

## Znaczenie przepływów hiperpyknych i klinoform deltowych dla interpretacji sedymentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego)

Szczepan J. Porębski\*, Michał Warchoł\*



S. J. Porębski

M. Warchoł

**Hyperpycnal flows and deltaic clinoforms — implications for sedimentological interpretations of late Middle Miocene fill in the Carpathian Foredeep Basin.** *Prz. Geol.*, 54: 421–429.

*S u m m a r y.* The Middle to early Upper Miocene Machów Formation represents the youngest and little to non-deformed increment in the Carpathian Foredeep Basin that was initiated during the Paleocene in response to thrust loading of the North European craton. The onset of the Machów Formation was associated with the late Badenian (late Middle Miocene) flexural subsidence (ca 12.5 Ma BP) that resulted in underfilled-basin conditions recorded in the emplacement of submarine fans and shelf-margin deltas, up to 400 m in relief. These systems were fed from the south by a net of small, suspended-load dominated rivers, which resulted in the strongly heterolithic nature of the basin infill. There is a striking absence of large-scale traction structures, and thick sandstone/mudstone packages intercalated with thick-bedded massive

sandstones provide evidence of deposition mainly from sustained turbidity currents typified by oscillations in velocity and sediment concentration within a flow. The evidence in both submarine-fan and delta-front deposits includes the abundance of climbing ripples, thick flat-laminated intervals within the otherwise massive thick-bedded sandstones, and inverse to pensymmetrical grading associated with a succession of structural divisions, which departs from that generated by harmonic energy dissipation typical for surge-type (semi-constant volume) turbidity currents. This evidence is interpreted to reflect deposition mainly from hyperpycnal flows, whose oscillatory behaviour reflected chiefly changing flood stages in the sourcing fluvial flow. The inferred semi-permanent flow feeding is also supported by the very high sedimentation rate (locally up to 24 cm/a) of the Machów Formation. Four clinoform types have been distinguished in the formation. Type 1 is most common and corresponds to platform ("shallow-water") deltas of subseismic scale. The remaining three are shelf-margin ("deepwater") deltas. The latter types differ one from another in the height and internal structure of clinoforms, as well as in the degree of downdip segregation of sand that either dominates in slope increments (type 2), forms shingled clinoform toes (type 3), or is concentrated in basin-floor fans in the front of a muddy clinoform slope. The basinward sand segregation is facilitated by the dissection of a clinoform's top during the maximum fall in relative sea level and by long slopes that ease the transformation of hyperpycnal flows into high-efficiency turbidity currents. Numerous internal onlap unconformities make the shelf-margin deltas interesting targets for hydrocarbon search in stratigraphic traps. The identified type 4 clinoforms, up to 200 m high, in the *Quinqueloculina reusii* zone point to a major deepening in the upper part of the Machów Formation. This suggests a rise in flexural accommodation at ca 11 Ma BP, and contradicts the common view on uniform upward-shallowing throughout the formation.

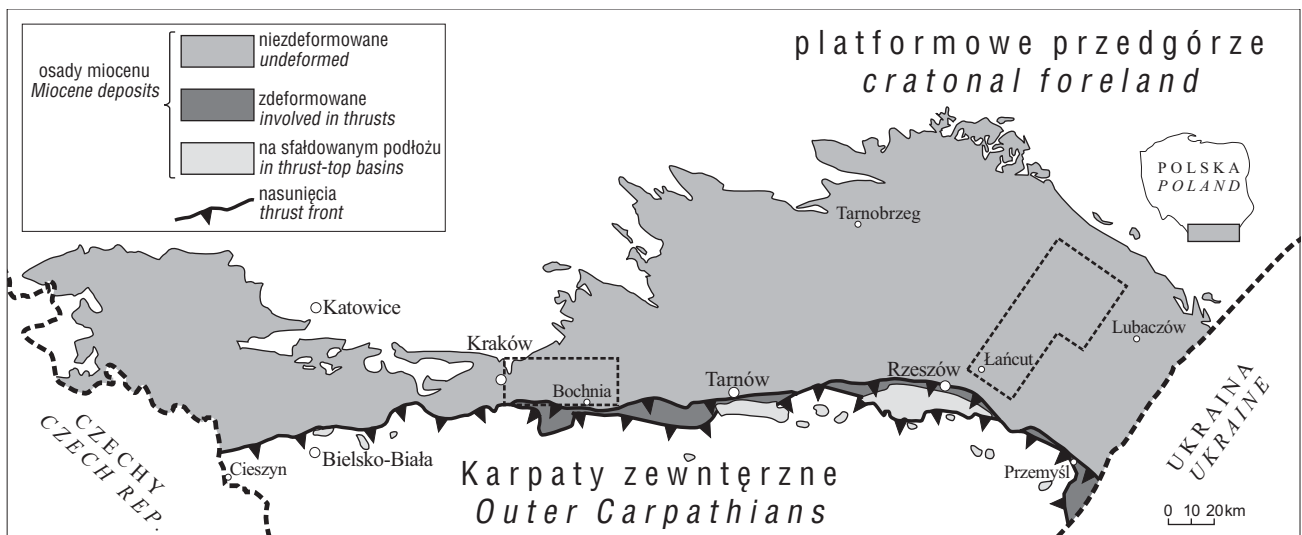
**Key words:** Carpathian Foredeep, Miocene, hyperpycnal flow, shelf-margin delta

Miocenne osady zapadliska przedkarpackiego są tradycyjnie interpretowane jako molasowe (płytko-morsko-lądowe) wypełnienie peryferycznego basenu przedgórskiego i tak rozumiany basen przedgórski (fleksuralny) jest przeciwieństwem głębokowodnych basenów Karpat fliszowych. Schyłek sedymentacji fliszowej w Karpatach zewnętrznych, jak również początek ugięcia fleksuralnego podłoża zapadliska przedkarpackiego, są datowane na ottnang (Oszczypko i in., 2005). Jednak modelowanie subsydencji tektonicznej w basenach Karpat zewnętrznych wskazuje, że przejście od subsydencji postryftowej (termicznej) do fleksuralnej jest datowane na paleocen (Oszczypko, 1999; Poprawa i in., 2002), co odpowiada hiatusowi związanemu ze spagową niezgodnością sukcesji molasowej w perykratonicznej części zapadliska przedkarpackiego (por. Moryc, 1995). Zatem można sądzić, iż zapadlisko przedkarpackie reprezentuje końcowe, lokalnie zdeformowane stadium rozwoju karpackiego rowu przedgórskiego, którego elementem jest flisz silikoklastyczny. Rów ten, co najmniej od paleocenu rozwijał się

diachronicznie na platformowym przedpolu uginanym stopniowo przez migrujący pas fałdowo-nasuwczy.

Głębokość słupa wody i położenie linii brzegowej są zależne od relacji pomiędzy stopą sedymentacji (S) a tempem powstawania i pojemności akomodacyjnej (A). Wczesne fazy obciążenia fleksuralnego zwykle prowadzą do warunków  $A > S$  w basenie przedgórskim (Heller i in., 1988), szczególnie wtedy, gdy obciążana jest pierwotnie ekstensyjnie ścieniona litosfera (Allen i in., 1986; por. też Poprawa i in., 2002). W takich warunkach basen nie może być całkowicie wypełniony osadem, a jego spektrum facjalne jest wskaźnikowe dla paleobatymetrii  $>200$  m (Sinclair, 1997). Stratygraficznym odzwierciedleniem epizodu subsydencji fleksuralnej jest na ogół agradacyjne spiętrzenie facji gruboklastycznych przy konwergentnej granicy basenu i rozwój niezgodności na kratonicznym wyniesieniu fleksury, a następnie wzmożona progradacja facji brzeżnych ku centrum basenu, towarzysząca zmniejszającemu się przyrostowi tektonicznej akomodacji (Cant & Stockmal, 1989). Tendencja  $S > A$  odzwierciedla przejście od fliszu do molasy obserwowane w wielu basenach przedgórskich, gdzie izostatyczne wypiętrzanie i towarzyszące temu erozyjne odciążanie orogenu prowadzi do wzrostu dostawy materiału klastycznego na przedgórze podle-

\*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; ndporebs@cyf-kr.edu.pl; ndwarcho@cyf-kr.edu.pl



**Ryc. 1.** Mapa lokalizacyjna obszarów badawczych  
**Fig. 1.** Map showing the location of studied areas (dashed rectangles)

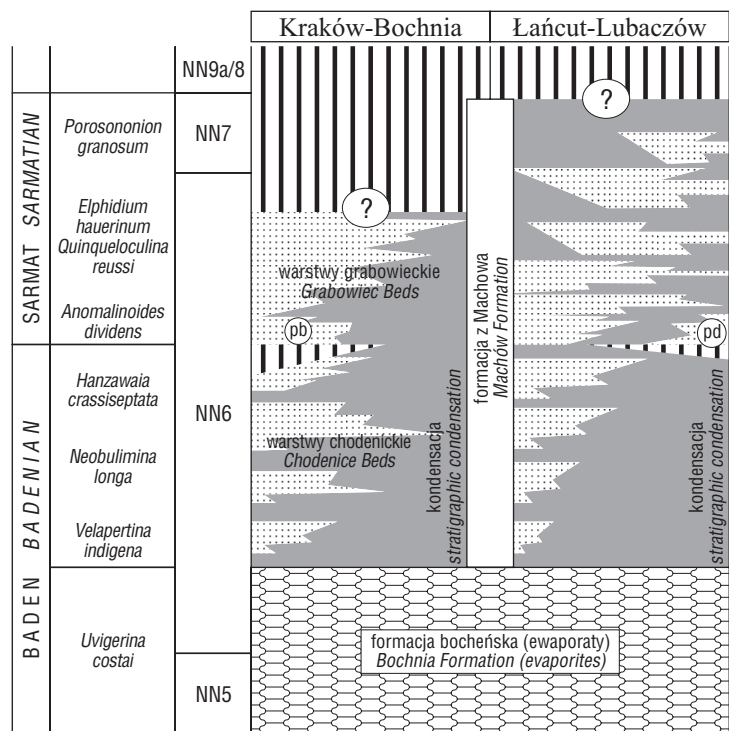
gające zmniejszającemu się uginaniu (np. Allen i in., 1986; Ettensohn, 1994).

Oszczypko (1998, 1999) wyróżnił dwie fazy subsydencji tektonicznej w zapadlisku przedkarpackim przypadające na późny karpát-wczesny baden (16 ma) i późny baden (13–12 ma), z których co najmniej młodsza faza zaznaczyła się pogłębieniem dna do głębokości górnego batiału. Wskazuje na to obecność stożków podmorskich (Maksym i in., 1997) oraz deltowo-szelkowych klinoform depozycyjnych o reliefie kilkuset metrów (Krzywiec, 1997; Porębski, 1999) rozwiniętych wzdłuż konwergentnej granicy zapadliska w obrębie warstw chodenickich i grabowieckich. Klinoformy o skali sejsmicznej zostały stwierdzone także w osadach górnej części sukcesji nadewaporatowej na północ od Rzeszowa (Raczyńska i in., 2003; Pietsch i in., 2005), co wskazuje, iż nietypowe dla późnej molasy warunki  $A > S$  pojawiały się okresowo również w trakcie końcowych stadiów wypełniania zapadliska (zob. też Krzywiec, 2001; Oszczypko i in., 2005). W niniejszej pracy koncentrujemy się na znaczeniu klinoform deltowych i roli przepływów hiperpyknalnych dla interpretacji facjalno-stratygraficznych sukcesji nadewaporatowej.

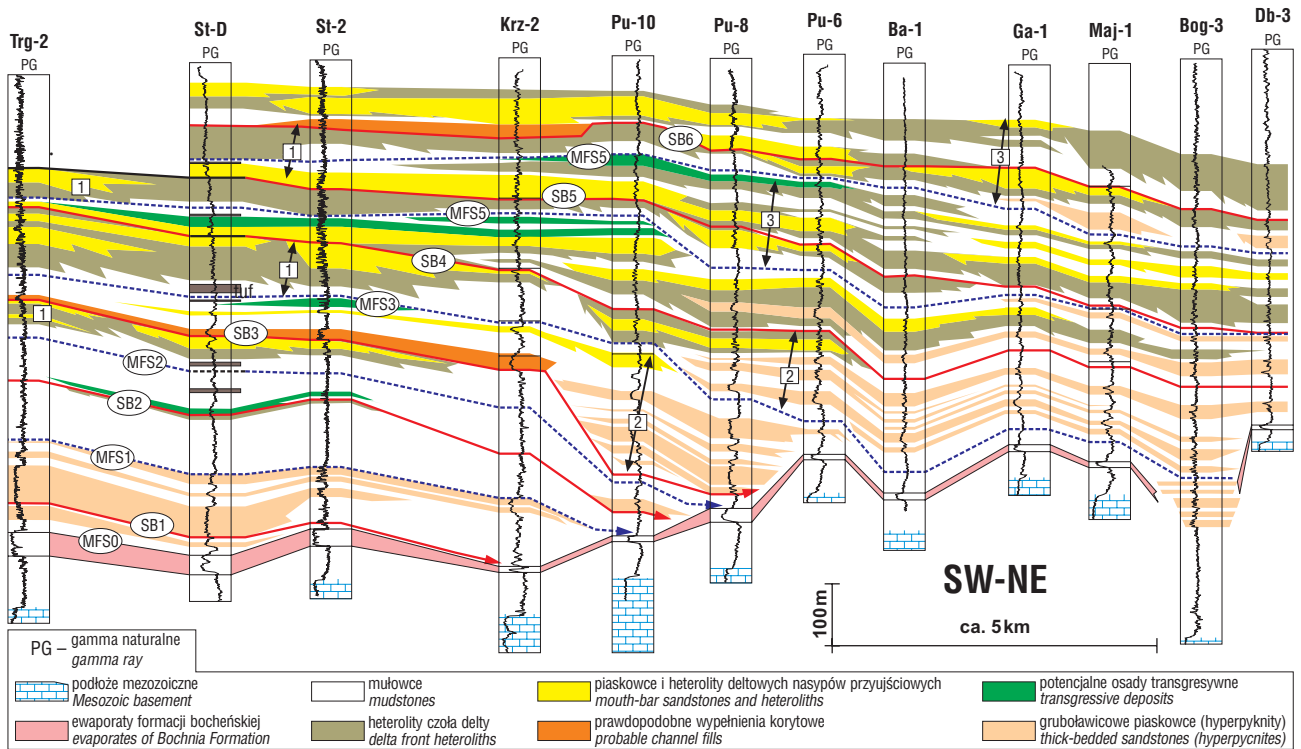
### Formacja z Machowa

W badanym obszarze wschodniej części zapadliska (ryc. 1) sukcesja nadewaporatowa jest zbudowana z mułowców i piaskowców wyróżnianych jako formacja z Machowa (Alexandrowicz i in., 1982; zob. też Jasionowski, 1997) o wieku późny baden-(?)panon (Olszewska, 1999). Utwory te kontaktują w spąg z ewaporatami formacji bocheńskiej (*sensu* Kuciński, 1982) zaliczanych do zony NN6 późnego badenu (Dudziak & Łaptaś, 1991; Peryt, 1999; ryc. 2). Kontakt ten jest opisywany jako regionalna niezgodność kątowna (Krzy-

wiec, 1997, s. 1045; Oszczypko i in., 2005, s. 325) pomimo, że na profilach sejsmicznych zaznacza się zespołem wyklinozań zstępujących odzwierciedlających dystalne (północne) końce klinoform rozwiniętych w skali całej formacji (zob. liczne przykłady [W:] Krzywiec, 2001). Ponieważ immanentną cechą ewolucji klinoformy jest przewaga frontalnej progradacji, obserwowane wyklinowania odzwierciedlają tendencje do kondensacji stratygraficznej wskutek zmniejszającej się dystalnie ilości dostarczanego materiału (Porębski, 1999). Wniosek ten znajduje potwierdzenie w obfitości planktonu i koncentracji fosforanowych elementów szkieletowych w ogniwie ilów spiralisowych

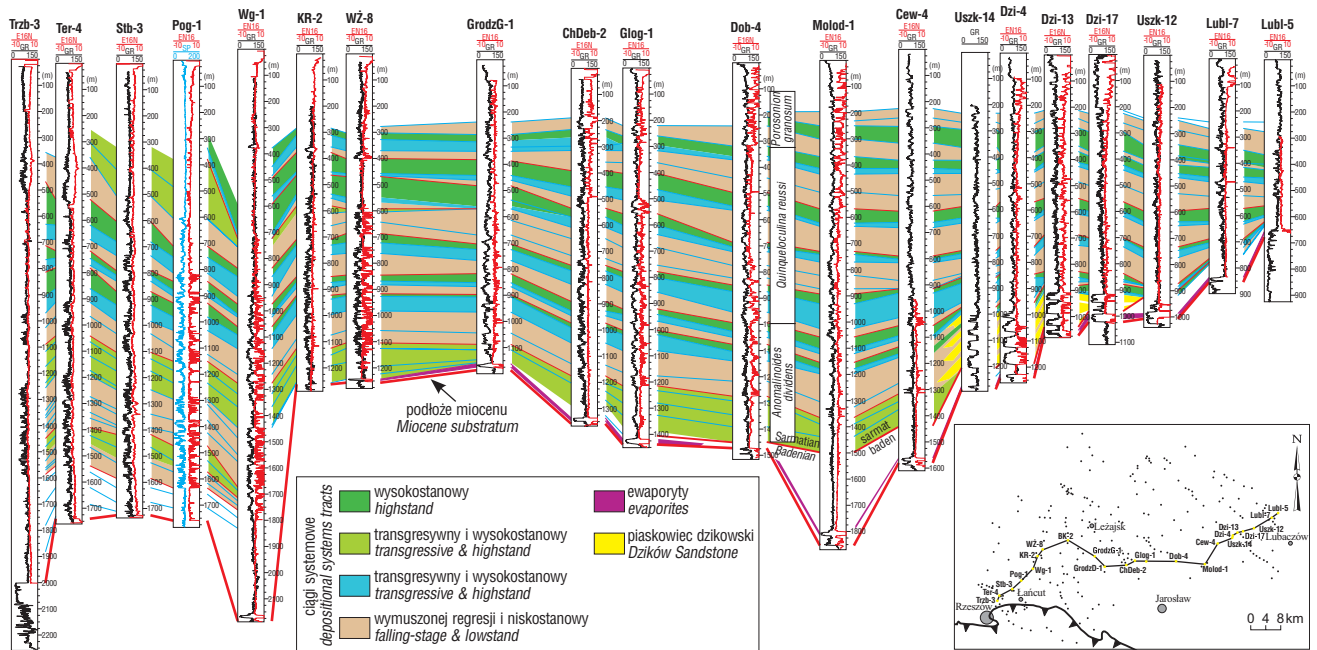


**Ryc. 2.** Stratygrafia sukcesji nadewaporatowej we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Czepiec, 1996; Dziadzio, 1999; Olszewska, 1999; Oszczypko i in., 2005). pb — piaski bogucieckie; pd — piaskowiec dzikowski  
**Fig. 2.** Stratigraphy of supraevaporite succession in the eastern part of the Carpathian Foredeep Basin (based on Czepiec, 1996; Dziadzio, 1999; Olszewska, 1999; Oszczypko i in., 2005). Pb — Bogucice Sands; pd — Dzików Sandstone



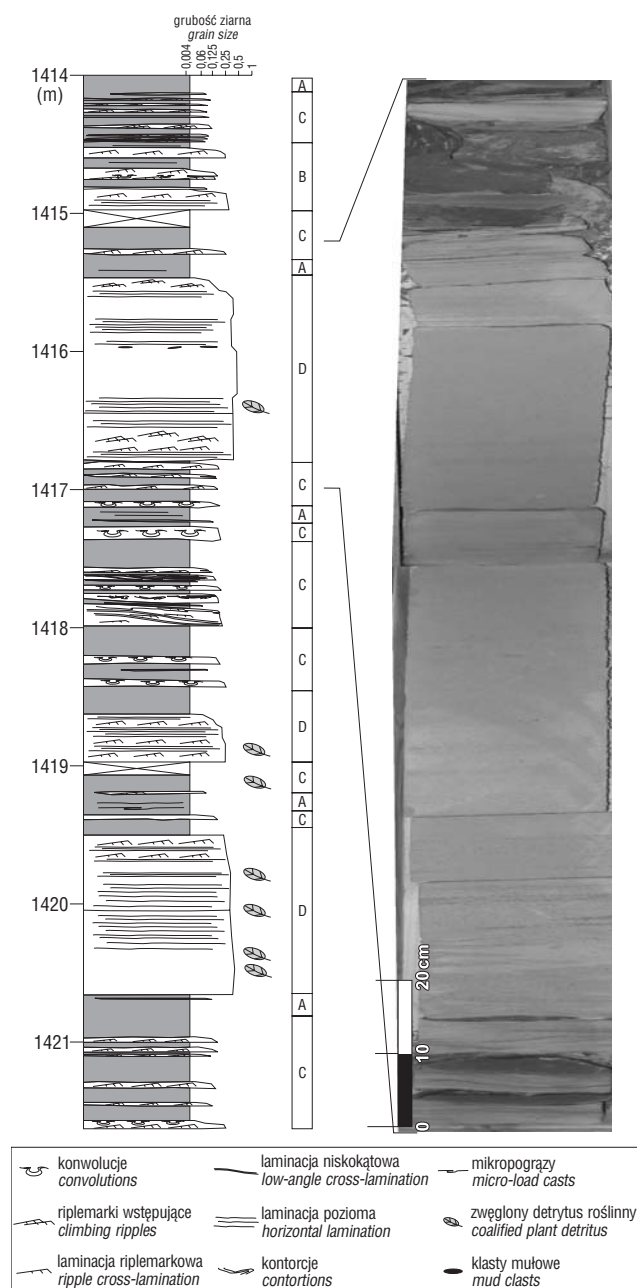
**Ryc.3.** Przekrój korelacyjny przez formację z Machowa w rejonie Kraków–Bochnia, przedstawiający sekwencje depozycyjne i typy klineform deltowych (numery w kwadratach). 1 — podłoże mezozoiczne; 2 — ewaporaty formacji bocheńskiej; 3 — mułowce; 4 — heterolity czoła delty; 5 — piaskowce i heterolity deltowych nasypów przyujściowych; 6 — prawdopodobne wypełnienia korytów; 7 — potencjalne osady transgresywne; 8 — grubolawicowe piaskowce (hyperpyknity); SB — granice sekwencji depozycyjnych; MFS — powierzchnie maksimum transgresji

**Fig. 3.** Downdip correlations through the Machów Formation in the Kraków–Bochnia area, showing the depositional sequences and clinofom types (numbers in squares). 1 — Mesozoic basement; 2 — evaporates of Bochnia Formation; 3 — mudstones; 4 — delta front heteroliths, 5 — mouth–bar sandstones and heteroliths; 6 — probable channel fills; 7 — transgressive deposits; 8 — thick-bedded sandstones (hyperpycnites); SB — sequence boundary; MFS — maximum transgression surface



**Ryc. 4.** Interpretacja ciągów systemów depozycyjnych w formacji z Machowa w obszarze Łańcut–Lubaczów (zonacja biostratygraficzna wg: Dziadzio, 1999)

**Fig. 4.** Correlation-dip section through the Machów Formation, showing the inferred distribution of depositional systems tracts (biozonation after Dziadzio, 1999)



**Ryc. 5.** Przykład następstwa facjalnego (A–D) z wiercenia Palikówka–3. Następstwo tekstur i struktur w gruboławicowym piaskowcu (fotografia) dokumentuje depozycję w warunkach wzrostu, a następnie oscylacyjnego spadku energii prądu zawieszonowego. Skala = 20 cm

**Fig. 5.** Example of small-scale facies stacking in well Palikówka–3. The thick-bedded sandstone (photograph) shows deposition from sustained, waxing and subsequently oscillatory waning turbidity current. Scale = 20 cm

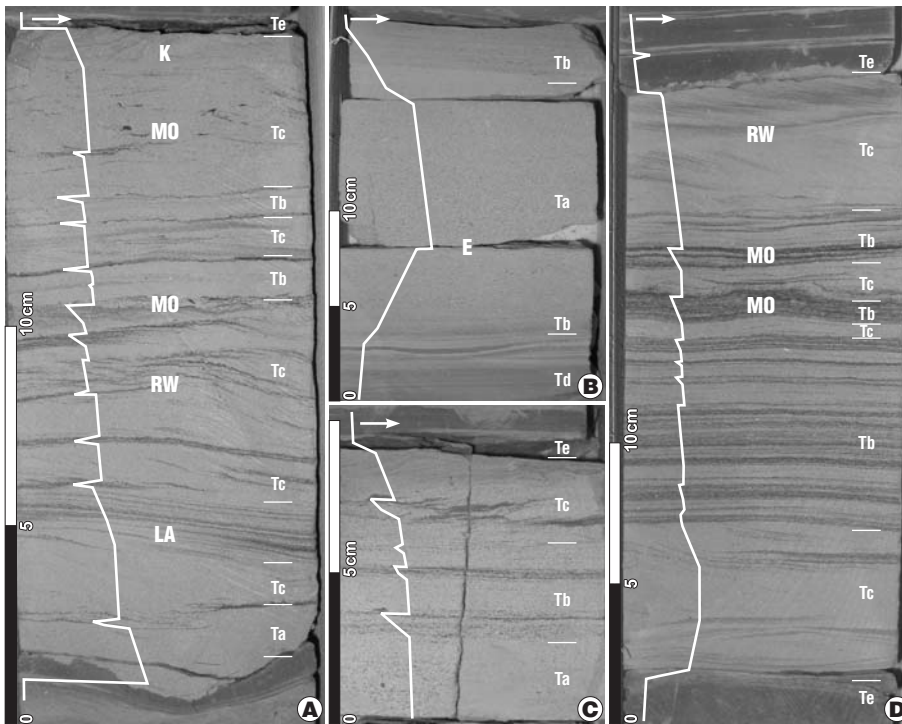
przykrywającym ewaporaty w znacznej części zapadliska (Jasionowski i in., 2004). Miąższość formacji machowskiej wzrasta w kierunku orogenu, z lokalnymi maksimumami do 3,5 km w strefach rowów ekstensyjnych (rów Wielkich Oczu — Ney i in., 1974) oraz paleodolinach związanych ze spągową niezgodnością fleksuralną zapadliska. W obszarze badań, udział miąższych, wyraźnie zindywidualizowa-

nych piasków jest wysoki (ryc. 2), co uzasadnia potrzebę bardziej szczegółowego podziału omawianej formacji (Jasionowski, 1997).

**Granica baden/sarmat.** Granica ta (spąg zony *Anomalinoidea dividens*) w obszarze krakowsko-bocheńskim ma charakter erozyjny w spągu piasków bogucickich (Skoczyła-Ciszewska & Kolasa, 1959) stanowiących bazalne ogniwo warstw grabowieckich; w kierunku południowym przechodzi ona w niezgodność kątową z podścielającym fliszem (Garlicki, 1968), a ku centrum basenu w korelatywną zgodność (Porębski & Oszczytko, 1999). W rejonie wyniesienia Markowice–Lubliniec oraz zrębu Ryszkowej Woli w NE części zapadliska kontakt baden/sarmat zaznacza się niezgodnością kątową (Porębski i in., 2000), która położona jest w bliskiej odległości od stropu poziomu ewaporatowego i wykazuje lokalnie oznaki ekspozycji subaeralnej, a ku centrum rowu Wielkich Oczu przechodzi w kontakt zgodny (Dziadzio, 1999). W rejonie Dzików–Uszkowce wspomnianego wyniesienia, niezgodność ta przykryta jest gruboławicowymi arenitami kwarcowymi pochodzenia platformowego, wyróżnionymi jako piaskowiec dzikowski (Paszkowski & Kusiak, 2000) i wykazującymi transgresywne (wstępujące) zaleganie w kierunku NE na spągowej niezgodności sarmatu, uwiaryczniającej się także w zapisie sejsmicznym (Frankowicz i in., 2005). Niezgodność ta odzwierciedla aktywność ruchów dyferencjalnych wzdłuż zarówno południowej granicy basenu, jak i starych nieciągłości usytuowanych w północnej części podłoża zapadliska; efektem tego była wzmożona subsydencja w rowie Wielkich Oczu we wczesnej części zony *Anomalinoidea dividens* (Dziadzio, 1999). Wspomniana aktywność może być przejawem epizodu fleksuralnego obciążania lub ekstensji platformowego podłoża (por. Krzywiec, 2001). Opierając się na powyższym jest prawdopodobne, iż brak osadów ewaporatowych w obszarze „wyspy rzeszowskiej” jest, co najmniej w części, efektem erozji wczesnosarmackiej (ale zob. Karnkowski & Ozimkowski, 2001).

**Środowisko i cykliczność sedimentacji.** W obszarze badań formacja z Machowa ma trójdzielny budowę (Myśliwiec, 2004), w której: (I) agradacyjny kompleks stożków podmorskich i pelitów basenowych (Maksym i in., 1997), przykryty jest (II) kompleksem deltowym (Dziadzio, 1999, 2000; Porębski i in., 2000), przechodzącym ku górze w (III) osady płytkiego morza i osłoniętych zatok (Dziadzio, 2000). Granice między kompleksami są zapewne facjalne (diachroniczne).

Badanie cykliczności w formacji z Machowa, przy zastosowaniu metodologii stratygrafii sekwencji jak dotychczas zaowocowało niepełnymi podziałami na sekwencje genetyczne (Porębski i in., 1999) lub sekwencje depozycyjne (Dziadzio, 1999, 2000; Porębski i in., 2003; ryc. 3, 4). Wadą tych podziałów jest ich lokalny charakter oraz niedostateczne dane biostratygraficzne i ogranice rozpoznanie facjalne, wynikające w części z fragmentarycznego rdzeniowania. Potencjalne horyzonty kondensacji i maksymalnego pogłębienia zostały skorelowane z lokalnymi zonami biostratygraficznymi Kirchnera (1956)



**Ryc. 6.** Przykłady następstw strukturalno-teksturalnych w złożonych ławicach piaszczysto-pyłowych (facja C), dokumentujące oscylacyjny przebieg depozycji z trakcji i suspensji w wyniku fluktuacji w prędkości prądu i koncentracji materiału dostarczanego do dna, interpretowane jako osady przepływów hiperpyknych. Strzałki wskazują wzrost prędkości i koncentracji materiału klastycznego w zawieszynie. Tabcd — człony turbidyty Boumy; MO — materia organiczna; RW — riplemarki wstępujące; K — konwolucje; LA — laminacja niskokątowa. Rdzenie z wierceń: A — Jasionka-6, głębokość ~ 999,5 m; B — Dzików-18, głębokość ~ 695 m; C — Malawa-3, głębokość ~ 2295 m; D — Terliczka-3A, głębokość ~ 1061,5 m. Skala = 10 cm

**Fig. 6.** Examples of structural divisions in composite sandstone-siltstone beds (facies C), illustrating alternations in traction and suspension fallout, which were induced by fluctuating flow behaviour attributable to hyperpycnal flows. Arrows show increasing velocity and/or suspended-matter concentrations. Tabcd — Bouma turbidite divisions; MO — clots of coalified organic matter; RW — climbing ripples; K — convolutions; LA — low-angle lamination. Cores from wells: A — Jasionka-6, depth ~ 999.5 m; B — Dzików-18, depth ~ 695 m; C — Malawa-3, depth ~ 2295 m; D — Terliczka-3A, depth ~ 1061.5 m. Scale = 10 cm

w obszarze krakowsko-bocheńskim, a podobna korelacja jest w toku dla obszaru Łańcut-Lubaczów.

### Rola przepływów hiperpyknych

Pod względem objętościowym w zbadanym materiale rdzeniowym (sumarycznie ok. 1500 m rdzenia) z kompleksu I i II przeważają facje heterolitowe zbudowane z przewarstwień piaskowca i mułowca o miąższości od 1 do kilku metrów (ryc. 5), wykazujących zespół struktur sedimentacyjnych wskaźnikowych dla depozycji z zawiesziny o różnym stopniu koncentracji, zmiennym udziale procesów trakcyjnych i odrębnych wzorach wygaszania energii medium depozycyjnego.

**(A) Suspensat hemipelagiczny.** Ciemnoszare, masywne i subtelnie laminowane mułowce z mikropograżami reprezentują osady skrajnie rozcieńczonych prądów zawieszinowych i „pióropuszy” zawieszinowych (ang. *suspension plumes*). Rzadkość bioturbacji oraz mikropograży w laminach pyłowca wskazują na bardzo

wysokie tempo depozycji mułu i zarazem na względnie niski udział depozycji z suspensji pelagicznej.

### (B) Klasyczne turbidyty.

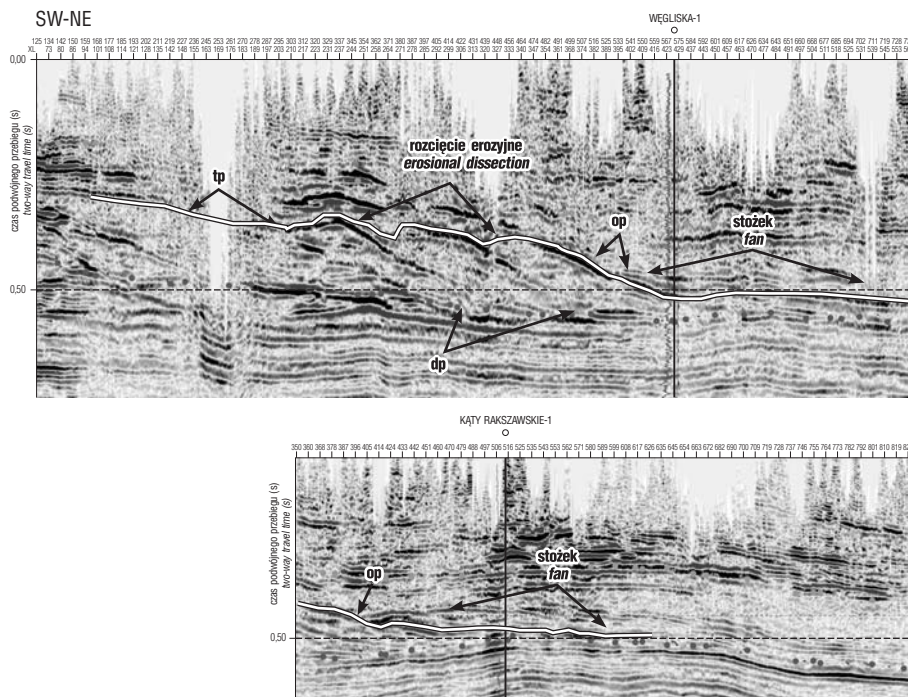
Facja ta jest reprezentowana przez ławice piaskowca frakcjonowanego wykazujące erozyjno-pogrzeźnięte spągi, gradacyjne lub ostre stropy z często zachowanymi formami riplemarków prądowych oraz interwał masywny (Ta), laminację horyzontalną (Tb), riplemarkową (Tc), często z konwolucjami i laminowany pyłem mułowicem (Td). Te interwały strukturalne występują w pionowych następstwach odpowiadających częściom lub całej sekwencji turbidyty Boumy (ryc. 6C), a zatem są typowe dla depozycji ze zwalnających prądów zawieszinowych o niskiej koncentracji.

### (C) Cienkoławicowy heterolit.

Facja ta składa się rytmicznych przewarstwień piaskowca, pyłowca i mułowca, wykazujących pełny zakres warstwowań heterolitowych (soczewkowe, faliste, smużyste). Ławice piaskowca mają erozyjne lub gradacyjne spągi, interwały z normalną, odwróconą lub pensymetryczną gradacją ziarna, laminację horyzontalną i riplemarkową często typu wstępującego (ryc. 6). Powszechne są pograży, ślady śródlawicowej erozji i konwolucje.

W przewarstwiach mułowcowych spotyka się niekiedy drobne, ptygmaticznie sfałdowane dąki piaszczyste, najprawdopodobniej o synerezyjnej genezie. Interwały strukturalne ławic odpowiadają członom turbidyty Boumy, ale obserwowane następstwa często odzwierciedlają depozycję w warunkach oscylacyjnego wygaszania energii przepływu. Przejawem tego są m.in.: (1) wielokrotne następstwa Ta i Tb lub Tb i Tc w ławicy (ryc. 6A) z normalną gradacją przy stropie, (2) stopniowe przejście w górę od Td do Tb i Tc w pensymetrycznie frakcjonowanej ławicy (ryc. 6B), (3) wzrost kąta wspinania grzbietów riplemarków w laminacji wstępującej z przejściem ku górze w laminację poziomą (ryc. 6D), a następnie normalna gradacja ziarna w przykrywającym następstwie Tcd lub Tabc, a także często erozyjne stropy ławic piaskowca pod nadległym mułowcem (ryc. 6D).

**(D) Gruboławicowy piaskowiec.** Facja ta obejmuje piaskowce drobno- i średnioziarniste, lokalnie zlepieńcowate, tworzące ławice o miąższości 0,5–2 m, ostrym spągu i stropie, zdominowane przez interwały masywne (bez



**Ryc. 7.** Przekrój sejsmiczny przez otwór Węgliska-1, obrazujący geometrię i erozyjne rozcięcie klinoformy typu 4 oraz małego stożka na jej przedpolu, uwidaczniające się dobrze na profilu równoległym przez otwór Kąty Rakszawskie-1. op — wyklinowanie wstępujące; dp — wyklinowanie zstępujące; tp — ścięcie stropowe  
**Fig. 7.** Seismic dip section through well Węgliska-1, showing the erosional dissection at top of type 4 clinoforms and the presence of small basin-floor fan that is recognizable on parallel section through well Kąty Rakszawskie-1. op — onlap; dp — downlap; tp — toplap truncation

struktur sedimentacyjnych). Interwały są warstwowane na ogół nieostre, wykazują gradacyjne granice i laminację subhoryzontalną (ryc. 5), miejscami typu „dywanu trakcyjnego”, laminację riplemarkową; rzadkie jest warstwowanie przekątne w większej skali (5–15 cm), i lokalne struktury ucieczki wody. Są to osady grawitacyjnych spływów głównie o reologii prądu zawieszinowego wysokiej gęstości, które rozwijały warstwę przydenną o wyso-

(Mulder i in., 2003), nawet z roczną periodycznością (Parsons i in., 2003). Osady takich przepływów (hiperpyknyty) mogą stanowić 70% osadów deponowanych na przedpolu delt, szczególnie związanych z małymi rzekami transportującymi materiał osadowy głównie w zawieszinie i drenujących obszary górskie (Mulder & Syvitsky, 1995). Trzeba jednak zaznaczyć, że rozpoznanie piaszczystych

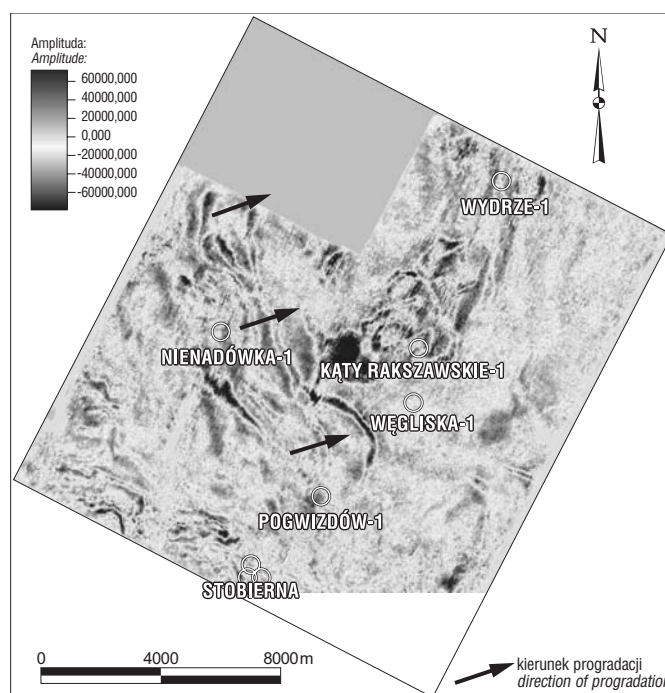
kij koncentracji i wytłumionej turbulencji oraz cechowały się czasowymi fluktuacjami w koncentracji niesionego materiału.

**Interpretacja.** Powyższe facje reprezentują elementy skrajne w kontinuum produktów epizodycznej dostawy materiału piaszczystego do środowiska depozycji mułu, położonego na ogół poniżej podstawy falowania. Powszechność obserwowanych efektów fluktuacji w koncentracji i prędkości mediów depozycyjnych wskazuje na związek tych ostatnich z ujściami rzek, gdzie głównym mechanizmem transportu materiału klastycznego są przypowierzchniowe, śródkolumnowe i przydenne przepływy zawiesiny (Bates, 1953). Przepływ hiperpyknyalny jest przydennym prądem gęstościowym generowanym w warunkach powodziowych, gdy obciążone osadem wody rzeczne mają gęstość większą od wód zbiornika, do którego wkraczają. Większość współczesnych rzek jest zdolna do generowania przepływów hiperpyknyalnych



**Ryc. 8.** Mapa czasowa horyzontu 0,426 s obrazująca intersekcyjne ślady przyrostów klinoformy pokazanej na ryc. 7, dokumentujące progradację w kierunku NE (strzałki)

**Fig. 8.** Time slice at 0.426 sec, showing the intersection lines of the progradations documenting the northeastward progradation (arrows) of the clinoforms imaged on fig. 7



(Plink-Björklund & Steel, 2004) i heterolitowych (Nemec, 1995) hiperpykmitów w zapisie kopalnym znajduje się ciągle w stadium początkowym.

W odróżnieniu od klasycznych, epizodycznych prądów zawieszinowych o ogólnie skończonej objętości inicjalnie włączonego w spływ materiału klastycznego, przepływy hiperpykmalne mogą trwać stosunkowo długo (wiele dni lub tygodni) i podlegać wielokrotnym transformacjom hydrodynamicznym w związku z zasilaniem z quasi-permanentnego źródła, jaki stanowią wody podziwowe podlegające fluktuacjom w objętości i koncentracji niesionego materiału. Interpretacje turbidytów na skłonach deltowych opierają się na modelowej ławicy Boumy, a wszelkie odstępstwa od modelu są często uważane za produkt amalgamacji odrębnych wydarzeń turbidytowych. Obserwacje rdzeni wskazują, iż odstępstwa od ławicy modelowej są powszechne w formacji z Machowa. Dokumentują one oscylacyjne wygaszanie energii mniej lub bardziej długotrwałych prądów zawieszinowych, których immanentną cechą były fluktuacje w prędkości i gęstości, podobne jak te obserwowane w przepływach hiperpykmalnych.

Piaszczyste hiperpykmalny udokumentowane na skłonach eoceńskich delt krawędziowych Spitsbergenu (Plink-Björklund & Steel, 2004) wykazują stosunkowo niski zasięg lateralny (około kilku km), podobnie jak ma to miejsce w badeńskiej delcie krawędziowej rejonu Bochnia–Kraków (Porębski i in., 2003). Wiadomo jednak, że na odpowiednio długim skłonie przepływ hiperpykmalny eroduje podłoże, a wynikający z tego wzrost gęstości i prędkości może spowodować oderwanie czoła przepływu i uformowanie prądu zawieszinowego o wysokiej wydajności (Garcia & Parker, 1993). Nasze obserwacje — chociaż fragmentaryczne — wskazują, iż kompleks badeńskich stożków podmorskich obok amalgamatów facji D i B zawiera mięszcze interwały zbudowane z facji C. Stanowi to mocną przesłankę do wniosku o rzeczno-deltowym zasilaniu stożków. Rozkład stożków dokumentuje punktowe źródła zasilania rozmieszczone w odległościach ok. 10–12 km wzdłuż dzisiejszego brzegu Karpat (Maksym i in., 1997), co stanowi przybliżenie gęstości rozkładu rzecznych koryt rozprzodających uchodzących do basenu od południa. Założenia o quasi-permanentnym zasilaniu przepływów zawieszinowych jest również zgodne z bardzo wysokim tempem akrecji, ok. 24 cm/rok w rowie Wielkich Oczu (Oszczypko, 1998, 1999), co jest trudne do wytłumaczenia, gdyby jedynym mechanizmem inicjującym prądy zawieszinowe były osuwiska i trzęsienia ziemi (por. Birkenmajer & Gąsiorowski, 1961).

### Klinoformy

W formacji z Machowa wyróżniono 4 typy klinoform deltowo-szelfowych, wśród których pierwszy o skali subsejsmicznej, reprezentuje delty platformowe („płytkowodne”), a trzy pozostałe odpowiadają deltom krawędziowym („głębokowodnym”) rozwiniętym w skali sejsmicznej. Typ 1 jest elementem dominującym w sukcesji nadewaporatowej, typy 2 i 3 zostały stwierdzone w rejonie krakowsko-bocheńskim (Porębski i in., 2003), a typ 4 zidenty-

fikowany w rejonie Kątów Rakszawskich (E część zapadliska).

**Typ 1.** Najpowszechniejszym elementem architektury depozycyjnej badanej sukcesji są cyklotemy o ziarnie wzrastającym w górę i miąższości 20–70 m, ograniczone od dołu i góry powierzchniami zalewu (ryc. 3). Cyklotem ma w pionie następującą sukcesję facjalną: mułowce masywne, lokalnie bogate w detrytus roślinny, mułowce laminowane i heterolity z warstwowaniem soczewkowym (facja A), heterolit z laminacją falistą i hieroglifami rowkowymi w spągach ławic frakcjonowanych (Porębski, 1999; Dziadzio, 1999, 2000) oraz cienkimi przełwiczeniami klastycznych turbidytów (facja C i B), piaskowce masywne z interwałami z laminacją subhoryzontalną (facja D).

**Typ 2** obejmuje klinoformy o wysokości 150–200 m, charakteryzujące się stromym (2–3), planarno-tangencjalnym i wąskim (2–4 km) skłonem zdominowanym przez amalgamaty głównie piaskowców gruboławicowych (ryc. 3). Miąższość takich amalgamatów wynosi 5–30 m; ich dolne wyklinowania wykazują geometrię zstępującą, a górne — wstępującą w obrębie górnego skłonu.

**Typ 3** cechuje się znaczną wysokością (do 400 m) klinoform, których tangencjalne skłony są długie (> 12 km) i stosunkowo połogie w górnych odcinkach (ok. 2). Materiał piaszczysty (głównie facja C) jest skoncentrowany w nasypach przyujściowych górnych części skłonu, a rzadziej w jego dolnych odcinkach na przejściu do mułu równiny basenowej, gdzie stosunkowo cienkie litosomy piaszczyste (facja B i D) wykazują układ imbrakcyjny górnych wyklinowań. Budowa wewnętrzna klinoform jest złożona i dokumentuje inicjalną progradację nasypów przyujściowych na skłonie, a następnie ich agradacyjne spiętrzanie i wsteczne przekraczanie proksymalnych wyklinowań (ryc. 3).

**Typ 4** został zidentyfikowany w obrazie sejsmicznym w rejonie na SW od odwiertów Kąty Rakszawskie i Smolarczyny (Pietsch i in., 2005). Ma skłon wysokości ok. 200 m, tangencjalną geometrię reflektorów skośnych i jest ścięty od góry przez powierzchnię erozyjną (ryc. 7). Na przedpolu klinoformy zaznacza się kopułowe spięzzenie reflektorów sugerujące obecność facji piaszczystych w obrębie małego stożka, a poziome cięcia na czasie 0,426 s wskazują na progradację klinoformy w kierunku NE (ryc. 8). Korelacja sugeruje, iż omawiana klinoforma znajduje się w górnej części zony *Quinqueloculina reusii* wczesnego sarmatu.

**Interpretacja.** Typ 1 klinoformy interpretowany jest jako parasekwencja (Van Wagoner i in., 1990) odzwierciedlająca progradację deltowego nasypu przyujściowego na mułowe osady prodelty i szelfu na głębokościach nerytycznych. Brak dowodów na obecność ewidentnej facji fluwialnej przy stropie parasekwencji odzwierciedla zapewne zarówno małe rozmiary oraz w przewodzie heterolitowy typ wypełnienia potencjalnych koryt jak i ich przynajmniej częściową redukcję w warunkach erozji transgresywnej poprzedzającej sedymentację następnego cyklotemu.

Przejście pierwszego do pozostałych typów klinoform jest wynikiem progradacji delt platformowych do zwiększonej akomodacji uwarunkowanej obecnością inicjalnego

skłonu w podłożu. Najlepiej poznane delty krawędziowe tworzą się na pasywnych krawędziach kontynentalnych (Porębski & Steel, 2003), a w basenach rampowych powstawanie takich delt jest związane z nagłym wzrostem ilości dostarczanego materiału (Poag & Sevon, 1989) lub, jak zapewne miało to miejsce w omawianej sukcesji, z generacją uskoków inwersyjnych. Typy 2–4 odzwierciedlają depozycję w obrębie ciągu systemowego wymuszonej regresji i ciągu niskostanowego (= ciąg niskostanowy w trójsystemowej klasyfikacji Exxonowskiej — Posamentier & Morris, 2000). Różnice w wykształceniu klinoform reprezentują wspólny efekt braku lub obecności erozji progu progradacyjnego, geometrii inicjalnego skłonu i najprawdopodobniej różnic w granulometrii materiału klastycznego dostarczanego do basenu.

W typie 2 materiał piaszczysty był dostarczany na skłon przez spływy hiperpyknałne zasilane z ujęć koryt rozprowadzających, ulokowanych niemal na progu progradacyjnym klinoformy i deponowany w obrębie małych koryt na skłonie i łobów depozycyjnych. Brak segregacji piasku na równię basenową jest wynikiem stromego i wąskiego skłonu, który ograniczał możliwość ewolucji przepływów hiperpyknałnych w wysokowydajne prądy zawieszinowe. W typie 3 materiał piaszczysty jest segregowany do spągowych, tangencjalnych wyklinowań poszczególnych wiązek klinoformy w warunkach, gdy maksymalne obniżenie bazy erozyjnej nie spadło w sposób istotny poniżej progu progradacyjnego, co spowodowało ogólną tendencję do agradacji. W typie 4 erozyjne rozcięcie stropu klinoformy przy maksymalnym obniżeniu bazy erozyjnej umożliwiło efektywną dostawę piasku na równię basenową przez strefę transferową mułowego skłonu.

### Wnioski

Późnobańska faza wzrostu subsydencji fleksuralnej spowodowała obniżenie dna zapadliska przedkarpackiego wzdłuż południowej granicy basenu do głębokości górnego batiału, czego stratygraficznym odzwierciedleniem w formacji z Machowa jest kompleks stożków podmorskich we wschodniej części zapadliska oraz zespół delt krawędziowych rejonu krakowsko-bocheńskiego. Obydwa systemy depozycyjne były zasilane od południa poprzez sieć małych rzek o zmiennym, lecz na ogół wysokim stosunku muł/piasek w transportowanym materiale. Taki system zasilania sprzyjał wysokiej koncentracji zawiesziny w zbiorniku oraz generacji przepływów hiperpyknałnych. Przepływy te należą do kategorii długotrwałych prądów zawieszinowych, których immanentną cechą są oscylacje w prędkości oraz w gęstości transportowanego materiału, odzwierciedlające w pierwszym rzędzie zmiany w stanach powodziowych zasilających cieków rzecznych. Mięszce pakiety piaskowo-mułowych heterolitów przewarstwione gruboławicowymi piaszczakami, wykazujące pionowe następstwa tekstur i struktur sedimentacyjnych charakterystyczne dla oscylacyjnego wygaszania energii medium depozycyjnego są interpretowane jako osady przepływów hiperpyknałnych. Na quasi-permanentny styl zasilania przepływów zawieszinowych wskazuje również bardzo

wysoka stopa sedymentacji osadów górnego badenu i sarmatu w zapadlisku.

W formacji z Machowa wyróżniono 4 typy klinoform deltowo-szelfowych, wśród których pierwszy, o skali subsejmicznej, jest dominujący i reprezentuje delty platformowe („płytkowodne”), a trzy pozostałe odpowiadają deltom krawędziowym („głębokowodnym”) o wysokości skłonu 150–400 m. Wyróżnione typy delt krawędziowych różnią się między sobą wysokością i nachyleniem skłonu, strukturą wewnętrzną oraz stopniem segregacji materiału piaszczystego, który może stanowić dominantę przyrostów skłonu (2), tworzyć cienkie, zimbrzykowane pakiety u jego podstawy (typ 3) lub litosomy stożkowe na basenowym przedpolu klinoformy (typ 4). Segregacji piasku w obręb stożków sprzyja erozyjne rozcięcie stropu klinoformy (maksimum obniżenia bazy erozyjnej) oraz długi skłon ułatwiający transformację przepływów hiperpyknałnych w prądy zawieszinowe o wysokiej wydajności. Występowanie licznych wyklinowań wstępujących sprawia, iż delty krawędziowe są interesującym obiektem dla poszukiwań pulepek stratygraficznych.

Obecność klinoformy (typ 4) o wysokości skłonu ok. 200 m w zonie *Quinqueloculina reusii* górnego sarmatu wskazuje na epizod znacznego pogłębienia w górnej części formacji z Machowa, co poddaje w wątpliwość dotychczasowe poglądy o depozycji sukcesji nadewaporatowej w warunkach stopniowego spłykania. Skala tego pogłębienia wyklucza efekt glacieustatyczny i sugeruje wzrost fleksuralnej akomodacji ok. 11 ma BP.

Dziękujemy PGNiG S.A. za udostępnienie danych sejsmicznych i otworowych, Landmark Graphic Corporation za dostęp do oprogramowania w ramach grantu dla ING PAN, oraz Piotrowi Dziadzio, Andrzejowi Maksymowi, Barbarze Olszewskiej i Kaji Pietsch za cenne wskazówki.

### Literatura

- ALEKSANDROWICZ S.W., GARLICKI A., & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol., 26: 470–471.
- ALLEN P.A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. 1986 — Foreland basins: an introduction. [W:] Foreland Basins. P.A. Allen & P. Home-wood (eds) — International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8: 3–12.
- BATES C.C. 1953 — Rational theory of delta formation. American Ass. Petrol. Geol. Bull., 37: 2119–2162.
- CANT D.J. & STOCKMAL G.S. 1989 — The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accretion events. Canad. J. Earth Sci., 26: 1964–1975.
- BIRKENMAJER K. & GĄSIOROWSKI S.M. 1961 — Sedimentary character of radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bull. Pol. Acad. Sci., 9: 171–176.
- CZEPIEC I. 1996 — Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. Geologia AGH, 22: 309–338.
- DUDZIAK J. & ŁAPTAŚ A. 1991 — Stratigraphic Position of Miocene Carbonate-Siliciclastic Deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains Area, Central Poland) Based on Calcareous Nannofossils. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sciences, 39: 55–66.
- DZIADZIO P. 1999 — Sedymentologia utworów miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego między Leżajskiem a Lubaczowem. Praca doktorska — maszynopis Bibl. PIG. Warszawa.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 48: 1124–1138.



- ETTENSÖHN F.R. 1994 — Tectonic control on formation and cyclicity of major Appalachian unconformities and associated stratigraphic sequences. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 4: 217–242.
- FRANKOWICZ E., PIETSCH K. & PORĘBSKI S.J. 2005 — Seismic modelling applied to the identification of sandstone lithosomes (Carpathian Foredeep). *EAGE 67th Conference & Exhibition — Madrid, Spain*, 1–4.
- GARCIA M.H. & PARKER G. 1993 — Experiments on the entrainment of sediment into suspension by a dense bottom current. *J. Geoph. Res.*, 98: 4793–4801.
- GARLICKI A. 1968 — Z rozważań sedymentologicznych nad profilem autochtonicznej formacji solonośnej okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 219–223.
- HELLER P.L., ANGEVINE C.L., WINSLOW N.S. & PAOLA C. 1988 — Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501–504.
- JASIONOWSKI M. 1997 — Zarys litostratygrafii osadów miocenijskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 375: 44–60.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M. & CZAPOWSKI G. 2004 — Zapadlisko przedkarpackie. Miocen. [W:] *Budowa geologiczna Polski, t. I, Stratygrafia, cz. 3a, kenozoik, paleogen, neogen*: 213–224.
- KARNKOWSKI P.H. & OZIMOWSKI W. 2001 — Ewolucja strukturalna podłoża miocenijskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemysłem). *Prz. Geol.*, 49: 431–436.
- KIRCHNER Z. 1956 — Stratygrafia miocenu Przedgórz Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta Geol. Pol.*, 29: 421–449.
- KUCIŃSKI T.M. 1982 — Propozycja ramowego podziału stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwart. Geol.*, 26: 471–472.
- 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. 2001 — Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. [W:] *Cloetingh, S., M. Nemčok, F. Neubauer, F. Horvath & P. Seifert, (Eds) — The Hydrocarbon potential of the Carpathian–Pannonian Region. Marine and Petroleum Geology*, 18: 13–38.
- 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. 1995 — Łądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórz Karpat. *Nafta–Gaz*, 61: 181–195.
- MULDER T. & SYVITSKI J.P.M. 1995 — Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, 103: 285–299.
- MULDER T., SYVITSKI J.P.M., MIGEON S., FAUGERES J.C. & SAVOYE B. 2003 — Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 861–882.
- MYŚLIWIEC M. 2004 — Miocenijskie skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 52: 581–592.
- NEMEC W. 1995 — The dynamics of deltaic suspension plumes. [W:] *Geology of Deltas. M.N. Oti & G. Postma (Eds). A.A. Balkema. Rotterdam*, 31–93.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W. & JAKÓBCZAK K., ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. PAN*, 82: 7–64.
- OLSZEWSKA B. 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych badań mikropaleontologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 9–28.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep—development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geologica Carpathica*, 49: 1–18.
- OSZCZYPKO N. 1999 — From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin — a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50 (special issue): 161–163.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2005 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural, and Geodynamic Evolution, in J. Golonka and F. J. Picha, (eds). *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 84: 293–350.
- PARSONS J.D., BUSH J. W. M. & SYVITSKI J. P. M. 2001 — Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48: 465–478.
- PASZKOWSKI M. & KUSIAK M. 2000 — Prowienienca minerałów ciężkich z utworów miocenu rejonu Biszcza–Księżpól (zapadlisko przedkarpackie). *Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- PERYT D. 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 158–161.
- 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*.
- PLINK-BJÖRKLUND P. & STEEL R.J. 2004 — Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165: 29–52.
- POAG C.W. & SEVON W. D. 1989 — A record of Appalachian denudation in post-rift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits in the U.S. middle Atlantic continental margin. *Geomorphology*, 2: 119–157.
- POPRAWA P., MALATA T. & OSZCZYPKO N. 2002 — Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50: 1092–1108.
- PORĘBSKI S.J. 1999 — Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górnym baden) w rejonie Kraków–Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 97–118.
- PORĘBSKI S.J. & OSZCZYPKO N. 1999 — Litofacje i geneza piasków bogocickich (górnym baden), zapadlisko przedkarpackie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 57–82.
- PORĘBSKI S.J., DOKTOR M., GUMULAK K. & ŁAPTAŚ A. 2000 — Określenie ciągów systemowych w rejonie Biszcza–Księżpól i ich facjalno-paleośrodowiskowa interpretacja. *Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- PORĘBSKI S.J., PIETSCH K., HODIAK R. & STEEL R.J. 2003 — Origin and sequential development of Upper Badenian–Sarmatian clinofolds in the Carpathian Foredeep Basin, SE Poland. *Geologica Carpathica*, 54: 119–136.
- PORĘBSKI S.J. & STEEL R.J. 2003 — Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deep-water sands. *Earth–Science Rev.*, 62: 283–326.
- POSAMENTIER H.W. & MORRIS W.R. 2000 — Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. [W:] *D. Hunt, R.L. Gawthorpe (eds). Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geol. Soc. London, Special publication*, 172: 19–46.
- RACZYŃSKA J., CZERWIŃSKA B., HABER A. & MADEJ K. 2003 — Analiza sekwencji depozycyjnych w utworach miocenu górnego. *Wiadomości Naftowe i Gazownicze*, 57: 5–7.
- SINCLAIR H.D. 1997 — Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral basins: an alpine perspective. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109: 324–346.
- SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. & KOLASA M. 1959 — O piaskach bogocickich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28: 285–314.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. 1990 — Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *Amer. Ass. Petrol. Geol., Method in Exploration Series*, 7: 1–55.