

## Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej

Małgorzata Jugowiec-Nazarkiewicz\*, Leszek Jankowski\*

**Nannoplankton biostratigraphy of the Żegocina marls; a new aspect of the geologic setting of the Lanckorona-Żegocina zone.**  
Prz. Geol., 49: 1186–1190.

*Summary.* Calcareous nannoplankton assemblages indicate early Campanian age of the Żegocina marls – CC18 *Aspidolithus parvus* Zone. Nanoflora shows mixed Tethyan–Boreal character. The calcareous nannoplankton assemblages of the Żegocina marls, the Wegierka marls and the Bonarka marls were preliminarily compared. The Rybie sandstones are the late early Campanian age – CC20 *Ceratolithoides aculeus* Zone. The sea level changes had an important influence on facies location and diversity. The shelf and slope zones were gradually drawn into structures of Carpathian accretionary wedge. The Żegocina marls occur as redeposited blocks in the Frydek type marls or are surrounded by different type cataclastic or tectonic melanges. The authors assume that the Żegocina marls constitute a part of a carbonate platform, partly slumped into the Carpathian basin. The origin of the L–Ż zone is connected with an out-of-sequence thrust formed as a result of reactivation of an older normal fault in the basement of the Carpathian accretionary wedge.

**Key words:** Carpathians, Subsilesian unit, Lanckorona-Żegocina zone, tectonics, biostratigraphy, calcareous nannoplankton

Margle żegocińskie po raz pierwszy opisał Uhlig (1883). W profilach potoku Żegocińskiego i potoku Pluskawka w Kamionnej (nieдалеко Żegociny) stwierdził białe, często krzemionkowe margle, zawierające nieraz rogowce (zalicza je początkowo do starszego trzeciorzędu), zauważa ponadto, że nie mają one odpowiedników w utworach karpaccich — dowodem na ich trzeciorzędowy wiek miały być współwystępujące tu menility. Zdaniem autora cała strefa, w której znaleźć można bloki tych margli ma budowę „skałkową”. Szajnocha (1902) uważa je za wapienie cieszyńskie. Należy też wspomnieć o poglądach Zuber (1918), według którego w tych profilach istnieje niezgodność pomiędzy utworami neokomu a trzeciorzędu. Za „kompleks porwaków wzdłuż północnej granicy magurskich piaskowców” uważa Limanowski (1905) utwory strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Natomiast Nowak ([W:] Skoczylas-Ciszewska, 1960), odwołując się do neokomskie skały uznaje za spągowe elementy wyższej jednostki tektonicznej, a przełańdowane z nimi paleogeńskie utwory zalicza do jednostki tektonicznej niższej.

Cała strefa okien tektonicznych, nazwana przez Skoczylas-Ciszewską (1956) strefą żegocińską, układa się w części wschodniej wzdłuż i na przedpolu nasunięcia magurskiego i kontynuując się ku północnemu zachodowi odbiega od nasunięcia magurskiego (w części zachodniej zwana lanckorońską) (ryc. 1). Utwory tej serii okien zaliczono do jednostki podśląskiej (Książkiewicz, 1951). Wiele informacji na temat całej skomplikowanej geologicznej strefy żegocińskiej dały opracowania Skoczylas-Ciszewskiej (1956). Profil wiercenia Wiśniowa 1 (Burtan i in., 1974), ukazał wielość powtórzeń stratygraficznych i bardzo skomplikowaną budowę. Strefę tę cechuje ponadto obecność bloków skał wulkanicznych (Skoczylas-Ciszewska, 1956; Koszarski, 1985). Dodać trzeba, że przedstawiane tutaj profile mają charakter profili składanych, złożonych na podstawie określonego metodami stratygraficznymi następstwa spotykanych tu członów litostratygraficznych. Całą strefę uznano za zespół łusek tektonicznych (Skoczylas-Ciszewska, 1960; Koszarski, 1985) orientowanych skośnie do przebiegu jej granic. Wie-

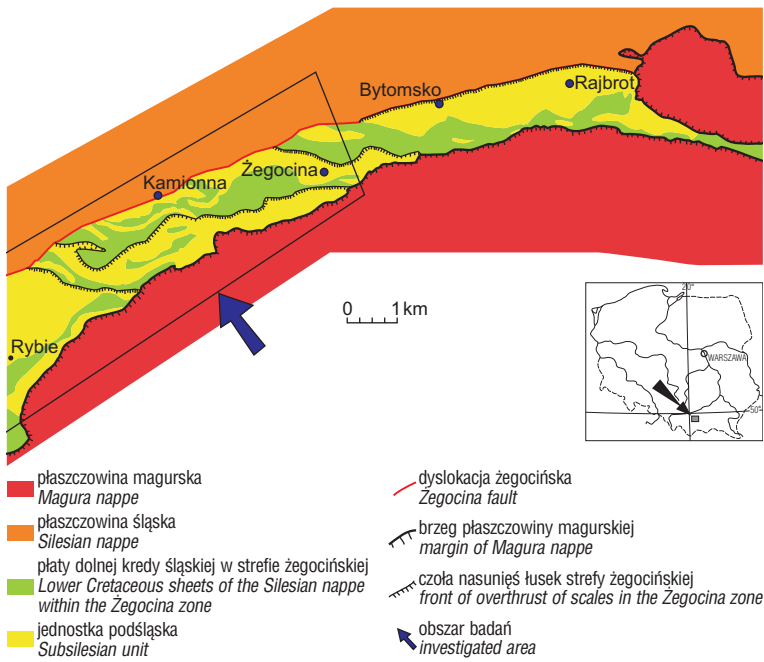
łość powtórzeń dokumentuje wspomniane wiercenie Wiśniowa 1, trudno to jednak tłumaczyć „łuskową” budową. Według przedstawionej przez Koszarskiego (1985) historii rozwoju tektonicznego tego obszaru, po sfałdowaniu i nałożeniu płaszczowin karpaccich, przed czołem płaszczowiny magurskiej utworzyła się nowa strefa nasunięta na swoje przedpole. Ostateczne uformowanie strefy lanckorońsko-żegocińskiej wynikło, zdaniem autora ze zdeformowania jej w wyniku rotacji pomiędzy jednostką śląską a magurską. Cała „skałkowa” strefa, następnie została przykryta transgresją badeńską — na co wskazywałyby mioceńskie osady (Burtan & Skoczylas-Ciszewska, 1964) znalezione w potoku Żegocińskim.

Zdeformowanie tektoniczne obszaru sprawia, że dobrze widoczne sedimentacyjne przejścia między ogniwami są rzadkie, najczęściej są to kontakty tektoniczne — z powszechnymi kataklazytami, mączką tektoniczną, cienkimi melanzami. Najlepiej odsłonięte profile zawierające margle żegocińskie możemy oglądać w potokach: Żegocińskim i Pluskawce (Unrug, 1979; Leśniak, 1994). Zwykle margle żegocińskie występują tu w formie redeponowanych bloków w marglach typu frydeckiego, bądź w otoczeniu kataklazytów czy melanz tektonicznych. W klasycznym odsłonięciu, w potoku Żegocińskim obserwujemy wielki blok margla żegocińskiego otoczonego kataklazytem (niekiedy błędnie określanym tu jako czarne łupki). Rozdrobniony kataklazyt przybiera postać czarnej, sugerującej termiczne zmiany mączki tektonicznej (ang. *gouge*). Margle żegocińskie są białe, zielonkawe, silnie skrzemionkowane (K. Górniak — inf. ustna), niekiedy z niebieskawymi rogowcami i zazwyczaj silnie wewnętrznie stektonizowane. Obserwowane w nich ławice mają tendencje do zmiany miąższości — możliwe synsedymencyjne fałdowanie. W bocznym potoku wpadającym od wschodniej strony do Pluskawki, marglom towarzyszą zielonkawe łupki margliste.

Do tej pory wiek margli żegocińskich przyjmowano jako senon (na podstawie otwornic — Skoczylas-Ciszewska, 1960).

Łącznie zebrano 70 próbek, z których wykonano metodą tradycyjną (rozcieranie materiału na płytkach cienkich i utrwalenie za pomocą balsamu kanadyjskiego) preparaty mikroskopowe w celu oznaczenia nanoplanktonu wapiennego. Wybrano także 10 próbek, które poddano analizie na mikroskopie skaningowym.

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpaccy, 31-560 Kraków, ul. Skrzatów 1



**Ryc. 1.** Mapa tektoniczna strefy żegocińskiej (za Skoczylas-Ciszewska, 1960)  
**Fig. 1.** Tectonic sketch map of the Żegocina zone (after Skoczylas-Ciszewska, 1960)

Następnie wszystkie preparaty poddano szczegółowej analizie, fotografując oznaczalne formy nanoplanktonu wapiennego.

Spośród przebadanych w mikroskopie świetlnym 70 próbek, 28 nie zawierało nanoplanktonu wapiennego. Po przeglądnięciu 42 próbek z margli żegocińskich oraz bezpośrednio z nimi związanych szarozielonkawych margli udało się oznaczyć nieliczne gatunki nanoplanktonu. Zarówno w marglach żegocińskich *sensu stricto*, jak i zielonkawych marglach stwierdzono ten sam zespół nanoplanktonu wapiennego, o takim samym bardzo złym stopniu zachowania. Margle żegocińskie są bardzo silnie zliżyfikowane, skalcytyzowane oraz stektonizowane co powoduje, iż zawarty w nich nanoplankton wykazuje cechy znacznej rekrystalizacji, rozrucia oraz uszkodzeń mechanicznych, i tylko nieliczne formy nadają się do oznaczenia co do gatunku. Większość z nich to formy odporne na rozpuszczanie.

Próbki oglądane pod mikroskopem skaningowym pokazały jedynie, jak silnie są zmienione badane osady, a nanoplankton wapienny był praktycznie nieoznaczalny. Dlatego zaprzestano kontynuowania tej metody.



**Ryc. 2.** Struktury osuwiskowe w piaskowcach z Rybia  
**Fig. 2.** Slump structures within beds of the Rybie sandstones

Dominującymi gatunkami w marglach żegocińskich są (tab. 1): *Aspidolithus parvus* (Stradner) Noël, *Biscutum obconstans* (Górka) Black & Barnes, *Baculites obscurus* (Deflandre) Prins & Sissingh, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette & Martini, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre & Fert) Reinhardt, *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover, *Gartnerago obliquum* (Stradner) Reinhardt, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Micula concava* (Stradner) Verbeek, *M. decussata* Vekshina, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen, *Watznaueria barnesae* (Black & Barnes) Perch-Nielsen. Sporadycznie występuje: *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen, *Tranolithus phacelosus* (Reinhardt) Perch-Nielsen.

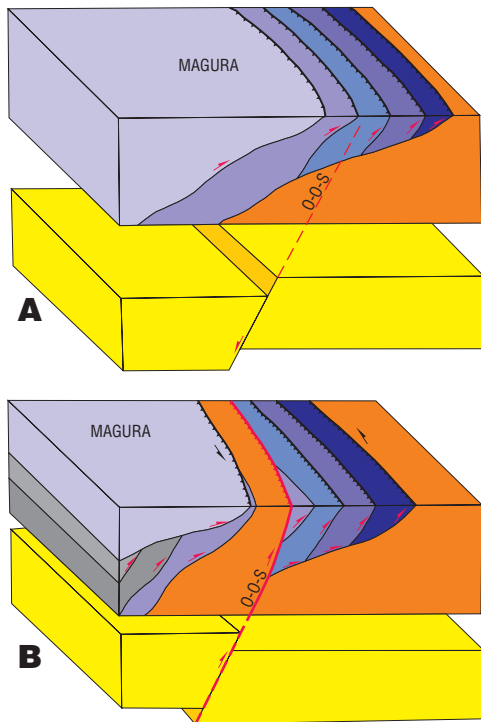
Stosując standardową zonację Sissinga 1977 badane osady zaliczono do strefy nanoplanktonowej CC 18 *Aspidolithus parvus*. Zona ta jest definiowana na podstawie pierwszego pojawienia *Aspidolithus* ex. gr. *parvus* do ostatniego pojawienia *Marthasterites furcatus* (Deflandre & Fert) Deflandre i obejmuje dolny kampan. W wyżej wymienionym zespole nie występuje gatunek określający górną granicę tej strefy. Brak również *Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen, który w tej strefie ma swoje pierwsze pojawienie.

Wyżej wymieniony, choć ubogi i niezbyt liczny zespół oraz brak młodszych gatunków pozwalają zaliczyć margle żegocińskie wraz z przyległymi do nich zielonkawymi marglami do strefy CC 18.

Oznaczone formy nanoplanktonu wykazują mieszany charakter flory borealnej i tetydzkiej tak jak w innych górnokredowych utworach jednostki podśląskiej (także w Czechach). Kilka z oznaczonych form uważane jest za gatunki preferujące strefy marginalne basenów (*C. obscurus*, *A. cymbiformis*, *K. magnificus*) (Perch-Nielsen, 1979), a dodatkowo *Kamptnerius magnificus* jest uważany za gatunek preferujący wody chłodne oraz nieobecny w wodach otwartego oceanu.

Jeżeli brać pod uwagę, iż margle żegocińskie charakteryzuje bardzo ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego oraz fakt, iż większość form jest bardzo zniszczona można by przypuszczać, że są one młodsze od strefy CC 18. Niemniej jednak gatunki wyznaczające młodsze strefy np. w kampanie jak: *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins & Sissingh, *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen czy *Q. trifidum* (Stradner) Prins & Perch-Nielsen są uważane za gatunki dość odporne na rozpuszczanie i nawet przy znacznym uszkodzeniu mechanicznym można odróżnić niektóre ich części. Ponadto były oznaczane w innych częściach jednostki podśląskiej (margle węglowieckie, jednostka danicka — południowe Morawy, Gasiński i in., 1999; Švábenická, 1995).

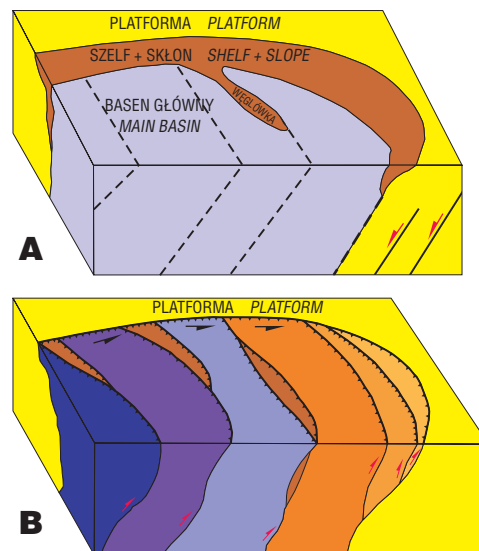
W górnej części Pluskawki (w Rybiu) jest widoczny sedimentacyjny kontakt z ogniwem piaskowców zwanych piaskowcami z Rybia (Skoczylas-Ciszewska, 1956). Jednakże i ten profil jest ograniczony ścięciami tektonicznym, a obserwowane strefy kataklazytów czy też szarej mączki tektonicznej wskazują na możliwość powtórzeń profilu.



**Ryc. 3.** Model rozwoju strefy lanckorońsko-żegocińskiej; **A** — sekwencja rozrostu pryzmy akrecyjnej „w sekwencji”. Przerywana linia znaczy przyszłą płaszczyznę nasunięcia poza sekwencyjnego (O-O-S), **B** — zaburzające wcześniejszy układ nasunięcia pozasekwencyjne (O-O-S); w końcowym etapie reaktywowane sinistralnie; czarne strzałki wskazują kierunek reaktywacji

**Fig. 3.** Genetic model of the Lanckorońska-Żegocińska tectonic zone; **A** — model showing development of the Lanckorońska-Żegocińska (L-Ż) zone. Model showing growth of the “in sequence” accretionary wedge. Dashed line marks the future surface of the “out-of-sequence” thrust (O-O-S), **B** — breaching earlier “in sequence” arrangement. Final sinistral reactivation of the L-Ż zone; black arrows point up to the direction of reactivation

Przejście od margli żegocińskich do piaskowców jest tu stopniowe — w strefie przejściowej współwystępują margle z piaskowcami. W górę profilu margle żegocińskie zanikają. Występujące tu piaskowce uznano za ... *uformowane przez podmorskie prądy grawitacyjne, spływające po stoku wynurzonej w tym rejonie wyspy, stanowiącej część kordyliery podśląskiej...* (Leśniak, 1994) jako fragment stożka podmorskiego. Piaskowce z Rybia — to kompleks szarych, często glaukonitowych, zielonkawych piaskowców przeławianych szarozielonymi, wapnistymi łupkami. Piaskowce są drobno-, średnio- lub gruboziarniste, a nawet zlepnicowate. Brak w nich kałkowitych sekwencji Boumy, rzadko występuje przekątne warstwowanie w ławicach. Często obserwuje się widoczne w skali odsłonięcia wyklinowanie się ławic. Na ławicach są widoczne liczne bioturbacje — niekiedy także w całej ich miąższości. Rzadko obserwować można hieroglify prądowe — wskazują na transport z zachodu lub też dokładnie z przeciwnego wschodniego kierunku (co wyklucza system stożka podmorskiego). Nie potwierdzono kierunku transportu ku północy (Leśniak, 1994), a obserwowane struktury ześlizgowe (ryc. 2) wskazują na zsuwanie materiału ku południowi. W całym profilu obserwować można przynajmniej dwa poziomy debryty, w których otoczki sięgają do kilkudziesięciu cm. Okruchy węgla, zwykle występujące w zlepnicowatych partiach piaskowca, o wielkości do



**Ryc. 4.** Model wciągnięcia strefy brzożowej basenu karpackiego w struktury pryzmy akrecyjnej; **A** — rozmieszczenie facji w brzożnej części basenu karpackiego. Linie przerywane znaczą przyszłe płaszczyzny odklucia elementów tektonicznych, **B** — model ukazujący stopniowe wciągnięcie brzożowych facji w struktury pryzmy akrecyjnej; czarne strzałki znaczą kierunek postępu pryzmy akrecyjnej

**Fig. 4.** Model showing shelf and slope zones of the Carpathian basin into structures of the Carpathian accretionary wedge; **A** — facies distribution in marginal parts of the Carpathian basin. Dashed lines mark future surfaces of detachment of tectonic elements, **B** — model showing gradual retraction in structures of the accretionary wedge; black arrows point up to the direction of advancing of the accretionary wedge

kilkunastu cm (świadczą o bliskości rozmywanych warstw z węglem) gromadzą się w spagowych partiach zlepnicowatych ławic. Bardziej rozdrobnione fragmenty węgla są zgromadzone na stropowych powierzchniach ławic. Ponadto występują w nich klasty zielonkawych łupków. W wyższej części profilu piaskowce przechodzą w szary kompleks marglisty, kontynuujący się aż do szerokiej strefy ścięcia tektonicznego związanej z nasunięciem magurskim.

Do tej pory wiek piaskowców z Rybia przyjmuje się jako senon-paleocen (na podstawie otwornic — Skoczylas-Ciszewska, 1960). Piaskowce z Rybia zawierają ubogi zespół nanoplanktonu, jednak oznaczony zespół pozwala na zaliczenie tych osadów do zony CC20 *Ceratolithoides aculeus*, na podstawie wystąpienia gatunku indeksowego *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins & Sissingh — późny dolny kampan — wraz z zespołem m.in. *A. cymbiformis* Vekshina, *M. inversus* (Deflandre & Fert) Bramlette & Martini, *M. decussata* Vekshina, *M. swastica* Stradner & Steinmetz, *P. cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *P. stoveri* (Perch-Nielsen) Shafik & Stradner, *C. obscurus* (Deflandre) Prins & Sissingh, *E. eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *T. phacellus* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *W. barnesae* (Black & Barnes) Perch-Nielsen. Powyższe dane wskazują, iż piaskowce z Rybia są nieznacznie młodsze od margli żegocińskich.

Cały profil świadczyć może o wahaniach poziomu morza w czasie depozycji osadów. Przejście od osadów platformy węglanowej (margle żegocińskie) do piaskowców z Rybia interpretować można jako wynik ogólnego obniżania poziomu morza, na małe wzniesienia związane z obniżeniem mogą wskazywać obserwowane w profilu debryty. Margle żegocińskie obserwowane tu w profilu, jak

**Tab. 1. Zasięgi stratygraficzne górnokredowych i najliczniejszych taksonów (wg Perch-Nielsen, 1985; Švábenická, 1995)**

Table 1. The extent of Late Cretaceous markers and most the common taxa of calcareous nannoplankton (after Perch-Nielsen, 1985:

wiek	Zony CC Sissingh (1977)	gatunki																
		A. parvus	A. cymbiformis	B. constans	C. obscurus	C. crenulatus	E. eximius	E. turrisseiffelii	K. magnificus	L. carniolensis	M. decoratus	M. decussata	P. cretacea	P. stoveri	Q. gartneri	R. anthophorus	T. phacelosus	W. barnesae
mastrycht	26																	
	25 c																	
	25 b																	
kampan	24																	
	23 b																	
	23 a																	
	22 b																	
	22 a																	
	21 c																	
	21 b																	
	21 a																	
	20																	
	19 b																	
19 a																		
18 b																		
18 a																		
17																		

✦ gatunki wysokich szerokości geograficznych    ◇ gatunki niskich szerokości geograficznych

również występujące jako bloki w młodszych osadach marglistych są być może fragmentem górnokredowej platformy węglanowej, po części zsuniętej do basenu karpackiego. Należy rozważyć ich możliwy genetyczny związek z obserwowanymi na platformie podobnymi marglami (kredowe margle z Bonarki, opoka lwowska?). Dla porównania, opróbowano wstępnie odsłonięcia margli z Bonarki i margli z Węgierki.

Margle z Bonarki stanowiące górnokredowe osady platformowe zawierają również bardzo ubogi zespół nanoplanktonu, niemniej jednak jest on znacznie lepiej zachowany niż w marglach żegocińskich. Niestety w żadnej z 4 próbek nie udało się oznaczyć gatunków indeksowych co nie pozwala na zaklasyfikowanie badanych osadów do konkretnej zony. Niemniej jednak zespół nanoplanktonu jest podobny do zespołu z margli żegocińskich. *A. parvus* oznaczono jako *conformis*, co mogłoby wskazywać na zonę CC18 wraz z brakiem młodszych taksonów. Tu również występuje *Kamptnerius magnificus* — z form płytkowodnych (Perch-Nielsen, 1972), a dodatkowo rodzaj *Braarudosphaera* sp.

Podobnie w celach porównawczych opróbowano margle z Węgierki. Z 4 próbek tylko w dwóch występował nanoplankton. Próbkę charakteryzuje ubogi zespół nanoplanktonu, a w tle tak jak w marglach z Bonarki oraz w marglach żegocińskich mamy bardzo dużo pokruszonego węglanu wapnia (roztarte kawałki nanoplanktonu?). W próbkach występuje znaczna ilość *A. cymbiformis* Vekshina, *E. eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *K. magnificus* Deflandre, *P. cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *T. phacelosus* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *E. parallellus* Perch-Nielsen, *M. decussata* Vekshina, *Cs. ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre, *M. inversus* (Deflandre & Fert) Bramlette & Martini, *P. grandis* Perch-Nielsen.

Znaczna ilość *A. cymbiformis*, obecność *P. grandis*, *E. parallellus* mimo braku innych taksonów wskaźnikowych mogą sugerować dolnomastyckie wiek margli z Węgierki.

Zaznaczyć jednak należy, iż zony dolnego mastrychtu określane są na podstawie ostatnich pojawień niektórych taksonów indeksowych. W Karpatach jednak przy dużej redepozycji materiału, braku konkretnego profilu, gdzie można by prześledzić zmienność w zespole, metoda ta wydaje się być zupełnie nieprzydatna i niewiarygodna. Dlatego margle z Węgierki wymagają znacznie dokładniejszego opróbowania.

Dokładne ustalenie miejsca depozycji piaskowców z Rybia w związku ze słabym odsłonięciem, niemożliwością określenia szerszej asocjacji facjalnej i niewielką ilością obserwowanych struktur sedimentacyjnych nastęca trudności interpretacyjnych. Obserwowane przeciwne (z E do W czy odwrotnie) kierunki transportu — prostopadłe do kierunku ruchu ześlizgów, nie zniszczone, słabo rozdrobnione kawałki węgla, obecne w piaskowcach ziarna glaukonitu, liczne bioturbacje, a przede wszystkim lokalne rozprzestrzenienie tej facji i współwystępowanie ich z marglami (wapieniami?) sugerować mogą środowisko płytkiego morza (prawdopodobnie szelfu). Gwałtowne obniżanie poziomu powodowało depozycję facji debrytowych.

Związek strefy lancokorońsko-żegocińskiej z nasuniętą jednostką magurską jest tylko częściowy. Jak wspomniano, od Myślenic strefa „ucieka” od czoła nasuniętej płaszczowiny magurskiej do brzegu Karpat. Powstanie tej strefy można wiązać zdaniem autorów raczej ze ścięciem pozasekwencyjnym (ryc. 3), utworzonym w wyniku reaktywacji starych uskoków ekstensyjnych, powstałych jeszcze na etapie ekstensywnego reżimu w rozwoju Karpat (Jankowski, 2000). Uskok w podłożu zostały reaktywowane już jako uskoki nasuwcze. Ścięcie pozasekwencyjne ograniczające od północy strefę L-Ż odwzorowuje strefę ścięcia z podłoża na naskórkową tektonikę Karpat (ryc. 3). Uskoki pozasekwencyjne (ang. *out-of-sequence* — Morley, 1988) zaburzą wcześniejszy powstały w stylu „na barana” (ang. *piggy back mode*) układ łusek i płaszczowin karpackich. Częściowo, w przypowierzchniowej strefie, nasunięcia pozasekwencyjne wykorzystują stare nasunięcia z czasu tworzenia przyzmy akrecyjnej, np. częściowo nasunięcie magurskie. Zdaniem autorów mogą być jednym z dowodów na zaangażowanie podłoża w proces nasuwczy Karpat (ang. *thick-skinned tectonics*). Strefa lancokorońsko-żegocińska zdaje się być przedłużeniem pozasekwencyjnej, podkreślonej szerokim melanżem, strefy ścięcia tektonicznego, ciągnącej się od okna tektonicznego Ropy, poprzez Krużłową (wzdłuż melanżowej strefy interpretowanej jako resztki płaszczowiny magurskiej — Paul, 1991), Wolę Kurowską, Zbyszyce, Znamirówice, Kały, Porąbkę Iwkowską, wzdłuż czoła strefy L-Ż i od Sułkowic do brzegu Karpat w okolicach Wadowic (Poprawa i in., 1989).

Ścięcie pozasekwencyjne może być głęboko zakorzenione, oparte o rampę w podłożu, określaną niekiedy (Ryłko & Tomasz, 1995) jako skłon podłoża skonsolidowanego. W najmłodszym etapie rozwoju tektonicznego powierzchnia ścięcia pozasekwencyjnego może być reaktywowana jako uskoki przesuwczy — taką interpretację przyjęto w zachodniej części Karpat (Decker i in., 1999). Wskazują na to wskaźniki kinematyczne tj. rotowane klasty, struktury S-C oraz drobne uskoki przy północnej tektonicznej granicy strefy L-Ż. Wielokrotność zdarzeń i reaktywacji doprowadziła do znacznego stektonizowania utworów odsłaniających się w tej strefie. Zazwyczaj naj-

bardziej zmienione i zmelanzowane są partie przy granicach strefy L-Ż.

Wyjaśnienia wymaga pozycja miocenu w Żegocinie. Znaczone na mapach osady mioceńskie, są w niejasnej pozycji tektonicznej wg Skoczylas-Ciszewskiej (1960) są to ilasto-piaszczyste utwory znajdujące się wśród ciemnoszarych łupków i razem z nimi sfałdowane. Sugerowano mioceńską transgresję (Koszarski, 1985) „na skałki” strefy żegocińskiej. Profile wymagają szczegółowego oprobowania. W przeprowadzonym dotychczas przez autorów oprobowaniu, w wielu przypadkach, w wyszlamowanym residuum stwierdzono występowanie soli kamiennej. Natomiast w jednym przypadku, w próbce pobranej z melanzowej strefy w Rajbrocie stwierdzono formy otwornic mioceńskich (oznaczenia B. Olszewska). Może to ewentualnie sugerować wciągnięcie mioceńskich osadów w melanze strefy lanckorońsko-żegocińskiej — podobnie jak ma to miejsce w wielkiej strefie melanzu, w tzw. fliszu zewnętrznym u czoła nasuniętych Karpat.

Prowadzone badania pozwolą na rozpoznanie wzajemnej relacji facji w marginalnych strefach basenu karpackiego — najbardziej podatnych na wpływ eustatyki. Autorzy przyjęli odmienny pogląd na rozwój marginalnej strefy basenu Karpat zewnętrznych. Pokazany model przedstawia pogląd na pozycję geologiczną i genezę jednostki podśląskiej. Do utworów tej jednostki na obszarze polskich Karpat zaliczono zarówno te związane ze strefą węglowiecką, jak i te ciągnące się pasem wzdłuż brzegu Karpat — lokowane przed czołem pozostałych jednostek o charakterze płaszczowin, jak i te ukazujące się w wielu oknach tektonicznych (strefa L-Ż, okno Żywca, a także szereg silnie stektonizowanych utworów odsłaniających się przy brzegu Karpat).

Zdaniem autorów na północnym brzegu Karpat osadzało się wiele facji deponowanych w strefach płytkich (szelf i skłon), istotne znaczenie, znacznie większe niż na drugim aktywnym tektonicznie brzegu, zmieniającym migracją przyzmy akrecyjnej, miały eustatyczne zmiany poziomu morza, wpływające na rozlokowanie i zmienność facji. Liczne hiatusy są zawarte pomiędzy stanami relatywnie wysokiego poziomu morza — stąd wynikają luki czasowe w wielu profilach zaliczanych dziś do jednostki podśląskiej czy skolskiej. Strefa szelfu i skłonu rozciągnięta na, prawdopodobnie łukowatych w kształcie, brzegach basenu Karpackiego, była wciągana stopniowo w struktury przyzmy akrecyjnej, podczas skośnego nasuwania (kierunek transportu tektonicznego był skośny do brzegu basenu, stosunkowo najbardziej prostopadły do rozciągłości elementów zaliczanych dziś do jednostki skolskiej (ryc. 4). Podobne w wykształceniu facje brzegowe były powoli włączane do przyzmy, przyłączane do frontów nasuwczych głównych jednostek tektonicznych, utworzonych ze ścięcia tektonicznego osadów głównej części basenu. Utwory te zaliczono do różnych jednostek tektoniczno-facialnych choć w istocie pochodzą z jednej strefy basenu. Prawdopodobnie inne położenie zajmowała tzw. strefa węglowiecka, stanowiąca być może wewnątrzbasenowe wypiętrzenie, autorzy sugerują jej prawdopodobną łączność ze strefą brzegową basenu.

Dalsze badania powinny objąć biostratygrafię nanoplanktonową margli frydeckich (nanoplankton wapienny jest w tych utworach dobrze zachowany i bogaty gatunkowo — obserwacje własne) w celu ustalenia wzajemnych stosunków wiekowych pomiędzy marglami frydeckimi i marglami żegocińskimi.

Na obecnym etapie wydaje się, że margle żegocińskie są starsze od margli frydeckich i dostały się do nich już jako osady skonsolidowane w formie spływów.

Badaniom należy poddać również inne prawdopodobne odpowiedniki margli żegocińskich (margle z Węgierki, Margle z Bonarki, opoka lwowska).

Po zakończeniu badań nad zespołami otwornic z górnokredowych, marglistych czy wapiennych osadów zarówno profili karpackich, jak też platformowych należy dokonać korelacji między obiema grupami mikroskamieniałości co umożliwi być może utworzenie schematu biostratygraficznego dla górnej kredy Karpat i pozwoli na dokładne rozpozniowanie osadów włączanych obecnie do jednostek: podśląskiej, śląskiej i skolskiej.

Temat był finansowany ze środków KBN, grant 6 PO4D 029 17.

## Literatura

- BURTAN J. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1964 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 (wyd. tymczasowe), ark. Limanowa. Inst. Geol.
- BURTAN J., SOKOŁOWSKI S., LISZKOWA J., SZOTOWA W. & SZCZUROWSKA J. 1974 — Problem Karpat fliszowych i głębokiego podłoża w oknie tektonicznym Wiśniowej. Biul. Państw. Inst. Geol., 18: 97–179.
- DECKER K., JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., NESCIERUK P., RAUCH M., REITER F., ŚWIERCZEWSKA A. & TOKARSKI A. 1999 — Tectonics of the Polish Outer Carpathians. Final Report. Medusa Oil. Vienna.
- JANKOWSKI L. 2000 — Geologia przedpola jednostki magurskiej — nowe dane. Posiedz. Nauk. Pol. Inst. Geol., 56: 79–82.
- GASIŃSKI M.A., JUGOWIEC M. & ŚLĄCZKA A. 1999 — Late Cretaceous Foraminiferids and calcareous nannoplankton from the Węglówka marls (Subsilesian unit, Outer Carpathians, Poland). Geol. Carpatca, 50: 63–73.
- KOSZARSKI L. 1985 — Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. CBGA. Guide to Excursion 3. Stop 63.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951 — Objasnienia do arkusza Wadowice.
- Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol.
- LEŚNIAK T. 1994 — Litostratygrafia i sedymentacja piaskowców z Rybia. [W:] Sedymentacja normalna, katastroficzna i wyjątkowa. Procesy i produkty. III Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Sosnowiec.
- LIMANOWSKI M. 1905 — Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, 30: 253–340.
- MORLEY C.K. 1988 — Out-of-sequence thrust. Tectonics, 7: 539–561.
- PAUL Z. 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Grybów. Inst. Geol.
- PERCH-NIELSEN K. 1979 — Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. IUGS Ser. A, 6, 223–272.
- PERCH-NIELSEN K. 1985 — Mesozoic calcareous nannofossils. [In:] Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen (eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press: 329–426.
- POPRAWA D. & NEMČOK J. (red.) 1989 — Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Wyd. Geol.
- RYŁKO W. & TOMAŚ A. 1995 — Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. Kwart. Geol., 39: 1–16.
- SISSINGH W. 1977 — Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. Mijnbouw., 56: 37–65.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1956 — O występowaniu tzw. andezytów w strefie żegocińskiej Karpat fliszowych. Zesz. Nauk. AGH, 9, Geol., 1: 143–154.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1960 — Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. Acta Geol. Pol., 10: 485–569.
- ŠVÁBENICKÁ L. 1995 — The Stratigraphical correlation of the Campanian low-and high-latitude calcareous nannofossils in southern Moravia (Western Carpathians). Geol. Carpatca, 46: 297–302.
- SZAJNOCHA W. 1902 — Tekst do Atlasu Geologicznego Galicji. Zesz. 11. Kom. Fizjogr. Akad. Um., Kraków.
- UHLIG V. 1883 — Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrb. Geol. Reichsanst., 33, Wien.
- UNRUG 1979 — Przewodnik geologiczny. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Wyd. Geol.
- ZUBER R. 1918 — Flisz i nafta. Pr. Nauk. Tow. Nauk., Lwów, 2, 2.