

Klastyczne utwory badeńskie Roztocza — przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego

Anna Wysocka*



Badenian clastic deposits of the Roztocze Hills area — evolution of sedimentation on the northern outer ramp of the Carpathian Foredeep Basin. *Prz. Geol.*, 54: 430–437.

S u m m a r y. The Carpathian Foredeep Basin is the northern compartment of a foreland basin system that surrounds the Carpathian orogenic belt. The Roztocze Hills area, during Badenian deposition, belonged to the northern part of the outer ramp of the Carpathian Foreland Basin. The sedimentary conditions of the clastic Badenian deposits of the Roztocze Hills are reconstructed, in the territories of Poland and Ukraine. The lithology and sedimentary structures of clastic rocks point to a high-energy, shallow-water, normal-marine environment connected with the offshore and open sea zone. The characteristic of the Badenian succession allows an interpretation of the environment and its change during sedimentation. Deposition during the Badenian in the Roztocze Hills area was strongly connected with the evolution of the Carpathian Foredeep. Initially sedimentation was mainly dependent

on hydrodynamic factors and connected with the outer ramp conditions. However, during the Late Badenian, the influence of diastrophic factors gradually increased and sedimentation was connected with outer foredeep conditions.

Key words: clastic sedimentation, sedimentary structures, sedimentary environment, Badenian, Roztocze Hills, Carpathian Foredeep

Praca przedstawia charakterystykę oraz interpretację środowisk sedymentacji klastycznych utworów badeńskich zarówno podewaporatowych, jak i nadewaporatowych, w marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego, na obszarze Roztocza pomiędzy Lwowem a Zwierzyńcem (ryc. 1).

W obrębie basenów, powstających przed czołem nasuwających się orogenu, charakterystyczne jest współwystępowanie w trakcie ich rozwoju trzech typów basenów sedymentacyjnych (Mutti i in., 2003; ryc. 2):

1) basenów przykrawędziowych — rozwiniętych na sfałdowanym i dźwigającym się orogenu, wypełnianych utworami aluwialnymi, deltowymi i mieszanymi;

2) basenu zapadliskowego (basen zapadliska wewnętrznego i zewnętrznego) — asymetrycznego, wydłużonego, rozwijającego się przed czołem nasuwającego się orogenu, wypełnianego przez znacznej miąższości utwory pelagiczne i turbidytowe; oraz

3) basenu związanego ze strefą marginalną zapadliska zewnętrznego — rozwiniętego w obrębie płyty przedpola, poza obszarem intensywnej ekstensji, wypełnianego przez utwory płytkowodne. Rozwój sedymentacji w tych basenach był wielokrotnie dyskutowany w pracach wielu autorów (m.in. Allen & Homewood, 1986; Allen i in., 1991; De Celles & Giles, 1996).

Klasycznym przykładem takiego układu basenów sedymentacyjnych na przedpolu nasuwającego się orogenu jest system basenów przedgórskich, rozwijających się przed czołem nasunięć karpaccich. Częścią tego systemu jest zapadlisko przedkarpaccie, którego geneza, rozwój i styl depozycyjny od wielu lat są dyskutowane w polskiej literaturze (m.in. Ney i in., 1974; Oszczytko & Słaczka, 1985, 1989; Oszczytko, 1996, 1999; Krzywiec, 1999, 2001; Peryt, 1999; Wysocka, 1999b, 2002; Dziadzio, 2000; Porębski & Steel, 2003; Porębski i in., 2003; Myśliwiec, 2004; Krzywiec i in., 2005; Oszczytko i in., 2005; Mastalerz i in., 2006). W niniejszym artykule przedstawione

zostaną zagadnienia związane z przebiegiem sedymentacji klastycznej w marginalnej północnej części zapadliska przedkarpackiego, w strefie przejścia pomiędzy właściwym zapadliskiem zewnętrznym, a jego strefą marginalną (ryc. 2). Należy podkreślić, że jako utwory klastyczne, traktowane są tutaj wszystkie skały, których szkielet ziarnowy składa się z ziaren terygenicznych, intraklastów i/lub ziaren organodetrytycznych. Taka klasyfikacja skał klastycznych pozwala na wspólne rozpatrywanie zagadnień związanych z transportem i depozycją materiału ziarnowego, niezależnie od ich składu mineralnego.

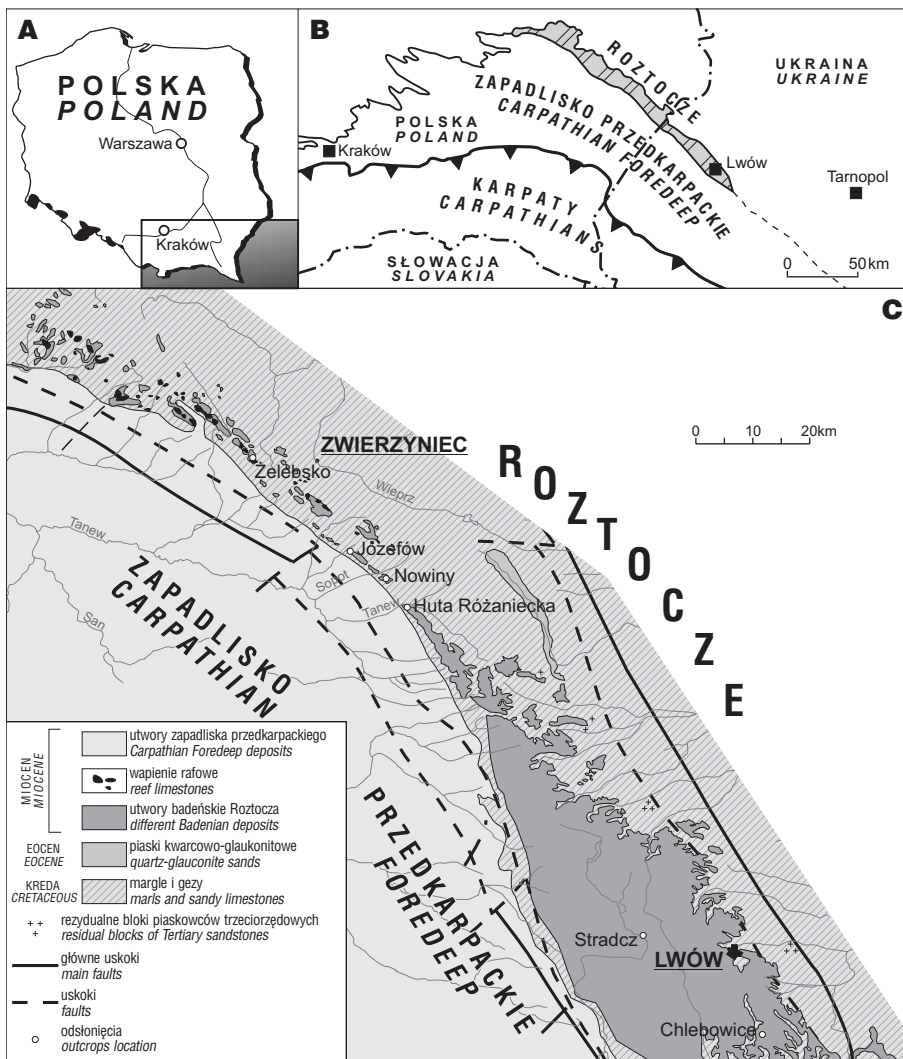
Budowa geologiczna

Obszar Roztocza leży w strefie o złożonej budowie wgłębnej. W podłożu pokrywy osadowej Roztocza przebiega granica pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską a młodszą platformą epiwarwaryjską (Żelichowski, 1974). Na silnie sfałdowanych i zdyslokowanych utworach paleozoicznych leżą utwory pokrywy mezozoicznej. Są one słabo sfałdowane, tworzą rozległe, płaskie antykliny i synkliny (Cieśliński & Rzechowski, 1993). Podłożem utworów miocenijskich na Roztoczu są skały górnej kredy, głównie piętra mastrycht, o miąższości dochodzącej do 1000 m — gezy, opoki i opoki margliste (Cieśliński & Rzechowski, 1993).

Od końca kredy, poprzez paleogen na obszarze Roztocza trwały blokowe ruchy tektoniczne, które spowodowały odnowienie starszych dyslokacji podłoża. Na eocen przypada nasiloną działalność tektoniczną. Przykładem może tu być m.in. rozwój rowu Sołokiji, w którym miąższość morskich utworów eocenu wynosi 50 m (Buraczyński, 1997).

Ostatni etap rozwoju strukturalnego Roztocza nastąpił w neogenie i był związany z tektoniczną reakcją tego obszaru na młodoalpejskie ruchy orogeniczne w Karpatach. W związku z nasuwaniem fliszowych płaszczowin karpaccich, na przedpolu Karpat, od egenburgu po sarmat, zaczął formować się basen przedgórski (Oszczytko, 1996), wchodzący w skład Centralnej Paratetydy. Rozszerzający się ku północy zasięg tego basenu spowodował w

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



Ryc. 1. Lokalizacja Roztocza oraz zapadliska przedkarpacciego na obszarze Polski i Ukrainy (A i B). Lokalizacja odsłoneń (C), które będą prezentowane podczas Polskiej Konferencji Sedymentologicznej — 20–21.06.2006, na tle mapy geologicznej Roztocza (wg Musiał, 1987; Buraczyński, 1997 — nieco zmieniona)

Fig. 1. Location of Roztocze and Carpathian Foredeep across the Polish–Ukrainian border (A and B). Simplified geological map of the Roztocze Hills area, indicated are localities which will be presented during Polish Geological Conference — 20–21.06.2006 (geological map after Musiał, 1987; Buraczyński, 1997 — changed)

badanie wkroczenie transgresji na obszar Roztocza (Kudrin, 1966; Ney i in., 1974; Musiał, 1987).

Cechy litologiczne i petrograficzne

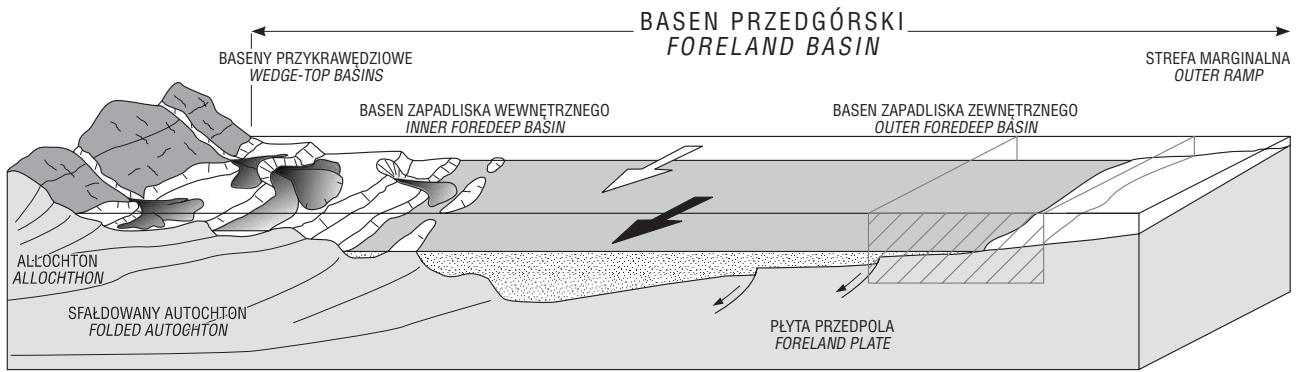
Dzisiejszy obszar Roztocza to tektonicznie wyniesiony blok, oddzielony od zapadliska przedkarpacciego systemem uskoków (ryc. 1). Obecnie na Roztoczu utwory badeńskie nie tworzą ciągłej pokrywy; ich występowanie ogranicza się jedynie do najwyższych partii wzniesień. Największe miąższości, rzędu kilkudziesięciu metrów osiągają one na obszarze Roztocza w rejonie Lwowa.

Generalnie, profil utworów badeńskich Roztocza rozpoczyna się transgresywnymi piaskami i piaskowcami kwarcowymi (ryc. 3), które największe miąższości i zasięg występowania mają na Ukrainie. W wyższej części obocznie przechodzą w margle i wapień litotamniowe (Bogucki i in., 1998a, b) i są zaliczane do utworów podewaporatowych. Ponad nimi występuje ciągle poziomy gipsów, wapieni ratyńskich lub gipsów i wapieni ratyńskich. Powyżej występują różnorodne płytkomorskie utwory węglanowe i terygeniczne (Musiał, 1987), zaliczane do utworów nadewaporatowych (ryc. 3). Są one zróżnicowane litologicznie na osady terygeniczne, biogeniczne a przede wszystkim terygenczo-organodetrytyczne. Utwory terygeniczne to głównie piaski i piaskowce kwarcowe z domieszkami redeponowanego glaukonitu, a także utwory

mułowcowo-ilaste. Utwory biogeniczne to rozmaite muszlowce i utwory rafowe. Dominującym typem litologicznym poziomu nadewaporatowego są skały składające się zarówno z autochtonicznych składników organodetrytycznych, jak i allochtonicznych składników terygencyjnych. Składniki organodetrytyczne to przeważnie bioklasty, o różnym stopniu rozdrobnienia, co wskazuje na zróżnicowaną długość ich transportu i energię czynników niszczących. Natomiast allochtoniczne ziarna terygencyjne były dostarczane do basenu z obszarów lądowych. W ich skład wchodzi przede wszystkim kwarc oraz skalenie, sporadycznie występują ziarna minerałów ciężkich i minerałów nieprzeźroczystych (Wysocka, 2002).

Gdyby klasyfikację utworów klastycznych oprzeć jedynie na składzie materiału terygencznego występującego w szkielecie ziarnowym, to wszystkie odmiany skał klastycznych z Roztocza reprezentowałyby arenity kwarcowe lub arenity subarkozowe. Wskazuje to na dojrzałość petrograficzną materiału terygencznego oraz pozwala na stwierdzenie, że obszarem źródłowym dla tego materiału było wnętrze kratonu (Wysocka, 2002). Wniosek ten jest oczywisty z racji położenia Roztocza względem obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Otwartym problemem pozostaje jednak pytanie, ile razy materiał ten podlegał redepozycji?

Poza materiałem terygencznym utwory badeńskie Roztocza zawierają klasty powstałe bezpośrednio



Ryc. 2. Schemat głównych elementów strukturalnych i depozycyjnych w obrębie basenów przedgórskich (na podstawie Mutti i in., 2003). Szary prostopadłościan wskazuje położenie Roztocza na tym schemacie

Fig. 2. Scheme showing the main structural and depositional elements of foreland basin (after Mutti et al., 2003). Grey box points to the probably locality of the Roztocze Hills area on this scheme

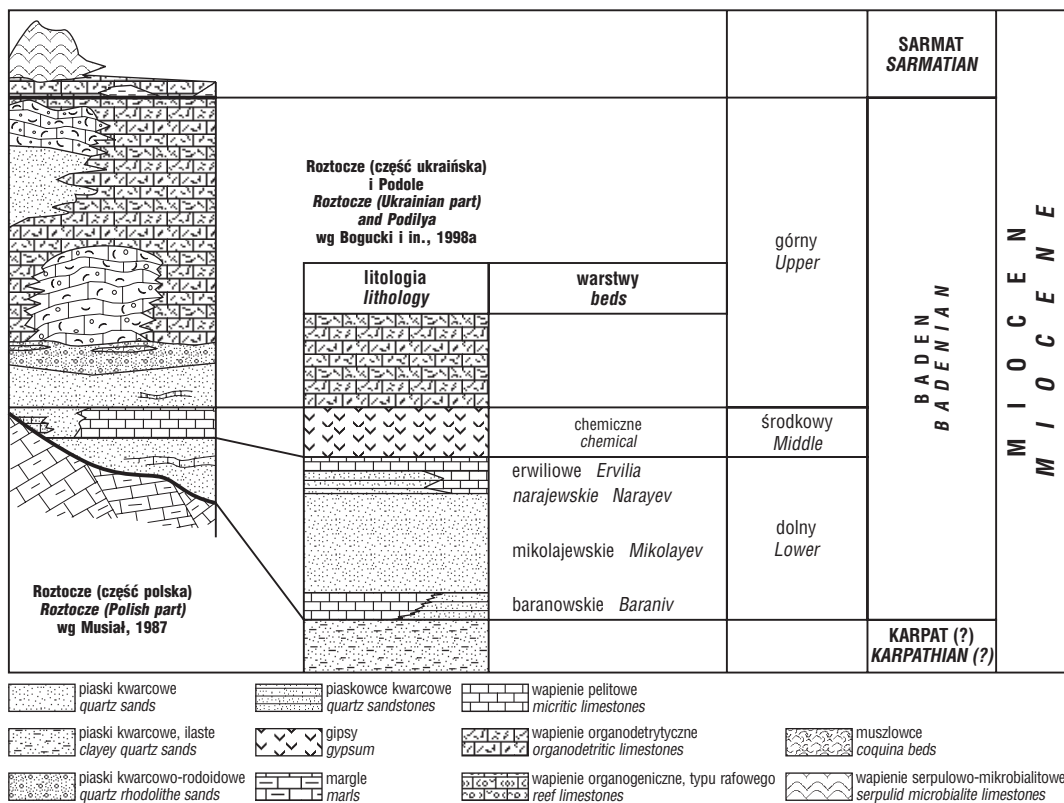
wewnątrz basenu w trakcie trwania sedymentacji. W zależności od proporcji pomiędzy ziarnami terygenicznymi, a wewnątrzbasenowymi można wyróżnić cztery petrograficzne odmiany skał klastycznych: arenity kwarcowe, arenity kwarcowo-wapienne, kalkarenity kwarcowe oraz biokalkarenity. W składzie kalkarenitów kwarcowych i biokalkarenitów dominują szczątki glonów, otwornic oraz mszywiolów, podrzędnie występują również szczątki szkarłupni, małży, ślimaków i wieloszczetów. Tak duże zróżnicowanie klastycznych utworów badenu Roztocza oraz występujące w ich obrębie składniki organodetrytyczne wskazują jednoznacznie na morskie, stosunkowo wysoko energetyczne, płytkie środowisko, ze zmieniającym się

w czasie tempem dostawy materiału terygenicznego do zbiornika (Wysocka, 2002).

W zachodniej części Roztocza występują również utwory sarmackie. Charakteryzują się one obecnością utworów rafowych serpulowo-vermetusowych (Pisera, 1985) oraz serpulowo-mikrobialitowych (Jasionowski, 1996, 1998).

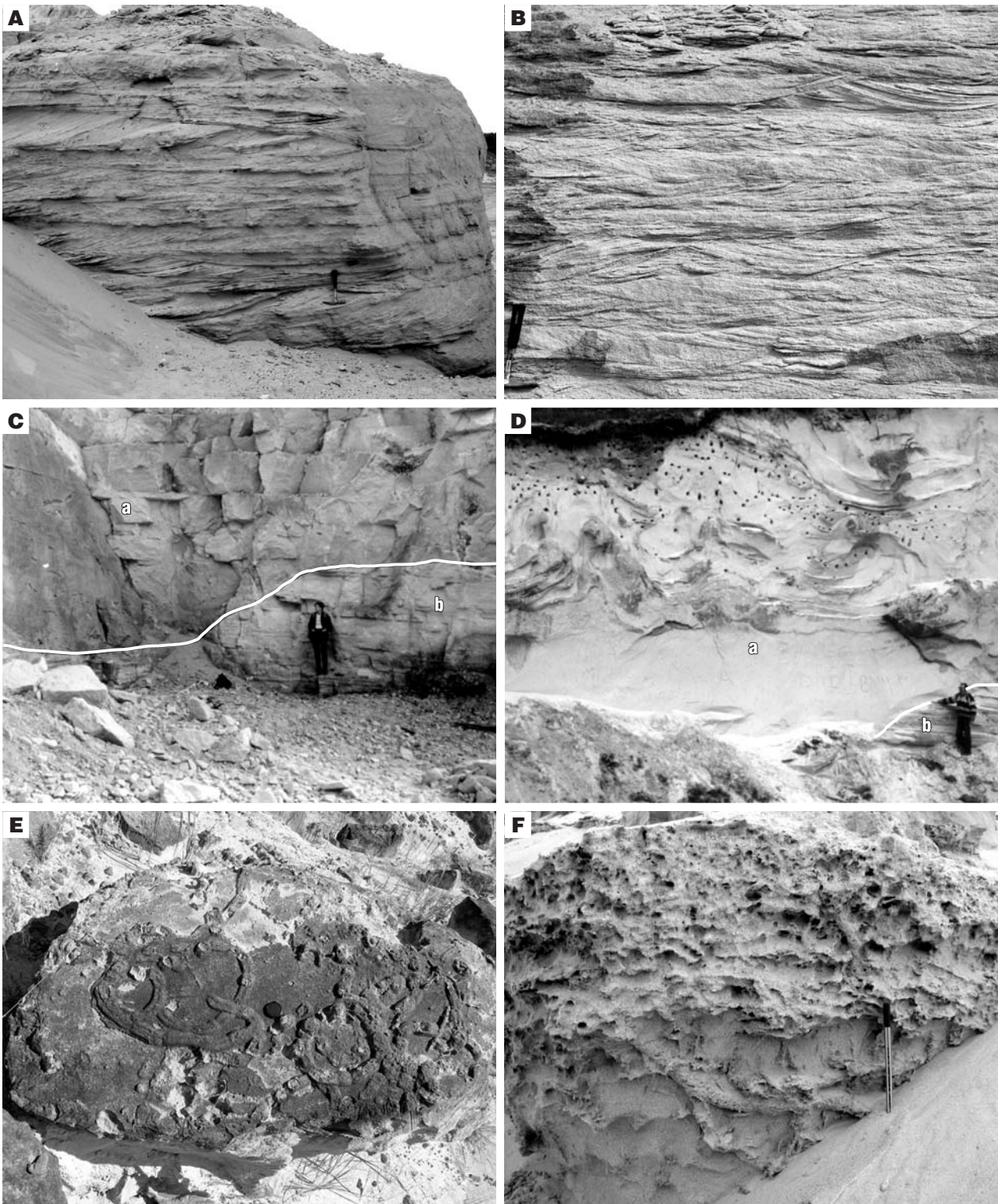
Cechy sedymentacyjne

W klastycznych utworach badenskich Roztocza stwierdzono występowanie zróżnicowanych zespołów struktur depozycyjnych. Dominują różnej skali warstwowania przekątne (ryc. 4A), rynnowe (ryc. 4B) oraz zmarszczko-



Ryc. 3. Podziały litostratigraficzne utworów mioceńskich polskiej i ukraińskiej części Roztocza

Fig. 3. Lithostratigraphic scheme of the Miocene deposits from the Polish and Ukrainian part of the Roztocze area



Ryc. 4. Struktury sedimentacyjne utworów klastycznych Roztocza: A — zespół tabularnych warstwowań przekątnych, Chlebowice, baden dolny; B — warstwowanie rynnowe, Pardysówka, baden górny; C — wypełnienie dużego kanału powstałego w wyniku splywu upłynnionego osadu; masywne wapienie organodetrytyczne z intraklastami ilastymi facji kanałowej (a) oraz zmarszczkowo warstwowane wapienie organodetrytyczne facji poza kanałowej (b), Józefów, baden górny; D — utwory splywu upłynnionego osadu kwarcowo-glaukonitowego wraz z synsedymacyjnymi deformacjami fałdowymi (a) oraz niezaburzone utwory poza strefą splywu (b), Stradcz, baden dolny; E — powierzchnia piaskowca z dobrze zachowanymi śladami rycia jeżowców, Chlebowice, baden dolny; F — silnie zbioturbowane piaski z licznymi śladami rycia typu *Ophiomorpha* sp., Chlebowice, baden dolny

Fig. 4. Sedimentary structures of clastic deposits from the Roztocze Hills area: A — cosets of tabular cross-stratified quartz sands, Chlebowice, Lower Badenian; B — trough cross-lamination in calcarenites, Pardysówka, Upper Badenian; C — large-scale channel-like structures (a) cut in ripple cross-stratified calcarenites (b), Józefów, Upper Badenian; D — large-scale channel like-form (a) cut in ripple cross-laminated quartz-glauconite sands (b), note soft sediment deformation, Stradcz, Lower Badenian; E — sandstone surface with well preserved echinoid burrows, Chlebowice, Lower Badenian; F — strongly bioturbated sands with numerous burrows of callianassid decapods, Chlebowice, Lower Badenian

we. Rzadziej występuje warstwowanie horyzontalne. Typ warstwowań oraz ich następstwo w profilach utworów Roztocza jest wskaźnikiem wysokoenergetycznego środowiska o głębokości nie przekraczającej podstawy falowania wiatrowego. Zmiana ich typu oraz skali wskazuje na zmieniającą się prędkość przepływu wody oraz zmienne ilości i frakcję przemieszczanego po dnie materiału klastycznego. W niektórych profilach występują odcinki pozbawione całkowitego warstwowania, co zwykle wynika z homogenizacji osadu wskutek upłynnienia lub intensywnego oddziaływania organizmów żerujących w osadzie.

Kolejną charakterystyczną grupą struktur depozycyjnych są struktury związane ze spływami grawitacyjnymi osadu. W przypadku form wielkoskalowych, wypełnionych bezstrukturalnym osadem, często z płaskimi klastami (ryc. 4C), mechanizm ich powstania należy wiązać z gwałtownym, masowym ruchem osadu, zgodnie z gradientem morfologicznym po połączonych, zaprawowych stokach dużych form akumulacyjnych, uruchamianym pod wpływem przeciążenia stoków przez szybko gromadzące się osady lub/i przez wstrząsy tektoniczne (Wysocka, 2002).

W utworach piaszczystych, związanych ze spływami grawitacyjnymi upłynnionego osadu, stwierdzono obecność różnej skali plastycznych deformacji (ryc. 4D). Ze względu na: erozyjne ścinanie deformacji przez nadległe ławice, występowanie uławicenia zaburzonego wśród utworów niezaburzonych, dużą zmienność deformacji oraz obecność w zdeformowanych partiach osadu płaskich klastów ilastych można stwierdzić, że zaburzenia te są rodzaju syn- lub prawie synsedymentacyjnego. Deformacje te są związane z ruchem upłynnionego osadu oraz z ucieczką wody z osadu (Collinson, 1994). Trudno jest wskazać jednoznaczny mechanizm powodujący te procesy. W skali regionalnej mogą być to wstrząsy sejsmiczne, w skali lokalnej mechanizmami spustowymi może być łamanie się fal, gwałtowna sedymentacja, zmiany ciśnienia słupa wody związane, np. z falami sztormowymi, jak również ruch wód gruntowych (Owen, 1987).

Odrębną grupę struktur sedymentacyjnych w klastycznych utworach badanych Roztocza stanowią ślady działalności życiowej organizmów. Dominują wśród nich ślady żerowania oraz ślady ucieczki, pozostawione przez jeżowce (ryc. 4E), raki (ryc. 4F), wieloszczety, kraby oraz małże. Obserwowane zespoły skamieniałości śladowych są charakterystyczne dla płytkowodnej strefy litoralnej o stosunkowo dużym tempie depozycji osadu (Radwański & Wysocka, 2001; Wysocka, 2002). W wielu odcinkach profili stopień zbioturbowania osadu jest tak duży, że doprowadza do całkowitego zatarcia pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

Przebieg sedymentacji utworów klastycznych na obszarze Roztocza

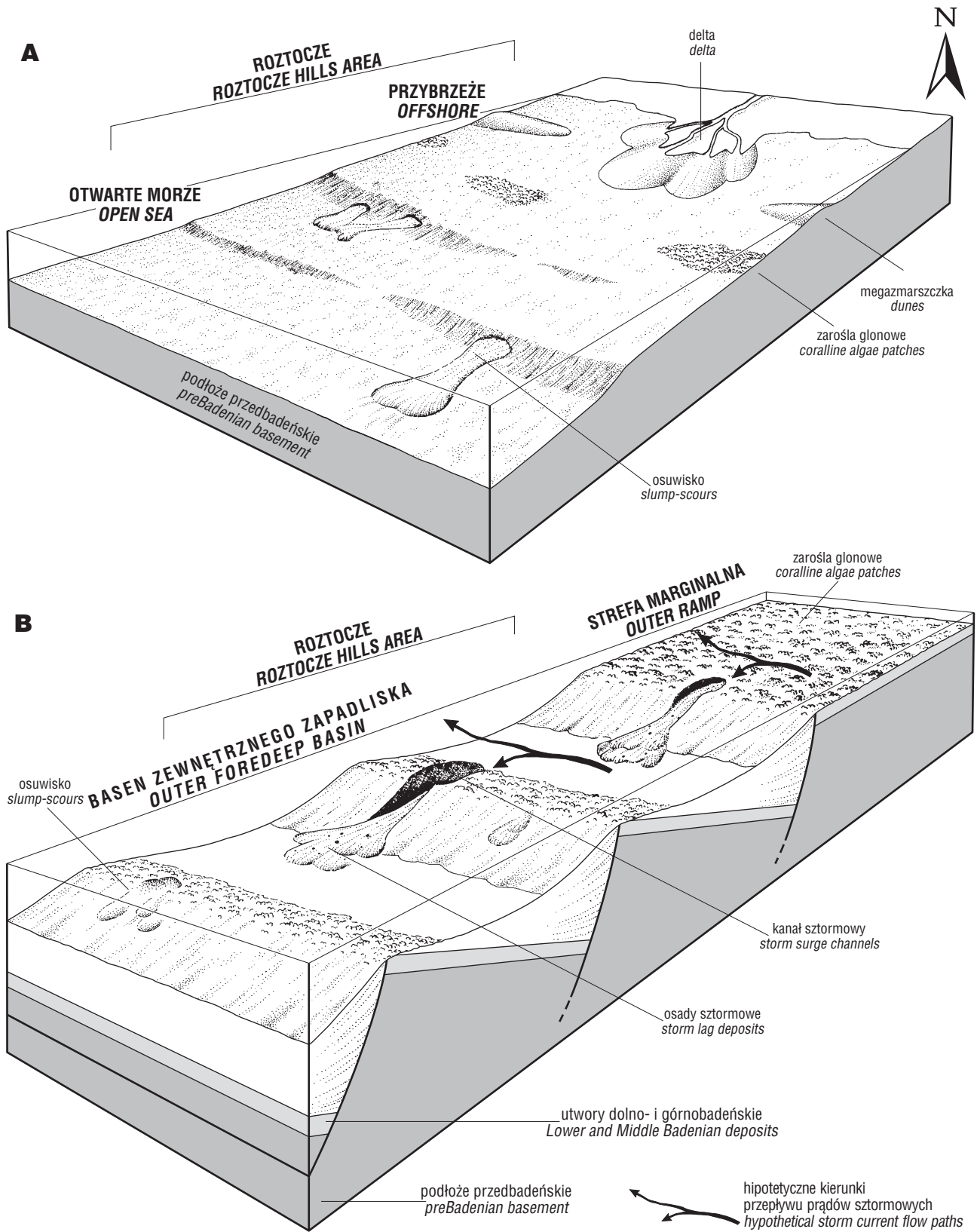
Ze względu na erozyjne usunięcie utworów miocenijskich na północ od obszaru Roztocza, nie ma możliwości bezpośredniego odtworzenia przebiegu i zmian linii brzegowej podczas sedymentacji klastycznych utworów miocenijskich w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpacciego. Jednak na podstawie następstwa struktur depozycyjnych i biogenicznych w opisywanych utworach

można stwierdzić, że hipotetyczny brzeg we wczesnym badenie znajdował się w bezpośredniej bliskości, na północ od obszaru Roztocza.

We wczesnym badenie obszar ten był strefą płytkowodnej sedymentacji klastycznej, cechującą się stałą i intensywną dostawą materiału terygenicznego. Materiał ten, to przede wszystkim ziarna kwarcu o frakcji piaszkowej i dobrej selekcji. Fakt ten świadczy o tym, że znajdujący się na północy i północnym-wschodzie łąd był obszarem wyrównanym pozbawionym znacznych deniwelacji, pokrytym w znacznej mierze przez zwietrzliny piaszczyste. Obszarem źródłowym tego materiału było prawdopodobnie Podole, gdzie materiał z wietrzenia skał krystalicznych wielokrotnie w historii geologicznej podlegał uruchamianiu i składaniu na wtórnych złożach. Wynikiem tych procesów jest jego wysoka dojrzałość mineralna i teksturalna. Poza materiałem terygenicznym, w strefach dogodnych dla rozwoju krasnorostów, w zbiorniku znajdował się również w niewielkich ilościach materiał organogeniczny. Były to głównie różnej wielkości i kształtu rodoidy, tkwiące w piaszczystej lub marglistej masie wypełniającej. Strefy akumulacji terygenicznej, organodetrytycznej i organogenicznej istniały obok siebie w tym samym czasie, co w zapisie kopalnym odzwierciedla się obocznością facjalną tych utworów. Głębokość zbiornika nie przekraczała podstawy falowania wiatrowego. W takim środowisku o przebiegu sedymentacji decydują głównie zmiany warunków hydrodynamicznych. Zmiany te wywołane są falowaniem wiatrowym, powodującym powstawanie prądów zarówno przybrzeżnych, jak i powrotnych. Nasilenie oddziaływania na osad tych prądów, a co za tym idzie transportu wzdłuż brzegowego, następowało zapewne w okresach sztormów. Generalnie transport materiału w tej strefie odbywał się w kierunku południowym (Wysocka, 2002).

Dzięki intensywnej dostawie materiału terygenicznego oraz zróżnicowanemu układowi prądów morskich, w strefie brzegowej we wczesnym badenie, poza polami drobnych zmarszczek, istniały duże formy akumulacyjne mające budowę megazmarszczek, przemieszczających się odsypów, czy też wielkoskalowych pokryw akumulacyjnych (ryc. 5A). Dno zbiornika było stosunkowo wyrównane i nachylone pod niewielkim kątem ku południowi. Pomimo tego, w odległości kilku kilometrów od brzegu, w strefie płytkiego otwartego morza, tworzyły się wyraźne stoki pokryw akumulacyjnych (ryc. 5A). Na południowych stokach tych form w wyniku dużego tempa depozycji materiału terygenicznego powtarzały się ruchy masowe upłynnionego osadu (Wysocka, 1998, 2002). Dodatkowym czynnikiem powodującym ruchy masowe mogły być wstrząsy sejsmiczne (Wysocka, 2002), wywołane synsedymentacyjnymi ruchami tektonicznymi podłoża, np. w obrębie wereszycko-stawczańskiego rowu tektonicznego (Palijenko, 1993).

Okres sedymentacji utworów chemogenicznych w tej części marginalnej strefy basenu zapadliska przedkarpacciego został poprzedzony pewną zmianą rodzaju depozycji. W części profili utworów podewaporatowych, na obszarze ukraińskiej części Roztocza, powyżej osadów terygenicznych pojawiają się utwory organogeniczne i organodetrytyczne (ryc. 3). Są to wapienie i margle litotamniowe, często silnie piaszczyste. Ich obecność w profi-



Ryc. 5. Modele środowiska sedymentacji klastycznej na obszarze Roztocza we wczesnym (A) i późnym (B) badenie (wg Wysocka, 2002)

Fig. 5. Models for sedimentary environment of the Roztocze Hills area in Early (A) and Late (B) Badenian (after Wysocka, 2002)

lach wskazuje na bujniejszy rozwój krasnorostów, związany zapewne ze spadkiem tempa akumulacji materiału terygenicznego. Mogło być to związane ze spadkiem energii środowiska, niewielkim pogłębieniem i/lub przesunięciem linii brzegowej ku północy, a co za tym idzie również przesunięciem strefy intensywnej akumulacji materiału terygenicznego. Niestety, ze względu na erozyjne usunięcie utworów dolnobadeńskich z obszarów leżących na północ od Roztocza, nie jest możliwe odczytanie zmian położenia linii brzegowej w trakcie rozwoju transgresji we wczesnym badenie.

Budowa i miąższość utworów podewaporatowych Roztocza oraz utworów deponowanych w basenie zewnętrznym zapadliska przedkarpackiego są zbliżone (por. m.in. Ney i in., 1974; Kenig & Wysocka, 1996; Wysocka, 1999a; Dziadzio, 2000). Świadczy to, o braku w tym okresie depozycji zróżnicowania facjalnego zbiornika, zbliżonym tempie subsydencji oraz o braku wyraźnego oddziaływania uskoku ekstensyjnego występujących w podłożu tej części zapadliska.

Kolejny etap sedymentacji utworów klastycznych Roztocza rozpoczyna się po zakończeniu sedymentacji ewaporatowej. Początkowo na obszarze tym panowały warunki będące kontynuacją warunków sedymentacji wczesnobadeńskiej (ryc. 3). W płytkomorskim środowisku gromadziły się osady piaszczyste. Lokalnie, powierzchnię dna porastały krasnorosty, które tworzyły swoiste budowle węglanowe typu kopców rafowych. W strefach wyżej energetycznych, przemieszczanie po dnie rodoidów wraz z materiałem kwarcowym doprowadzało do powstania osadów o zróżnicowanych cechach. Niewątpliwie układ tych form był zmienny w czasie. Zależał on od kierunków prądów generowanych falowaniem oraz powtarzających się okresowo wzburzeń sztormowych (Wysocka, 2002).

W miarę upływu czasu zmniejsza się w basenie ilość materiału terygenicznego na rzecz materiału wewnątrzbasenowego. Świadczy to o przesunięciu strefy sedymentacji terygenicznego dalej na północ, poza obszar Roztocza. Prawdopodobnie w tym czasie na dnie zbiornika zaczyna kształtować się układ form dna, wymuszany stopniowym rozwojem w podłożu ekstensyjnych uskoku o układzie schodowym, których skrzydła zrzucone ulegały antytektycznej rotacji (Jaroszewski, 1977; ryc. 5B). Początkowo oddziaływanie tych uskoku miało mały wpływ na przebieg sedymentacji. W strefie tej nadal trwała płytkowodna pełnomorska sedymentacja materiału organodetrytycznego, pochodzącego z niszczenia budowli organicznych. Strefa bujnego rozwoju organizmów znajdowała się poza obszarem badań, a obszar Roztocza był jedynie strefą tranzytową dla przemieszczanego przez prądy materiału.

W późnym badenie, na pierwszy plan wysuwa się oddziaływanie ruchów tektonicznych podłoża na budowę i rozkład stref sedymentacji. Na Roztoczu, w najwyższej części profili utworów górnobadeńskich, można obserwować zespoły warstwowań skośnych o skali kilkunastometrowej, progradujące ku południowi. Duże miąższości zespołów skośnych i stałe kierunki nachylenia warstwowań, bliskie kątowni naturalnego zsypania, mogą oznaczać istnienie stałych linii formowania się takich pokryw akumulacyjnych (por. Rutkowski, 1965, 1976; Łaptaś 1992; Roniewicz & Wysocka, 2001; Wysocka, 2002; ryc. 5B). Linie te były wywołane istnieniem w podłożu systemu

uskoku schodowych o kierunku równoleżnikowym. Ponieważ bloki ograniczone listrycznymi powierzchniami uskoku cechowały się antytektyczną rotacją (Jaroszewski, 1977), pomimo istnienia grzbietów rozwiniętych na liniach uskoku cały obszar badań pozostawał w obrębie płytkomorskiej sedymentacji (ryc. 5B), a największą miąższość osiągały osady gromadzące się w najbardziej obniżanej strefie zrotowanych bloków podłoża. Znaczny kąt nachylenia stoków oraz duże tempo depozycji osadów powodowały okresowe uruchamianie materiału na skłonach, rozwiniętych w strefie linii uskoku pokryw akumulacyjnych. Jednak istnienie kolejnych zrotowanych bloków podłoża uniemożliwiało przemieszczanie większych ilości materiału na znaczne odległości. Taki układ stref sedymentacji, uwarunkowany istnieniem w podłożu synsedymenacyjnie aktywnych stref tektonicznych, spowodował znaczne zróżnicowanie facjalne i miąższościowe osadów gromadzących się w tej płytkowodnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. Model ten wyjaśnia również brak znacznych ilości materiału organodetrytycznego w przyległej do Roztocza części zapadliska przedkarpackiego.

Taki układ stref sedymentacji istniał również na początku sarmatu. Przejście pomiędzy utworami górnego badenu a sarmatu jest ciągłe, a granica baden/sarmat znajduje się w obrębie płytkowodnych utworów organodetrytycznych. Zmiana środowiska sedymentacji i przebudowa strukturalna tej części basenu nastąpiła w trakcie sedymentacji utworów sarmatu (m.in. Jaroszewski, 1977; Jasionowski, 1998; Wysocka, 2002), wówczas nastąpił etap najintensywniejszej subsydencji i wypełniania basenu zapadliska przedkarpackiego (m.in. Ney i in., 1974; Oszczytko & Ślaczka, 1985, 1989; Oszczytko, 1996, 1999; Krzywiec, 1999, 2001; Peryt, 1999; Dziadzio, 2000; Wysocka, 2002; Porębski i in., 2003; Myśliwiec, 2004; Oszczytko i in., 2005; Mastalerz i in., 2006). Natomiast obszar Roztocza uległ względnemu wyniesieniu, wcześniej zdeponowane utwory były erodowane, stając się tym samym źródłem dla części materiału dostarczanego z północy do basenu zapadliska przedkarpackiego.

Wnioski

Przebieg sedymentacji w badenie w północnej, marginalnej strefie zapadliska przedkarpackiego początkowo był uzależniony od czynników hydrodynamicznych. We wczesnym badenie Roztocze znajdowało się w obrębie północnej strefy marginalnej basenu zapadliska przedkarpackiego. Pozostawał pod stałym wpływem oddziaływania lądu i był strefą akumulacji materiału terygenicznego w płytkim morzu o głębokości do kilkunastu metrów (ryc. 5A). Układ form dna zależał przede wszystkim od ilości dostarczanego z lądu materiału oraz kierunku prądów generowanych falowaniem wiatrowym. W późnym badenie zarówno ze względu na dalszy rozwój transgresji, jak i nasilenie ruchów tektonicznych podłoża, rozkład stref sedymentacji na obszarze Roztocza był zmienny w czasie i zależał zarówno od czynników hydrodynamicznych, jak i diastroficznych. Depozycja odbywała się w obrębie płytkiego, otwartego morza, na obszarze pomiędzy właściwym basenem zapadliska wewnętrznego, a jego strefą marginalną (ryc. 2, 5B). Na dnie istniały strefy akumulacji

organogenicznej oraz organodetrytycznej. Ich rozkład zależał przede wszystkim od układu oraz wielkości rotacji bloków podłoża (ryc. 5B).

Literatura

- ALLEN P.A. & HOMEWOOD P.N. 1986 — Foreland basins. IAS Sp. Publ., 8.
- 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.
- BOGUCKI A., GERASIMOW L., WOŁOSZYN P. & WYSOCKA A. 1998a — Budowa geologiczna Rostoczka Ukraińskiego. *Przew. LXIX Zjazdu Pol.Tow. Geol.*: 245–256.
- BOGUCKI A., GERASIMOW L., WOŁOSZYN P. & WYSOCKA A. 1998b — Rostocze Rawsko-Lwowskie. Problemy litologiczno-stratigraficzne mastrychtu, warunki sedymentacji i przestrzenna zmienność cech litologicznych osadów miocenu. *Przewodnik Zjazdu Pol.Tow. Geol.*; 257–265.
- BURACZYŃSKI J. 1997 — Rostocze: budowa – rzeźba – krajobraz. Zakład Geografii Regionalnej UMCS; 188.
- CIEŚLIŃSKI S. & RZECHOWSKI J. 1993 — Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu Rostoczka między Tomaszowem Lubelskim a Hrebennem. [W:] M. Harasimiuk, J. Krawczuk & J. Rzechowski (red.) — Tektonika Rostoczka i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe: 39–47.
- COLLINSON J. 1994 — Sedimentary deformational structures. [W:] A. Maltman (red.), *The Geological Deformation of Sediments*; 95–127.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. 1996 — Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105–124.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpacciego. *Prz. Geol.*, 48: 1124–1138.
- JAROSZEWSKI W. 1977 — Sedimentary evidence for Miocene tectonic activity in the central Rostocze. *Prz. Geol.*, 8–9: 418–427.
- JASIONOWSKI M. 1996 — Sarmatian serpulid — microbialite biuldups in Rostocze (SE Poland): unusual joint – venture. *Prz. Geol.*, 44: 1044–1048.
- JASIONOWSKI M. 1998 — Sedymentacja i diageniza sarmackich wapieni Rostoczka. Praca doktorska. Archiwum PIG (niepublikowana). CAG 700/99.
- KENIG K. & WYSOCKA A. 1996 — Sands and calcite cement-bodies (the Baranów Beds) from Świniary, eastern margin of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 40: 203–230.
- KRZYWIEC P. 1999 — Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpacciego (Przemyśl–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 Geol.*, 18: 13–38.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., RYZNER-SIUPIK B., PAPIERNIK B., SIUPIK J., MASTALERZ K., WYSOCKA A. & KASIŃSKI J. 2005 — Struktura geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpacciego) — wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, 53: 656–663.
- KUDRIN L.N. 1966 — Stratygrafia, facji i ekologicznej analiz fauny paleogenowych i neogenowych otłożeń Predkarpatia. *Izdavocznik L'vivskovo Universiteta, Lviv*: 1–173.
- ŁAPTAŚ A. 1992 — Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcarentes in the northern margin of the Carpathian Foredeep. *An. Soc. Geol. Pol.*, 62: 149–167.
- MASTALERZ K., WYSOCKA A., KRZYWIEC P., KASIŃSKI J., ALEKSANDROWSKI P., PAPIERNIK B., RYZNER-SIUPIK B. & SIUPIK J. 2006 — Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa–Rudka), zapadlisko przedkarpaccie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, 333–342.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE D. & CAVANNA G. 2003 — Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geol.*, 20: 733–755.
- MUSIAŁ T. 1987 — Miocene of Rostocze (south-eastern Poland). *Bull. Geol.*, 31: 5–149.
- MYŚLIWIEC M. 2004 — Mioceńskie skały zbiornikowe zapadliska przedkarpacciego. *Prz. Geol.*, 52: 581–592.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Geol. Komisji Nauk Geol. PAN, Oddział w Krakowie*, 82: 1–59.
- OSZCZYPKO N. 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpacciego. *Prz. Geol.*, 44: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpacciego. *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.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. 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).
- OWEN G. 1987 — Deformation processes in unconsolidated sands. [W:] M.E. Jones & R.M.F. Preston (red.), *Deformation of Sediments and sedimentary Rocks*, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 29: 11–24.
- PALIJENKO W. 1993 — Pozycja morfostrukturalna i neotektoniczna południowej części Rostoczka. [W:] M. Harasimiuk, J. Krawczuk & J. Rzechowski (red.), *Tektonika Rostoczka i jej aspekty sedymentologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*: 95–98.
- PERYT T.M. 1999 — Analiza Basenu Trzeciorzędowego Przedkarpacia. *Pr. PIG*, 168: 313.
- PISERA A. 1985 — Paleocology and lithogenesis of the Middle Miocen (Badenian) algal-vermetid reefs from the Rostocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, 35: 89–155.
- POREBSKI S.J. & STEEL R. 2003 — Shelf margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Rev.*, 62: 283–326.
- POREBSKI S.J., PIETSCH K., HODIAK R. & STEEL R.J. 2003 — Origin and sequential development of Badenian–Sarmatian clinofolds in the Carpathian foreland basin (SE Poland). *Geol. Carpathica*, 54: 119–136.
- RADWAŃSKI A. & WYSOCKA A. 2001 — Mass aggregation of Middle Miocene spine-coated echinoids Echinocardium and their integrated eco-taphonomy. *Acta Geol. Pol.*, 51: 295–316.
- RONIEWICZ P. & WYSOCKA A. 2001 — Uwagi o mioceńskiej sedymentacji pomiędzy Szydłowem a Smerdyną, południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 49: 639–642.
- RUTKOWSKI J. 1965 — O przekątnym warstwowaniu utworów sarmatu w rejonie Staszowa. *Sprawozdania z Posiedzeń PAN*, 525–528.
- RUTKOWSKI J. 1976 — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. PAN*, 100: 1–71.
- WYSOCKA A. 1998 — Sedimentary structures of the Middle Miocene clastic deposits of the Polish and Ukrainian Rostocze. [W:] J. Canaveras & M. Angeles Garcia del Cura (red.), *15th International Sedimentological. Congres Abstracts, Publication of University of Alicante*; 830–831.
- WYSOCKA A. 1999a — Depositional and tectonic controls on Early Badenian clastic sedimentation in the Sandomierz–Tarnobrzeg area (Baranów Beds, northern Carpathian Foredeep). *Geol. Quart.*, 43: 383–390.
- WYSOCKA A. 1999b — Sedymentacja klastycznych utworów badeńskich wschodniej części Rostoczka, pomiędzy Zwierzyniec a Lwowem. Praca doktorska. Archiwum IGP (niepublikowana).
- WYSOCKA A. 2002 — Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Rostocze Hills across the Polish–Ukrainian border. *Acta Geol. Pol.*, 52: 535–563.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Obszar Radomsko-Lubelski. [W:] *Budowa geologiczna Polski, IV. Tektonika cz. 1.*, *Wyd. Geol.*, 113–128.

Praca wpłynęła do redakcji 11.01.2006 r.

Akceptowano do druku 20.03.2006 r.