiec i in., 2005). **Fig. 1.** A — Location of the “Rudka” 3D seismic survey (red rectangle) on geological sketch of the Outer Carpathians and their foreland. B — Time seismic map of the evaporitic horizon can be regarded as close approximation of the top surface of the Palaeozoic basement. Ryszkowa Wola High is defined by the axial part (grey colors) of the basement uplifted with respect to the surrounding areas (red colors) — (cf. Krzywiec, 1999; Krzywiec i in., 2005).

Wykorzystane dane i metodyka interpretacji

Do interpretacji wykorzystano dane geofizyki wiertniczej z 9 otworów (Dobra-1, Dobra-5, Rudka-7, Rudka-8, Rudka-10, Rudka-11, Rudka-13, Wylewa-1 i Piskorowice-2), profilowania upadomierza z 5 otworów (Rudka-8, Rudka-10, Rudka-11 i Rudka-13 oraz Wylewa-1), odcinki rdzeni wiertniczych z 7 otworów (Dobra-5, Rudka-7, Rudka-8, Rudka-10, Rudka-11 i Rudka-13 oraz Wylewa-1), oraz wysokiej jakości sejsmikę 3D (ryc. 1). Większość z analizowanych otworów przewierciła całą sukcesję mioceńską, osiągając podłoże. Integracja danych sejsmiki 3D i wiertniczych zaowocowała przeprowadzeniem wiarygodnej korelacji między otworami oraz umożliwiła dokonanie kompletnego podziału serii silikoklastycznej sarmatu na sekwencje genetyczne *sensu* Galloway (1989). Wyznaczone granice sekwencji dowiązano do danych sejsmicznych za pomocą seismogramów syntetycznych. Interpretacja przeprowadzona przy wykorzystaniu danych sejsmiki 3D pozwoliła na skonstruowanie szczegółowych map strukturalnych dla granic wyróżnionych sekwencji (por. Krzywiec i in., 2005).

Mapy te oraz wyniki analizy litofacjalnej danych otworowych umożliwiły konstrukcję map miąższościowych i litofacjalnych dla poszczególnych sekwencji. Zmienność litofacjalną wyróżnionych sekwencji genetycznych zrekonstruowano na podstawie zintegrowanej interpretacji krzywych geofizycznych i wyników interpretacji zdjęć sejsmicznego wykonywanych z zastosowaniem programów PetroWorks i StratWorks (Papiernik & Zajac, 2003). Wydzielono cztery litofacje: piaszczystą (zapiaszczenie >75%), piaszczysto-ilastą (75–50%), ilasto-piaszczystą (50–25%) i ilastą (zapiaszczenie <25%). Analiza przestrzenna obejmowała dwustopniową procedurę konstruowania map litofacjalnych. W pierwszym kroku, w programie StratWorks, na podstawie zliczeń krzywych litologicznych w obrębie interwałów stratygraficznych oszacowano sumaryczne miąższości litofacji i przeliczono te wartości do postaci procentowego udziału facji w sekwencji (Papiernik & Zajac, 2003). Na podstawie tych danych estymowano wynikowe mapy litofacjalne w programie ZMap-Plus. By zwiększyć ich wiarygodność, wykorzystano algorytm *Trendform Gridding*, pozwalający powiązać obliczany model z rozkładami przestrzennymi wykazywanymi przez tzw. modele sterujące (Zoraster, 1996; Britze, 1998; Papiernik, 2002). Jako modele sterujące wykorzystywano modele miąższości sekwencji genetycznych (por. Krzywiec i in., 2005).

Mapy strukturalne i litofacjalne zostały uzupełnione wynikami interpretacji kierunków paleotransportu, opartej na analizie wysokiej jakości danych profilowania upadomierzem i posłużyły do interpretacji architektury facjalnej oraz odtworzenia rozwoju sedymentacji w analizowanej części zapadliska przedkarpackiego. Wynikiem kompleksowej analizy tego obszernego zestawu danych jest również wiele wniosków dotyczących współzależności sedymentacji i tektoniki oraz wniosków natury złożowej.

Charakterystyka facji i asocjacji facjalnych

Analiza sedymentologiczna materiału rdzeniowego pozwoliła na wyróżnienie wielu odmian facjalnych oraz zespołów facji (Krzywiec i in., 2003; Mastalerz i in., 2004). W obrębie kompleksu podewaporatowego dominuje zespół facji aluwialnych i płytkiego przybrzeża. Kompleks

ewaporatowy jest zbudowany na analizowanym obszarze niemal wyłącznie z różnych odmian anhydrytów, natomiast kompleks nadewaporatowy charakteryzuje się obecnością zespołów facji osadów hemipelagicznych, prądów zawieszinowych, deltowych oraz lagunowo-estuariowych.

Utworki zespołu facji aluwialnych i piaszczystego przybrzeża nawiercono bezpośrednio powyżej podstawowej mioceńskiej powierzchni niezgodności w otworach Rudka-10 i Dobra-5 (ryc. 1). Rozpoczynają się one gruboziarnistymi piaskowcami i brekcjami sedymentacyjnymi o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Szkielet ziarnowy składa się z kwarcu i ostrokrawędzistych klastów litycznych (ryc. 2A). Dominującym strukturami sedymentacyjnymi są tu warstwowania skośne. Wyżej leżą grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe z licznymi drobnymi intraklastami. Ich pierwotne struktury sedymentacyjne uległy zatarciu (bioturbacja?). W stropie tych piaskowców stwierdzono występowanie słabo czytelnych struktur korzeniowych. Pozostałą część kompleksu podewaporatowego stanowią piaskowce o zmiennym uziarnieniu i wysortowaniu. Są one silnie zbioturbowane, lecz miejscami zawierają wciąż czytelne warstwowania skośne. Utworki te interpretowane są jako przejściowe od osadów środowiska aluwialnego do osadów płytkiego, piaszczystego przybrzeża. Kompleks tych osadów ma transgresywny charakter (por. Dziadzio, 2000).

Osady zespołu facji ewaporatowych zbudowane są głównie w postaci anhydrytów laminowanych poziomo oraz gruzłowych (Peryt i in., 1998). Występują wśród nich cienkie przeławicenia osadów drobnoziarnistych oraz węgla brunatnego i łu węglatego. W stropowej części wkładki silikoklastycznej stwierdzono występowanie pogrąży wypełnionych anhydrytem. Materiał fitogeniczny jest zapewne allochtoniczny, choć daleko posunięte procesy żelifikacji zatarły jego pierwotne cechy botaniczne. Osady zespołu facji ewaporatowych są związane najprawdopodobniej z niskoenergetycznym środowiskiem zatok lub lagun, gdzie materiał roślinny mógł być dostarczany z pobliskiego brzegu. Zalegają one zazwyczaj z ostrą granicą bezpośrednio ponad utworami zespołu facji aluwialnych i piaszczystego przybrzeża.

Osady zespołu facji hemipelagicznych (otwartego basenu) występują głównie w najniższej części serii silikoklastycznej. Stwierdzić je można również w najwyższej części kompleksu podewaporatowego w otworze Dobra-5 oraz miejscami wśród wyższych stratygraficznie interwałów drobnoziarnistych serii silikoklastycznej. Zespół ten jest zbudowany jako ciemnoszare, lekko wapniste, laminowane mułowce i heterolity mułowcowe z poziomami wzbogaconymi w związki żelaza. Dominują warstwowania horyzontalne. Osady zawierają zwykle wyraźną domieszkę łyszczyków i substancji węglistej.

Zespół facji prądów zawieszinowych występuje w niższej części kompleksu nadewaporatowego. Składa się on z szarych, wapnistych heterolitów piaszczysto-mułowcowych i mułowcowych z dobrze rozwiniętymi normalnymi uziarnieniami frakcjonalnymi i wykazuje zdecydowaną cykliczną organizację pionową w małej skali. W dolnych, piaszczystych częściach ławic złożonych obserwuje się warstwowania poziome, niskokątowe skośne, zmarszczkowe, smużyste oraz pogrąży (ryc. 2B). Wykazują one zazwyczaj ostre, erozyjne spągi. W górnych, drobnoziarnistych odcinkach takich ławic frakcjonalnemu uziarnieniu towarzyszy często nieostra laminacja pozioma oraz liczne struktury bioturbacyjne, najczęściej *Chondrites* sp. Osady

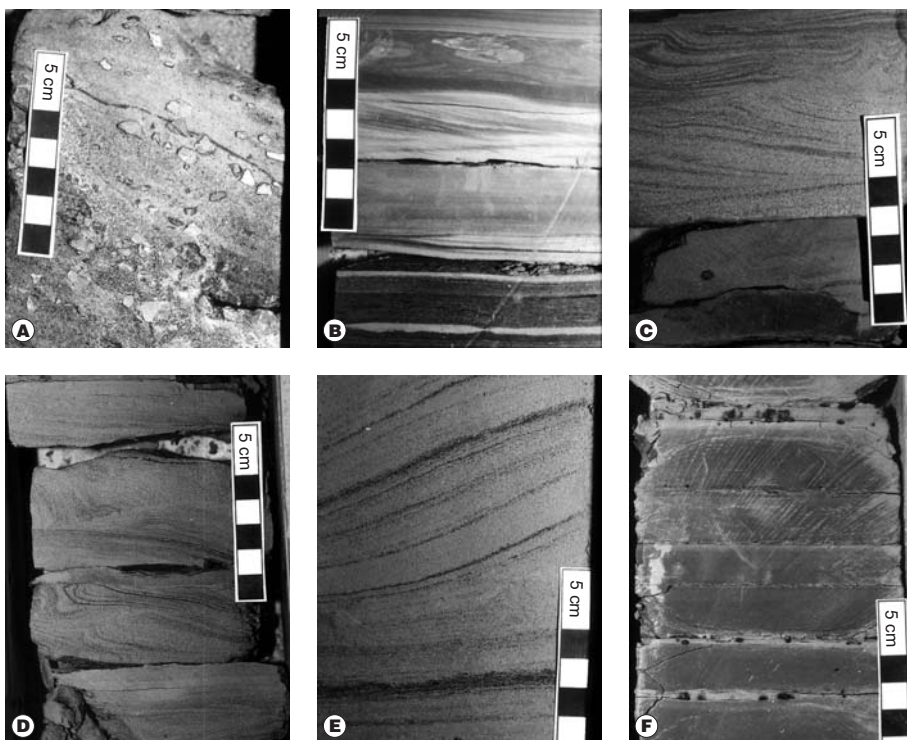
te można wiązać z epizodyczną depozycją materiału klastycznego z prądów zawieszinowych o niskiej i normalnej koncentracji. Znaczne zmiany natężenia i przerwy w sedymentacji umożliwiły okresowo kolonizację dna i bioturbację osadu.

Zespół facji deltowych występuje w środkowej i wyższej części serii silikoklastycznej, stanowiąc jej najważniejszy objętościowo element. Przeważają tu heterolity piaszczyste i mułowcowe obfitujące w przeławicenia piaszczyste. Osady wykazują szare zabarwienie i są najczęściej wyraźnie wapniste. Miejscami występują znaczne domieszki rozproszonej substancji węglistej i okruchów ksyliłtów. Powszechnie występują niskokątowe warstwowania skośne, laminacje zmarszczkowe i rzadziej laminacja horyzontalna (ryc. 2C–E). Typowe następstwo struktur sedymentacyjnych w obrębie przeławień piaszczystych obejmuje kolejno od dołu: warstwowanie poziome, tabu-

larne warstwowanie skośne, synsedymentacyjne deformacje, niskokątowe warstwowanie skośne i strefy nielicznych bioturbacji. Heterolity piaszczyste zwykłe bezpośrednio podścielają zestawy/wielozestawy piaszczyste. Dominują w nich warstwowania horyzontalne, niskokątowe skośne, zmarszczkowe, nieliczne powierzchnie rozmyć, synsedymentacyjne deformacje fałdowe (ryc. 2C i 2E). Stopień bioturbacji osadu jest, przeważnie, niewielki. W osadach zespołu facji deltowych sporadycznie występują pojedyncze muszle cienkoskorupowych małży.

Osady zespołu facji lagunowo-estuariowych, płytkich zatok i przybrzeża są charakterystyczne głównie dla najwyższej części serii silikoklastycznej. Dominują tu szare i ciemnoszare, wapniste, bezstrukturalne i laminowane mułowce oraz heterolity mułowcowe (ryc. 2F). W niższych częściach interwałów tego zespołu stosunkowo

licznie występują przeławicenia piaszczyste. Stwierdzić tu można występowanie charakterystycznej oddzielności soczewkowej, związanej prawdopodobnie z pierwotną laminacją kopułową. W laminowanych mułowcach i heterolitach mułowcowych dominuje laminacja horyzontalna, rzadziej występują warstwowania zmarszczkowe i niskokątowe skośne. Osady zawierają domieszki substancji węglistej i łuszczyków. Utwory te cechuje zmienny stopień bioturbacji oraz występowanie nielicznych muszli cienkoskorupowych małży. Stosunkowo często występują tu poziomy z drobnymi kongrecjami żelazistymi (ryc. 2F) oraz żelaziste inkrustacje na fragmentach roślinnych. Następstwo struktur typowe dla heterolitów mułowcowych tego zespołu obejmuje pogąrzy i struktury deformacyjne, warstwowanie zmarszczkowe, niskokątowe warstwowanie skośne oraz laminację poziomą.



Ryc. 2. Charakterystyka litofacjalna osadów serii silikoklastycznej. A — skośnie warstwowane, średnio- i gruboziarniste piaskowce, ze znaczną domieszką okruchów litycznych (otwór Rudka–10, gł. 1357–1358 m, zespół facji aluwialnych i piaszczystego przybrzeża), B — heterolity mułowcowo-piaszczyste, cykle uziarnione frakcjonalnie, warstwowania horyzontalne i skośne, poziom kompakcyjnie zmienionych bioturbacji (otwór Rudka–10, gł. 1195–1196 m, zespół facji prądów zawieszinowych), C — skośnie i zmarszczkowo warstwowane, drobnoziarniste piaskowce, w górnej części nieco zaburzone (otwór Wylewa–1, gł. 831–832 m, zespół facji deltowych), D — skośnie warstwowane, drobnoziarniste piaskowce, synsedymentacyjnie zaburzone (otwór Rudka–13, gł. 546–565 m, zespół facji deltowych), E — skośnie warstwowane, drobnoziarniste piaskowce (otwór Wylewa–1, gł. 671–672 m, zespół facji deltowych), F — heterolity mułowcowe z poziomami kongrecji żelazistych (otwór Rudka–11, gł. 641–642 m, zespół facji lagunowo-estuariowych, płytkich zatok i przybrzeża)

Fig. 2. Lithological characteristics of the siliciclastic series. A — cross-stratified, medium and coarse-grained sandstones, with lithic grain admixture (well Rudka–10, depth 1357–1358 m, on-shore to near-shore facies association), B — sandy and silty heterolites, normal graded, horizontal and cross-stratified, (well Rudka–10, depth 1195–1196 m, turbiditic facies association), C — ripple- and cross-stratified, fine-grained sandstones, in the upper part slightly syn-depositionally deformed (well Wylewa–1, depth 831–832 m, deltaic facies association), D — cross-stratified, fine-grained sandstones, with syn-sedimentary deformations (well Rudka–13, depth 546–565 m, deltaic facies association), E — cross-stratified, fine-grained sandstones (well Wylewa–1, depth 671–672 m, deltaic facies association), F — silty heterolites with horizons of small ferruginous concretions (well Rudka–11, depth 641–642 m, low-energy nearshore-to-estuarine facies associations)

Sekwencyjna organizacja silikoklastycznego kompleksu nadewaporatowego

Silikoklastyczny kompleks nadewaporatowy ujawnia wyraźną cykliczną organizację o hierarchicznej strukturze — wyróżnić w niej można kilkadziesiąt cyklotemów różnej rangi. Większa ich część wykazuje prawie symetryczny charakter: w swoich niższych częściach cechują się one wzrostem zapiaszczenia ku górze, powyżej natomiast ziarno osadu drobnieje. Towarzyszy temu zmiana rodzaju uławicenia — od cienkiego w niższych częściach cyklotemu, poprzez stopniowo grubsze w części środkowej i,

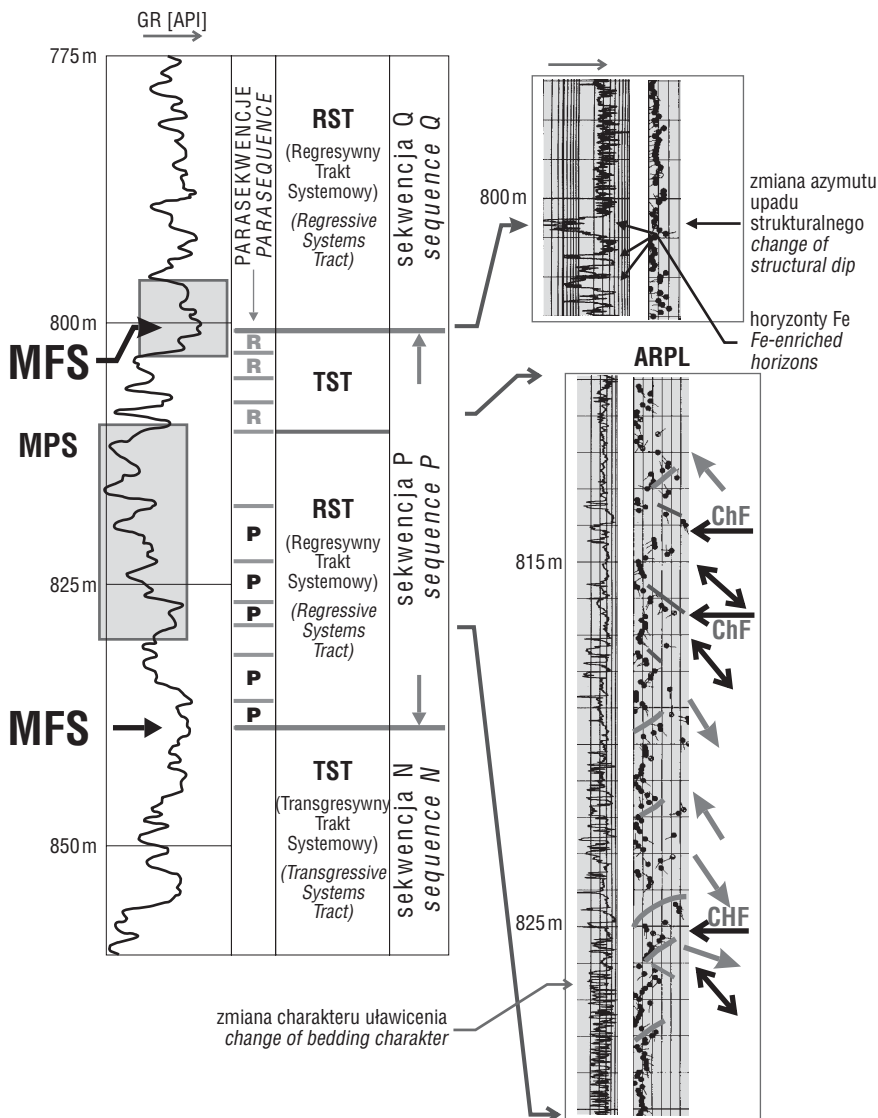
ponownie, do coraz cieńszego ku stropowi. Środkowe, piaszczyste interwały cyklotemów zawdzięczają swą genezę akumulacji osadów w formie podwodnych (najczęściej płytkowodnych) nasypów. Zmienny udział mają tu osady wypełnień koryt/kanałów. Najdrobniej ziarniste osady dolnych i górnych części cyklotemów są przeważnie efektem akumulacji z hemipelagicznej zawiesiny, przy zmiennym udziale rozcieńczonych prądów zawiesinowych i słabych prądów trakcyjnych.

W rzeczywistości żaden z cyklotemów, szczególnie wyższej rangi, nie ma prostej, regularnej budowy. Zazwyczaj w ich profilach występują wielokrotnie powtarzające się trendy niższej rangi. W dolnych częściach cyklotemów stwierdzić można powtarzające się zestawy o grubiejącym ziarnie i grubiejących ławicach. W środkowych odcinkach szczególnie charakterystyczne są grube wielozestawy ławic piaskowcowych, często o ostrych, erozyjnych granicach spągowych, wykazujących często tendencje do drobnienia ziarna ku górze.

Cykliczny rodzaj organizacji serii jest podstawą jej podziału na jednostki stratygraficzne, oddzielone wyraźniejszymi interwałami osadów drobnoziarnistych. Interwały te charakteryzują się wieloma objawami typowymi dla stref kondensacji stratygraficznej: znacznym wzrostem udziału minerałów ilastych oraz materiału wytrącanego chemicznie. Wyraża się to zwykle wyraźnym

wzrostem natężenia promieniowania gamma, często radykalnym spadkiem oporności oraz niekiedy subtelną zmianą upadu strukturalnego serii. Strefy takie zawierają w sobie tzw. powierzchnie maksymalnego zatopienia — MFS (*maximum flooding surface*) — (por. Vail i in., 1977; Krzywiec, 1993; Porębski, 1996; Catuneanu, 2002) i oddzielają od siebie interwały stratygraficzne, wykazujące tendencje do retrogradacji od interwałów ujawniających trend progradacyjny (ryc. 3). Łatwość identyfikacji na wykresach karotażowych oraz niski stopień diachroniczności (Catuneanu i in., 1998; Catuneanu, 2002; Embry, 2002) pozwalają uznać te powierzchnie za stosunkowo precyzyjne i wygodne granice jednostek stratygraficznych.

Organizacja serii silikoklastycznej oraz charakterystyka facjalna wskazują, że w jej profilu mamy do czynienia z szeregiem sekwencji genetycznych ograniczonych powierzchniami MFS (por. Galloway, 1989). W każdej sekwencji wyróżnić można dwa ciągi systemowe — regresywny i transgresywny (ryc. 3). Granicą rozdzielającą osady ciągów systemowych sekwencji genetycznej jest powierzchnia maksymalnej progradacji — MPS (w przybliżeniu: maksymalnej regresji) i jej odpowiedniki, która ma również wysokie chronostratygraficzne znaczenie i rozdziela w profilu interwał o charakterze progradacyjnym (spływającym się) od interwału wykazującym oznaki stopniowej retrogradacji (pogłębiania; por. Catuneanu i in.,



Ryc. 3. Budowa i składniki prostej sekwencji genetycznej na przykładzie sekwencji P; dane z otworu Wylewa-1; GR — krzywa naturalnego promieniowania gamma, RES — wykres profilowania mikrooporności, ARPL — wykres strzałkowy upadomierza. Interpretacja: MFS — powierzchnia maksymalnego zatopienia, MPS — powierzchnia maksymalnej progradacji; ciągi systemowe: TST — transgresywny, RTS — regresywny; parasekwencje: P — progradacyjna, R — retrogradacyjna; strzałki obok wykresu upadomierza wskazują interpretowane kierunki paleotransportu; CHF — wypełnienie koryta/kanału

Fig. 3. Main elements of a genetic sequence showing relatively simple organization; sequence P, data from well Wylewa-1; Logs: GR — gamma ray, RES — microresistivity, ARPL — dipmeter arrow plot. Interpretation: MFS — maximum flooding surface (genetic sequence boundaries), MPS — maximum progradation surface; systems tracts: TST — transgressive, RTS — regressive; parasequences: P — progradational, R — retrogradational; arrows near the arrowplot show interpreted paleotransport directions; CHF — interpreted channel fills

1998; Catuneanu, 2002; Embry, 2002). Ten prosty podział jest zarazem obiektywny ze względu na możliwość dowiązania go do danych karotażowych i, z pewnym przybliżeniem, nawet do danych sejsmicznych. W każdej sekwencji wyróżnić można wiele parasekwencji, czyli wielozestawów ławic o organizacji pionowej, zgodnej z zasadą przejść facjalnych Walthera (Middleton, 1973), oddzielonych od siebie powierzchniami zalewu, związanymi z nagłymi pogłębieniami zbiornika sedimentacyjnego (ryc. 3).

Zintegrowane wyniki analiz sedimentologicznych materiału rdzeniowego i krzywych geofizyki otworowej, a w szczególności danych upadomierza, pozwoliły wyodrębnić w serii silikoklastycznej okolic Sieniawy–Rudki 12 sekwencji genetycznych wysokiej częstotliwości (Krzywiec i in., 2003; Mastalerz i in., 2004). W kierunku od spągu ku stropowi serii wydzielono sekwencje H, J, K, L, M, N, P, Q, R, S, T oraz V. Granice tych sekwencji skalibrowano z obrazem sejsmicznym na podstawie analizy seismogramów syntetycznych (ryc. 4). Dla otworów położonych w obrębie zrębu Ryszkowej Woli (por. ryc. 1) dowiązanie danych otworowych i sejsmicznych było zróżnicowanej jakości, ze względu na stosunkowo duży stopień deformacji tektonicznych. Dla otworu Dobra–5, położonego poza zrębem (por. ryc. 1), stopień korelacji seismogramu syntetycznego i danych sejsmicznych był bardzo wysoki (ryc. 4). Generalnie wysoka jakość analizowanych danych sejsmicznych 3D pozwoliła na precyzyjną interpretację granic wszystkich sekwencji zarówno w obrębie zrębu Ryszkowej Woli, jak i po obu jego stronach (ryc. 5; por. Krzywiec i in., 2005).

Zarys architektury facjalnej i paleotransportu

Dane sejsmiczne pokazują prawie równoległy układ horyzontów sejsmicznych w obrębie nadewaporatowej serii silikoklastycznej na badanym obszarze (ryc. 5). Znaczna część tych horyzontów wykazuje wysoki stopień ciągłości oraz niewielkie oboczne zmiany amplitudy. Lokalne zmiany amplitudowo-częstotliwościowe bywają w tej części zapadliska przedkarpackiego związane z akumulacjami gazu ziemnego (Myśliwiec, 2004a). Niektóre interwały stratygraficzne cechują się jednak bardziej homogenicznym obrazem sejsmicznym. W profilu sukcesji miocenijskiej obserwuje się dość wyraźne zróżnicowanie cech reflektorów. Obrazy sejsmiczne sekwencji H oraz — częściowo — T są stosunkowo homogeniczne. W niższych sekwencjach (J–M) w zasadzie przeważają horyzonty o nieznacznej amplitudzie, wyżej natomiast (sekwencje N–S) pojawiają się miejscami wyraźniejsze reflektory wysokoamplitudowe (por. Krzywiec i in., 2005; ryc. 5). Zestawy reflektorów o nieregularnym przebiegu i bardzo ograniczonej ciągłości zastępują miejscami obocznie zestawy reflektorów równoległych. Zestawy klinowe należą do rzadkości, mają bardzo ograniczone zasięgi oboczne i niewielką miąższość. Zdecydowane i systematyczne zaburzenie równoległej struktury horyzontów sejsmicznych obserwuje się jedynie w obrębie zrębu Ryszkowej Woli, a szczególnie na jego obrzeżach (ryc. 5; por. Krzywiec i in., 2005).

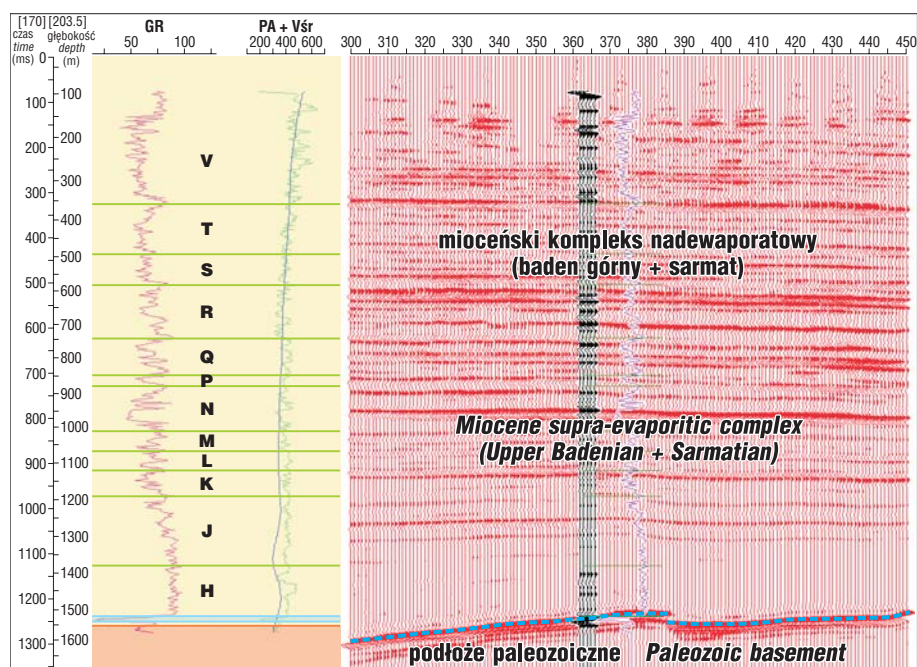
Serię silikoklastyczną można podzielić na kilka grup sekwencji cechujących się znacznym stopniem jednorodności facjalnej, organizacji oraz podobnymi kierunkami paleotransportu osadu. Grupy te reprezentują efekty depozycyjne zasadniczych etapów rozwoju basenu sedy-

mentacyjnego, różniących się wzajemnie organizacją i rodzajem systemu depozycyjnego.

Grupa sekwencji: H, J i K. Charakterystyka karotażowa i rdzeniowa wskazuje na turbidytowy rodzaj większości tych przeważnie drobnoziarnistych osadów. Miąższości sekwencji H i J osiągają maksymalne wartości poza zrębem Ryszkowej Woli, szczególnie w bezpośrednim pobliżu ograniczających go uskoków (ryc. 5; por. Krzywiec i in., 2005). Miąższości sekwencji J są zdecydowanie mniejsze ponad zrębem, wzrastając stopniowo ku SE wzdłuż jego osi (ryc. 6A). Ponad analizowaną częścią zrębu brak jest osadów najniższej sekwencji H. Sekwencja K cechuje się znacznie większym udziałem grubiej uławicznych piaskowców, a zróżnicowanie miąższości jej osadów jest znacznie mniejsze — niższe miąższości korelują się ze strefami uskokuowymi ograniczającymi zręb, maksymalne miąższości natomiast obserwuje się w SE części obszaru, gdzie wzrasta również stopień zapiaszczenia. W analizowanych otworach dominują kierunki paleotransportu ku SSW do SSE. Sekwencje tej grupy zalegają przekraczająco ku NW (por. Krzywiec, 1999, 2001).

Grupa sekwencji: L, M i N. W grupie tej mamy głównie do czynienia z zespołem osadów środowisk deltowych i towarzyszących. W profilu tej części serii coraz powszechniej pojawiają się znacznej miąższości wielozestawy ławic piaszczystych. Zróżnicowanie miąższości poszczególnych sekwencji jest umiarkowane. Redukcja miąższości ponad zrębem Ryszkowej Woli nie jest tak radykalna jak w najniższych sekwencjach. Układy izopachyt są stosunkowo zróżnicowane, a depocentra zlokalizowane po obu stronach zrębu migrują sukcesywnie w kierunku SE w kolejnych sekwencjach tej grupy. Wydłużona w kierunku WNW–ESE strefa maksymalnego zapiaszczenia lokuje się ponad zrębem w rejonie otworu Rudka–13 we wszystkich sekwencjach. Jedynie w sekwencji N rozbudowuje się ona wyraźniej ku NE. Przeważa paleotransport skierowany ku SE do ESE, natomiast ku górze coraz liczniej pojawiają się kierunki NE. Wyznaczniki paleotransportu ku WSW do WNW stwierdzone w wyższych częściach sekwencji M i N wynikają prawdopodobnie z udziału procesów wewnątrzbasenowych, szczególnie pływów, w redystrybucji materiału klastycznego. Przekroje sejsmiczne pokazują wyraźne wycienianie się i podginanie ku górze warstw ponad strefami uskokuowymi ograniczającymi zręb (ryc. 5). W szerszej skali ujawniają one spokojne sedimentacyjne zaleganie przekraczające w kierunku ku NE i NW (Krzywiec, 1999).

Grupa sekwencji: P, Q, R i S. Osady tej grupy należą przeważnie również do facji deltowych i towarzyszących oraz cechują się istotnym udziałem złożonych wielozestawów ławic piaszczystych o znacznej miąższości. Ławice powszechnie ujawniają ostre kontakty spągowe. W kolejnych sekwencjach obserwuje się sukcesywną zmianę pozycji strefy maksymalnych miąższości położonej na NE od zrębu Ryszkowej Woli. W sekwencji P kilka słabych ośrodków o zwiększonych miąższościach pojawia się tuż przy krawędzi zrębu. Pas maksymalnych miąższości sekwencji R jest położony zdecydowanie dalej ku NE (ryc. 6B). Najniższymi miąższościami cechuje się zachodnia część zrębu. Maksymalne zapiaszczenie sekwencji P wypada w centralnej części obszaru (otwory Rudka 12 i Rudka 11) i pokrywa się w przybliżeniu z przebiegiem zrębu. Podobną sytuację obserwuje się w sekwencjach Q i R, z tym, że strefa zapiaszczenia przesuwa się sukcesywnie ku ESE, a w sekwencji R dodatkowo rozszerza się ona



Ryc. 4. Korelacja danych otworowych i sejsmicznych przy pomocy sejsmogramu syntetycznego dla otworu Dobra-5. Fioletowa krzywa (GR): natężenie naturalnego promieniowania gamma, jasnoniebieska krzywa (PA): krzywa akustyczna, ciemnoniebieska krzywa (Vsr): krzywa prędkości średnich, H — V: granice sekwencji genetycznych. Niebieski horyzont — ewaporaty badenu

Fig. 4. Correlation of well and seismic data via synthetic seismogram (Dobra-5 well). Violet curve (GR): natural gamma log, light blue curve (PA): acoustic log, dark blue curve (Vsr): check-shot data, H — V: boundaries of genetic sequences. Blue horizon — Badenian evaporites

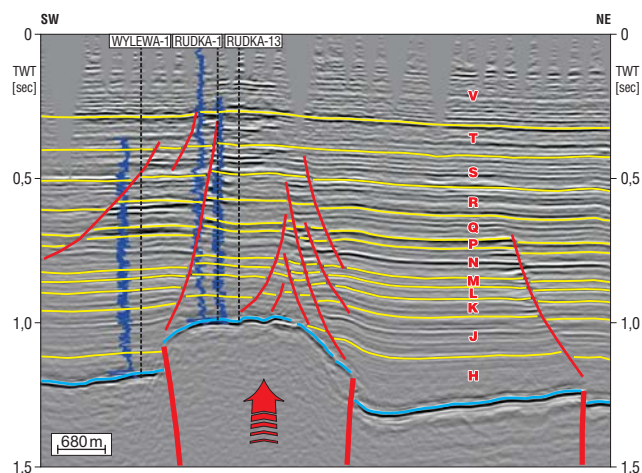
wachlarzowato ku E (ryc.6B). Wskaźniki paleotransportu w tej grupie wskazują coraz wyraźniej na NE–ENE nachylenie paleosłonu (ryc.6B). Rozkład kierunków paleotransportu w górnej części tej sekwencji R wykazuje większą dyspersję oraz dość wyraźną polarność w kierunku NW–SE, co prawdopodobnie wynika ze zwiększonego oddziaływania procesów pływowych.

Grupa sekwencji: T i V. Profile tych sekwencji charakteryzują się przewagą osadów drobnoziarnistych. Indywidualne ławice piaszczyste osiągają niewielkie miąższości, często mają nieostre granice (podobnie jak ławice osadów drobnoziarnistych) i tworzą zwykle wielozestawy o umiarkowanej miąższości. Układ izopachyt sekwencji T jest zdecydowanie spokojniejszy niż w poprzedniej grupie sekwencji, a miąższości ogólnie maleją ku NE. W sekwencjach T i V obserwuje się monotony, choć stosunkowo nieznaczny wzrost zapiaszczenia w kierunku NE. Dyspersja interpretowanych kierunków transportu jest znaczna. Wciąż zarysowuje się nieznaczna przewaga kierunków NE, choć składowa SE jest wciąż bardzo wyraźna. Mniej wyraźnie ujawniają się kierunki paleotransportu ku NW. Grupa sekwencji T–V reprezentuje osady płytkich zatok, równi pływowych, lagun, estuariów i środowisk towarzyszących.

Podsumowanie: rozwój basenu i wnioski złożowe

Sukcesja miocenu okolic Sieniawy–Rudki jest ograniczona w stropie i spągu powierzchniami erozyjnymi związanymi z subaeralną ekspozycją i reprezentuje kompletną sekwencję depozycyjną (exxonowską) wyższej rangi (por. Vail i in., 1977; Krzywiac, 1993; Porębski, 1996; Catuneanu, 2002). Dolne ogniwa tej sukcesji (baden) reprezentują niższe ciągi systemowe (niskiego poziomu morza i transgresywny). Depozycja tych osadów poprzedziła ruchy orogeniczne oraz zasadniczy rozwój basenu przedgórnego zapadliska przedkarpackiego na omawianym obszarze (por. Oszczytko, 1996, 1999; Oszczytko i in., 2005).

Kompleks nadewaporatowy (seria silikoklastyczna) jest ogólnie progradacyjnego rodzaju i ujawnia powszechny trend do spłykania środowiska ku górze, typowy dla basenów przedgórných (por. Allen i in., 1991). Stanowi on zasadnicze syn- i postorogeniczne wypełnienie analizowanej części basenu. Osady najniższego segmentu serii (sekwencje H i J) są związane z wczesnym okresem rozwoju tzw. „niedopełnionego basenu”, kiedy tempo subsydencji było wysokie, a dostawa materiału klastycznego bardzo ograniczona. Sedymentacja pelagiczna/hemipelagiczna została zastąpiona z czasem przez system dystalnych podwodnych stożków lub system dystalnej prodety. Materiał osadowy w rejonie Sieniawy–Rudki był transportowany głównie ku SSW–SSE (ryc. 6A), a obszary zasilania były zlokalizowane na ogół wzdłuż N i NW krawędzi basenu (por. też: Karnkowski, 1978). Skład szkieletu ziarnowego wskazuje jednak, że prawdopodobnie nie docierał



Ryc. 5. Zinterpretowany profil sejsmiczny skalibrowany przez otwory Wylewa-1, Rudka-1 i Rudka 13; H–V: granice sekwencji genetycznych, niebieski horyzont — ewaporaty badenu

Fig. 5. Interpreted seismic profile calibrated by wells Wylewa-1, Rudka-1 and Rudka 13; H–V: boundaries of genetic sequences. Blue horizon — Badenian evaporites

tu materiał węglanowy ze strefy Roztocza (por. Wysocka, 2000).

Z czasem na omawianym obszarze ustabilizował się wyraźniejszy, deltowy system dystrybucji materiału klastycznego, w którym transport odbywał się w kierunku ESE do SE (por. Aleksandrowski i in., 1999a, b; Dziadzio, 2000; Krzywicz i in., 2003; Mastalerz i in., 2004). Zmiana kierunków paleotransportu sugeruje istotną przebudowę systemu depozycyjnego. Sekwencje L, M i N tworzą zestaw odzwierciedlający progradację w kierunku SE. Prawdopodobnie zasadniczy trakt rozprowadzający przebiegał w okresie sedymentacji tych osadów w kierunku mniej więcej zgodnym z wydłużeniem zrębu Ryszkowej Woli (por. też Dziadzio, 2000). Obszary o zwiększonych miąższościach w poszczególnych sekwencjach reprezentują prawdopodobnie strefy złożonych odsypów przyujściowych (deltowych) ciągów regresywnych powstających zarówno w okresie wysokiego, jak też niskiego względnego poziomu morza, nawiązujące wyraźnie swoimi nasadami do uskoku obrzeżających zręb.

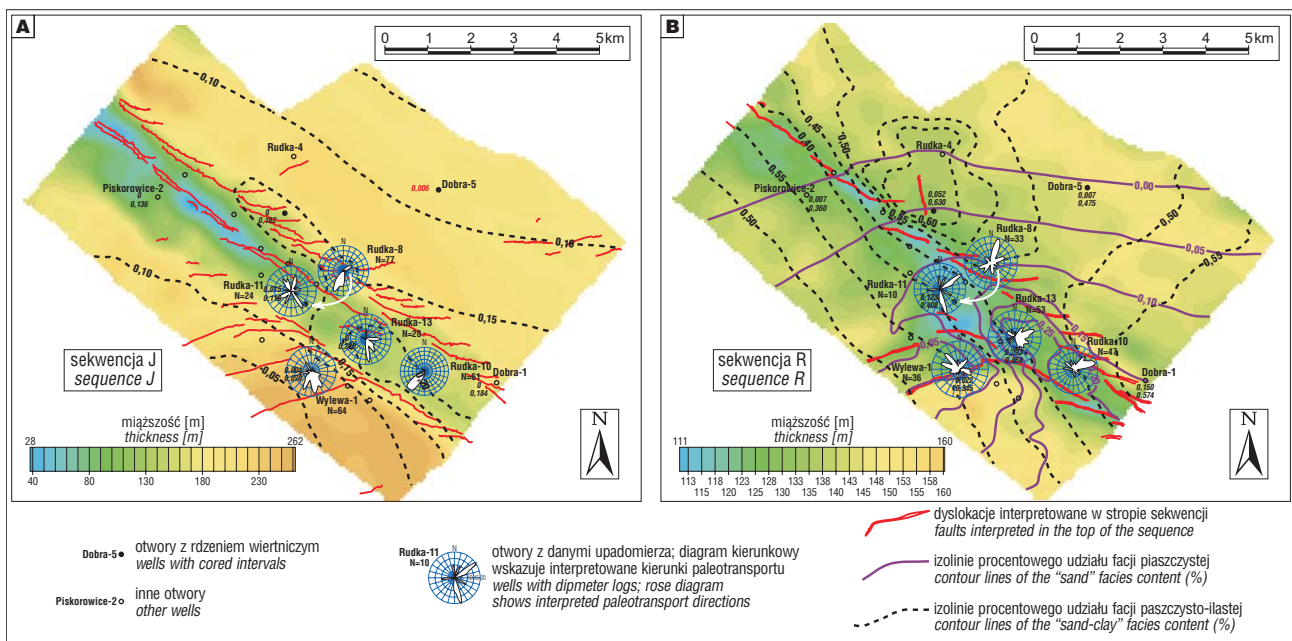
Grupa sekwencji P, Q, R i S reprezentuje deltowy system depozycyjny progradujący w kierunku ENE (Krzywicz i in., 2003; Mastalerz i in., 2004). Kolejna zmiana kierunku nachylenia lokalnego paleoskłonu była zapewne związana z propagacją karpackiego frontu orogenicznego i wypełnieniem południowej, przykarpackiej części basenu. Rezultatem znacznego spłycaenia są wyraźne oznaki oddziaływania pływów zarejestrowane w wyższych członach poszczególnych sekwencji (por. Aleksandrowski i in., 1999a, b).

Najwyższe sekwencje (T i V) są związane z końcową fazą wypełniania basenu. Zespół środowisk depozycyjnych z tego okresu składał się z płytkich zatok, równi pływowych, estuariów, zapewne lokalnie lagun i

niewielkich delt pozostających w zasięgu oddziaływania procesów pływowych (Aleksandrowski i in., 1999a, b; Dziadzio, 2000; Ney i in., 1974). Należy się tu liczyć z obecnością wielu „odciętych” pakietów osadów piaszczystego przybrzeża, co jest typowe dla warunków tzw. wymuszonej regresji (e.g. Posamentier i in., 1992; Hunt & Tucker, 1992; Nummedal & Molenaar, 1995; Catuneanu, 2002; por. też Porębski i in., 2003). Dokładniejsze określenie zasięgu takich pakietów jest najczęściej niemożliwe, ze względu na niedostateczną liczbę punktów dokumentacyjnych.

Ogólna organizacja sukcesji mioceńskiej rejonu Sieniawy–Rudki odzwierciedla raczej wpływ subsydencji tektonicznej niż zmian eustatycznych i wykazuje cechy typowe dla basenów przedgórskich niezależnie od ich wieku i położenia (por. Allen i in., 1991). Wstępne fazy sedymentacji na analizowanym obszarze odbywały się w strefie położonej z dala od frontu orogenicznego, częściowo w środowiskach subaeralnych i towarzyszyła im bardzo nieznaczna subsydencja dna basenu (por. Oszczytko & Ślaczka, 1985, 1989; Oszczytko, 1996, 1999; Oszczytko i in., 2005).

Drobnoziarniste osady najniższej części kompleksu nadanhydrotowego wykazujące facjalne cechy otwartego, głębokiego zbiornika i sedymentacyjnej kondensacji stratygraficznej są najprawdopodobniej efektem wstępnej fazy, zdecydowanie przyspieszonej subsydencji tektonicznej, związanej ze zbliżaniem się frontu orogenicznego. Zasadnicza część kompleksu nadewaporatowego to syn- i postorogeniczny osad wypięnienia basenu w czasie, gdy zaznaczało się znacznie niższe (i prawdopodobnie malejące) tempo subsydencji stowarzyszone z tendencją do facjalnego „spłycaenia”. Poszczególne sekwencje mogły być modelowane wyraźniej przez czynniki eustatyczne.



Ryc. 6. Zmienności facjalne (miąższość i stopień zapiaszczenia) oraz interpretowane kierunki paleotransportu materiału klastycznego w wybranych interwałach stratygraficznych serii silikoklastycznej okolic Sieniawy–Rudki: A — sekwencja J (faza „turbidytowa”, B — sekwencja R (późna faza „deltowa”)

Fig. 6. Distribution of selected facies features (thickness and sand-grade content) and interpreted palaeotransport directions in sequence J, “turbiditic” phase (A) and sequence R—late “deltaic” phase (B) of the siliciclastic series (Sarmatian) in the Sieniawa–Rudka area

Zapoczątkowanie i szybkie tempo wypiętrzania zrębu Ryszkowej Woli koreluje się z okresem wyraźnego pogłębienia zbiornika, jakie nastąpiło po zasadniczej górotwórczej fazie nasuwczej (por. też: Oszczytko & Ślęczka, 1985, 1989; Oszczytko, 1996, 1999). Osady kompleksu podewaporatowego, ewaporatowego oraz najprawdopodobniej przyspągowej, drobnoziarnistej części kompleksu nadewaporatowego nie wykazują zasadniczych zmian miąższości bez względu na lokalizację (na obszarze zrębu lub poza nim). Sugeruje to, że w czasie ich akumulacji nie doszło jeszcze do żadnych istotnych ruchów wypiętrzających zręb. Wypiętrzanie zaznaczyło się już jednak niewątpliwie w okresie sedymentacji sekwencji H; osadów tej sekwencji nie stwierdzono bowiem w otworach zlokalizowanych na obszarze zrębu. Kolejna sekwencja (J) jest tam natomiast zdecydowanie zredukowana (ryc. 6a).

Relacje geometryczne i facjalne, obserwowane w strefach ograniczających zręb Ryszkowej Woli (por. Krzywiec i in., 2005; ryc. 5) wskazują, że wzrost tej struktury kontynuował się najprawdopodobniej aż do schyłkowych faz sedymentacji osadów miocenu, jednak jego tempo było niskie, malejące i najwyraźniej wspomagane przez dyferencjalną kompaktację osadów na peryferiach tej struktury (por. Krzywiec i in., 2003, 2005; Mastalerz i in., 2004). Lewoskrętna przesuwczość wzdłuż ukierunkowanych NW–SE uskoków odwróconych, ograniczających wypiętrzony blok podłoża zrębu Ryszkowej Woli zaowocowała powstaniem skomplikowanego systemu kulisowych uskoków normalnych w obrębie sukcesji nadewaporatowej (Krzywiec i in., 2005)

Istotniejsze koncentracje gazu na analizowanym obszarze obserwuje się w osadach ciągów transgresywnych wielu sekwencji (przede wszystkim osadów deltowych) serii silikoklastycznej. Wprawdzie parametry zbiornikowe i filtracyjne tych osadów nie są z reguły najlepsze, ale ich uszczelnienie w stropie ilastymi osadami towarzyszącymi kolejnym powierzchniom maksymalnego zasięgu transgresji (MFS) wydaje się być zazwyczaj skuteczne (por. Aleksandrowski i in., 1999a, b; Krzywiec i in., 2003; Myśliwiec, 2004b, c). Niekiedy gaz jest skoncentrowany w stropowych częściach niżejległych osadów piaszczystych nasypów deltowych, których parametry złożowe są znacznie korzystniejsze. Osady te wchodziły zwykle w skład ciągów regresywnych odpowiednich sekwencji genetycznych.

Szczególną rolę w tworzeniu pułapek węglowodorów w rejonie Sieniawy–Rudki odegrał wzrost zrębu Ryszkowej Woli, generujący wielowarstwowy zestaw skał zbiornikowych, zlokalizowany w pseudoantyklinalnej strefie przegubowej ponad zrębem (por. Myśliwiec, 2004b, c). Obie strefy obrzeżających ją zespołów kulisowych uskoków mają potencjalne pułapkotwórcze znaczenie — powstające tu uskoki normalne o listrycznej geometrii zwiększały miejscami przestrzeń akomodacyjną i wspomagały pogrzebanie osadów (w znacznej części piaszczystych) na zewnątrz od zrębu. Miało to szczególnie istotne znaczenie w okresie akumulacji osadów ciągów regresywnych zarówno w okresie wysokiego, ale przede wszystkim niskiego poziomu morza. Strefy dyslokacyjne obrzeżające zręb mogą być zarówno drożne, jak i uszczelniające, w zależności od lokalnych warunków (Krzywiec i in., 2003). Część horyzontów złoża Rudka ma najprawdopodobniej

zamknięcia uskokowe (por. Myśliwiec, 2004a, b). W przypadkach korzystnej wzajemnej konfiguracji drożnych stref dyslokacyjnych i nadścielających je litosomów piaszczystych, na obszarze zrębu mogło dochodzić do powstania istotnych objętościowo zbiorników węglowodorów o złożonych cechach. Wynurzenie się osi tej struktury w kierunku NW sprawia, że osady ciągów transgresywnych mają tu szczególnie korzystne warunki dla wykształcenia relacji przekraczających oraz dobrego stratygraficznego uszczelnienia litosomów piaszczystych (cienienie i wyklinowywania wśród osadów drobnoziarnistych). Pułapki związane z zamknięciami stratygraficznymi wykorzystującymi przekraczające dochodzenie warstw są szczególnie wyraźnie widoczne w najniższej części segmentu turbidytowego serii silikoklastycznej (por. też Myśliwiec, 2004b). Brak jest niezaprzeczalnych dowodów obecności niezależnych i stosunkowo jednorodnych pułapek, zlokalizowanych w osadach odciętych piaszczystych przybrzeży, powstałych w warunkach wymuszonej regresji, choć podobnej ewentualności nie można wykluczać.

Stosunki strukturalne i inne cechy architektury osadowej sukcesji miocennej widoczne na przekrojach sejsmicznych oraz wyniki analizy facjalnej i paleotransportu osadów oparte na danych wiertniczych wydają się generalnie przeczyć możliwości istnienia istotniejszych zbiorników gazu w strefach, położonych zdecydowanie poza obszarem zrębu Ryszkowej Woli. Decyduje o tym głównie ich niska pozycja strukturalna, ale również facjalne wykształcenie — na ogół osady te są drobnoziarniste. Niektóre przekroje sejsmiczne ujawniają jednak istnienie niewielkich zestawów o geometrii klinowej, zamkniętych przez ciągłe, równoległe reflektory poza obszarem zrębu. Zestawy te wydają się wykazywać wydłużenie w kierunku NW–SE oraz nachylenie warstw skośnych ku SE. Reprezentują one zapewne izolowane deltowe zestawy progradacyjne utworzone w ujściach lejkowatych (wysoki poziom morza), osady odciętych piaszczystych przybrzeży (niski poziom morza) lub też kompleksy osadów estuarialnych. Jednym z przykładów może być podłużna struktura stwierdzona na bezpośrednim SW obrzeżeniu zrębu, kontynuująca się ku NW w kierunku Piskorowic. W przypadku dobrego zamknięcia takich zestawów można je uznać za potencjalne zbiorniki gazu.

Badania dotyczące budowy i ewolucji geologicznej zrębu Ryszkowej Woli zostały sfinansowane przez PGNiG S.A. oraz przez Komitet Badań Naukowych w ramach badań statutowych PIG (temat 6.20.1439.00.0). Autorzy dziękują dyrekcji PGNiG S.A. za zgodę na publikację niniejszego artykułu.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P., JAROSIŃSKI M. & MASTALERZ K. 1999a — Analiza strukturalna, sedymentologiczna i geodynamiczna na podstawie danych upadomierza Halliburton SED w otworach Palikówka-6 i 3. Arch. PGNiG (niepublikowany raport).
 ALEKSANDROWSKI P., MASTALERZ K., MAZUR S. & WOJEWODA J. 1999b — Analiza strukturalna i sedymentologiczna utworów miocenu w otworach Rudka-8 i 10 na podstawie danych upadomierza. Arch. PGNiG (niepublikowany raport).
 ALLEN P.A. & ALLEN J.R. 1990 — Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Scientific Pubs, Oxford.
 ALLEN P.A., CRAMPTON S.L. & SINCLAIR H.D. 1991 — The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. Basin Research, 3: 143–163.

- BRITZE P. 1998 — Seismic mapping using Trendform gridding. The Leading Edge. May 1998; 606–608.
- CATUNEANU O. 2002 — Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Jour. African Earth Sci.*, 35: 1–43.
- CATUNEANU O., WILLIS A.J. & MIALI A.D. 1998 — Temporal significance of sequence boundaries. *Sediment. Geol.*, 121: 157–178.
- 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.
- EMBRY A. 2002 — Transgressive–Regressive (T–R) Sequence Stratigraphy. In: 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference — 2002: 151–172.
- EMERY D. & MYERS K. 1996 — Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford.
- GALLOWAY W. 1989 — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.*, 73: 125–142.
- GUTOWSKI J., POPADYUK I. & OLSZEWSKA B. 2005 — Late Jurassic–Earliest Cretaceous evolution of the epicontinental sedimentary basin of South–Eastern Poland and Western Ukraine. *Geol. Quart.*, 49: 16–31.
- HUNT D. & TUCKER M.E. 1992 — Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sediment. Geol.*, 81: 1–9.
- KARNKOWSKI P. 1978 — Paleodelta w miocenie przedgórze Karpat. *Prz. Geol.*, 26: 625–629.
- KARNKOWSKI P. & GŁOWACKI E. 1961 — O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórze Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, 5: 372–416.
- KRZYWIEC P. 1993 — Stratygrafia sekwencyjna. *Prz. Geol.*, 41: 681–687.
- KRZYWIEC P. 1999 — Miocenska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemysł–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 249–276.
- KRZYWIEC P. 2001 — Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian foredeep basin — results of seismic data interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 13–38.
- KRZYWIEC P., KASIŃSKI J., MASTALERZ K., ALEKSANDROWSKI P., WYSOCKA A., JÓŹWIAK W., WRONICZ S., WRÓBEL G. & PAPIERNIK B. 2003 — Zrąb Ryszkowej Woli (rejon Rudki) — przestronna analiza tektoniczno-sedymentacyjna oraz złożowa — sprawozdanie (2 etap badań). Archiwum PGNiG S.A. (niepublikowany raport).
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., RYZNER-SIUPIK B., PAPIERNIK B., SIUPIK J., MASTALERZ K., WYSOCKA A. & KASIŃSKI J. 2005 — Struktura geologiczna i geneza mioceńskiego zrzębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) — wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, 53: 656–663.
- KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in south–eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Pol.*, 44: 167–221.
- MASTALERZ K., WYSOCKA A., KASIŃSKI J., PAPIERNIK B., KRZYWIEC P., RYZNER-SIUPIK B., ALEKSANDROWSKI P. & SIUPIK J. 2004 — Miocene succession of the Ryszkowa Wola High area (Polish Carpathian foredeep basin, SE Poland): facies, sequence stratigraphy and basin architecture 2004, AAPG European Region Conference, Praga, 10–13.10, 93.
- MIDDLETON G. V. 1973 — Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 979–988.
- MYŚLIWIEC M. 2004a — Poszukiwania złóż gazu ziemnego w osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie interpretacji anomalii sejsmicznych — podstawy teoretyczne i dotychczasowe wyniki. *Prz. Geol.*, 52: 299–306.
- MYŚLIWIEC M. 2004b — Miocenske skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 52: 581–592.
- MYŚLIWIEC M. 2004c — Typy pułapek gazu ziemnego i strefowość występowania ich złóż w osadach miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 52: 657–664.
- 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. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddział w Krakowie*, 82: 1–59.
- NUMMEDAL D. & MOLENAAR C.M. 1995 — Sequence stratigraphy of a ramp–setting strand plain succession: the Gallup Sandstone, New Mexico. [W:] Van Wagoner J.C. & Bertram G.B. (red.) AAPG Memoir 64: 277–310.
- NUMMEDAL D. & GARCIA-GONZALEZ M. 2001 — Workshop on Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Cretaceous and Early Tertiary Strata of the Oriente Basin, Ecuador. Oxy–Ecuador, Quito.
- OSZCZYPKO N. 1996 — Miocenska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 44: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 209–230.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–76.
- Oszczytko N., Ślącza A., 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geologica Carpathica*, 40: 23–36.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2005 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. [W:] Picha F., Golonka J. (red.) — The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources, AAPG Memoir 84 (w druku).
- PAPIERNIK B. 2002 — Zalety i ograniczenia wykorzystania programu ZMAP — PLUS do konstruowania sejsmicznych map czasowych i głębokościowych na podstawie sejsmiki 2D. Materiały konferencyjne: „Release 2003 — Nowoczesność i konieczność”. Szkolenie użytkowników stacji Landmark. 6–8.11, Kraków.
- PAPIERNIK B. & ZAJĄC A. 2003 — Kompleksowe wykorzystanie programów PetroWorks, StratWorks i ZMAP–Plus do celów przestronnej analizy zmienności facjalno-zbiornikowej. Materiały konferencyjne. Szkolenie użytkowników oprogramowania firmy Landmark. 22–25.10, Czarna.
- PERYT T.M., PERYT D., SZRAN 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.
- PORĘBSKI S. 1996 — Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, 44: 995–1006.
- PORĘBSKI S.J., PIETSCH K., HODIAK R. & STEEL R.J. 2003 — Origin and sequential development of Badenian — Sarmatian clinoforms in the Carpathian foreland basin (SE Poland). *Geologica Carpathica*, 54: 119–136.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. 1992 — Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76: 1687–1709.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. 1988 — Eustatic controls on clastic deposition II — sequence and systems tract models. [W:] Wilgus C.K. i in. (eds) — Sea–Level Changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ., 42: 125–154.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. 1977 — Seismic stratigraphy and global changes of sea level. [W:] C.E. Payton (Ed.) *Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir*, 26: 49–212.
- WYSOCKA A. 2002 — Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish–Ukrainian border. *Acta Geol. Pol.*, 52: 535–563.
- ZORASTER S. 1996 — Imposing Geologic Interpretations on Computer–Generated Contours Using Distance Transformations, *Mathematical Geology*, 28: 969–985.

Praca wpłynęła do redakcji 31.08.2005 r.

Akceptowano do druku 20.11.2005 r.