

Problemy biostratygrafii otwornicowej i nanoplanktonowej wczesnego miocenu zapadliska przedkarpackiego

Barbara Olszewska*, Małgorzata Garecka*

Utwory dolnego miocenu zapadliska przedkarpackiego rzadko zajmowały uwagę geologów i stratygrafów. Przyczyn należy szukać w słabej wyrazistości litologicznej tych utworów, oraz w znacznie uboższym, w porównaniu do utworów miocenu środkowego, inwentarzu paleontologicznym. Z dużą dozą prawdopodobieństwa można stwierdzić, że do połowy lat osiemdziesiątych, informacje dotyczące występowania utworów wczesnego miocenu w zapadlisku były sporadyczne (Alexandrowicz & Krach, 1963).

Zmianę poglądów na występowanie, wykształcenie litologiczne i stratygrafię utworów wczesnego miocenu w zapadlisku należy wiązać z szerszym zastosowaniem do badań stratygraficznych w Polsce nanoplanktonu wapiennego. Początkowo, badania te dotyczyły Karpat fliszowych (Alexandrowicz & Kostecka, 1963; Radomski, 1967; Olszewska & Smagowicz, 1977; Gasiński i in., 1986), gdzie w sposób znaczący wpłynęły na wnioski stratygraficzne, wskazując między innymi na usytuowanie podmenilitowych margli globigerinowych w pobliżu granicy eocen/oligocen, oraz na miocenijski wiek najwyższej części sukcesji fliszowej. Już te pierwsze wyniki wskazały na dużą przydatność nanoplanktonu wapiennego do badań stratygraficznych utworów Karpat i przedgórze.

Przypadek rzucił, że w latach 80., jedna z autorek (B.O.), dostała do opracowania biostratygraficznego utwory, stanowiące część nadkładu karbonu, w otworach wiertniczych prowadzonych przez Oddział Górnośląski PIG. Były to otwory: Zebrzydowice 13, Cieszyn IG 1, Zamarski IG 1, Leńcze IG 1, Bielowicko IG 1, Dębowiec IG 1. Ogólnie (według badań litologicznych F. Szymakowskiej z Oddziału Karpackiego PIG) nawiercana sukcesja utworów obejmowała od góry: flisz Karpat zewnętrznych, warstwy skawińskie zapadliska przedkarpackiego oraz utwory o charakterze olistostromowym, które oddzielały warstwy skawińskie od stropu karbonu. W obrębie tych ostatnich utworów wyróżniano wiele ogniw litologicznych (Buła & Jura, 1983), ale ich wiek nie miał dostatecznych podstaw paleontologicznych. Szczegółowe opracowanie otwornic z około 400 próbek z tych utworów pozwoliło na stwierdzenie, że mimo znacznego ubóstwa mikrofauny, jej skład gatunkowy i ogólny charakter (np. małe rozmiary) jest bardzo podobny do mikrofauny Karpat fliszowych, która w następstwie badań nanoplanktonu wapiennego (Gasiński i in., 1986; Andreyeva-Grigorovich i in., 1994) została odniesiona do miocenu.

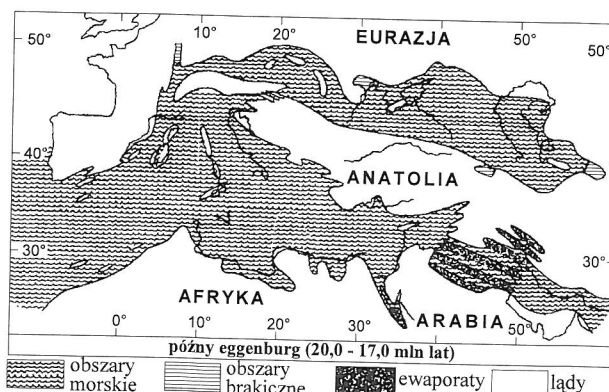
Zatwierdzenie w Państwowym Instytucie Geologicznym tematu badawczego 6.20.1411.00.0, w ramach analizy basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia, umożliwiło rozpoczęcie systematycznych badań nad nanoplanktonem wapiennym z omawianych utworów. Już wstępne wyniki tych badań (Garecka i in., 1996) wskazały na możliwość precyzyjnego określenia wieku wielu wydzieleni oraz ich wzajemnej korelacji.

W trakcie prowadzonych badań napotkano jednak na wiele problemów, których rozwiązanie ma pierwszorzędne

znaczenie dla opracowania nowoczesnej stratygrafii neogenu zapadliska. Jednym z nich jest zagadnienie relacji zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego stwierdzonych w utworach zapadliska do równowiekowych zespołów fauny i flory dwóch wielkich prowincji biogeograficznych: Tetydy i Paratetydy, w których zasięgu, w neogenie, znajdowały się Karpaty i ich przedpole. Temu ostatniemu problemowi, w odniesieniu do zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego wczesnego miocenu jest poświęcona niniejsza notatka.

Zarys paleogeografii

Do najważniejszych czynników wpływających na rozmieszczenie organizmów planktonicznych należy zaliczyć klimat i sytuację paleogeograficzną basenów kontrolującą działanie prądów, z którymi są związane. Basen zapadliska przedkarpackiego jest częścią systemu basenów rozciągających się od Bawarii po Ukrainę, których powstanie jest związane z dźwiganie się Karpat i Alp w fazie wczesno-styryjskiej orogenezy alpejskiej. Baseny te miały, poprzez Morze Śródziemne szerokie połączenia z Atlantykiem i Indo-Pacyfikiem (Steininger & Rögl, 1985) umożliwiającą swobodną migrację organizmów. Około 20 MA (środkowy burdygał=górny eggenburg) kolizja między Afryką i Europą (ryc. 1) spowodowała rozdzielenie Tetydy na część wschodnią (atlantycko-środiemnomorską) i zachodnią (indo-pacyficzną) różnicując żyjące tam zespoły otwornicowe (Adams, 1967). Wczesny miocen na obszarze atlantycko-środiemnomorskim jest okresem, w którym masy ciepłych wód rozciągały się aż do Grenlandii na N i prawie po Falklandy na S. Warunki tropikalno-subtropikalne występowały na przeważającym obszarze Atlantyku (Thunell & Belyea, 1982). Obszar wodny Paratetydy również został rozdzielony. Ruchy fazy styryjskiej powodują odizolowanie się wschodniej Paratetydy w zamknięte jezioro śródładowe (morze Kozachurskie); część zachodnia Paratetydy jest okresowo (ottnang) izolowana od Morza Śródziemnego (Steininger & Rögl, 1985). Pod koniec wczesnego miocenu (górny karpac-moraw) powracają na obszar Paratetydy warunki pełnomorskie, z połączeniem zarówno w kierunku



Ryc. 1. Szkic paleogeograficzny Paratetydy w górnym eggenburgu (Steininger & Rögl, 1985)

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

Morza Śródziemnego, jak i Indo-Pacyfiku (ryc. 2), ale z utrwaloną izolacją Paratetydy wschodniej (Steininger & Rögl, 1985). Warunki takie przetrwają aż do środkowej części środkowego miocenu (wielicz). W porównaniu do obszaru atlantycko-śródziemnomorskiego obszar Paratetydy charakteryzuje większa zmienność facjalna, w znacznym stopniu spowodowana aktywnością tektoniczną systemu alpejskiego. Na Atlantyku częściej natomiast występują przerwy w sedimentacji (Keller & Barron, 1983).

Przegląd charakterystycznych zespołów otwornic i wapiennego nanoplanktonu wczesnego miocenu Tetydy i Paratetydy

Różnice w historii geologicznej Tetydy i Paratetydy odzwierciedliły się w świecie organicznym tych bioprowincji. Bardziej stabilne warunki bytowania na obszarze Atlantyku umożliwiły zróżnicowanie zespołów otwornicowych wczesnego miocenu na zespoły tropikalno-subtropikalne (*G. peripheroronda*, *G. trilobus*, *P. siakensis*, *G. venezuelana*), przejściowe (*G. dehiscens*, *G. primordius*, *G. altispira*) i polarne (*G. bulloides*, *G. glutinata*, *G. miozea*) (Thunell & Belyea, 1982). Jako obszar przejściowy uważany jest także obszar śródziemnomorski, w którego zespołach występują zarówno formy tropikalne (*G. peripheroronda*) jak i umiarkowane (*G. miozea*) (Bizon & Bizon, 1972; Iaccarino, 1985). Zespoły otwornicowe strefy przejściowej sporadycznie zawierają takie gatunki tropikalne jak: *Pararotalia kugleri* (Bolli) czy *Globigerinatella insueta* Cushman et Stainforth. Charakteryzuje je także większy udział form o małych rozmiarach i zwartej budowie typu *Catapsydrax*–*Globigerina*–*Paragloborotalia* (Berggren, 1981). Przyjęto, że na obszarze miocenijskiej Tetydy środkowy miocen wyznacza pojawienie się rodzaju *Praeorbulina*, chociaż nie jest ona obecna we wszystkich profilach miocenu tego obszaru w przeciwieństwie do nieco później pojawiającego się rodzaju *Candorbulina* (Bolli & Saunders, 1985; Berggren i in., 1995).

Wewnątrz kontynentalne usytuowanie Paratetydy i jej prawie równoleżnikowe położenie w obrębie jednej strefy klimatycznej, jak również okresowa izolacja od otwartego oceanu zwiększyły stopień prowincjonalizmu wśród występujących tu zespołów otwornicowych. Otwornice planktoniczne wczesnego miocenu są słabo zróżnicowane gatunkowo. Okresowo większe znaczenie dla stratygrafii mają otwornice bentoniczne. Nanoplankton wapienny jest słabo poznany.

Najstarszym neogeńskim piętrzem Paratetydy jest eger. W jego obrębie przebiega granica oligocen/miocen nie udokumentowana jednak paleontologicznie (Steininger i in., 1976). Zespoły otwornic odniesione do egeru zawierają w swym składzie *Tenuitellinata ciperoensis* (Bolli), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerina angulissuturalis* Bolli, *Paragloborotalia nana* (Bolli), *P. semivera* (Hornibrook), *P. pseudocontinua* (Blow), *Globigerinoides primordius* Blow et Banner, *Cassigerinella boudecensis* Pokorny (Fuchs i in., 1980; Horvath, 1983). Nanoplankton wapienny w utworach egeru jest ubogi. Obecność gatunków: *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini i *Sphenolithus delphix* Bukry wskazuje na poziom nanoplanktonowy NN1 (Steininger i in., 1976).

Zespoły otwornicowe (jak również nanoplanktonowe) eggenburgu (niższej części burdygału) są bardzo ubogie w gatunki diagnostyczne. Do podanego wyżej zespołu dołączają jedynie *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), *Globigerina bollii lentiana* Rögl (Steininger i in., 1976).

Cechą charakterystyczną zespołów nanoplanktonowych (podobnie jak otwornicowych) jest ubóstwo gatunków diagno-

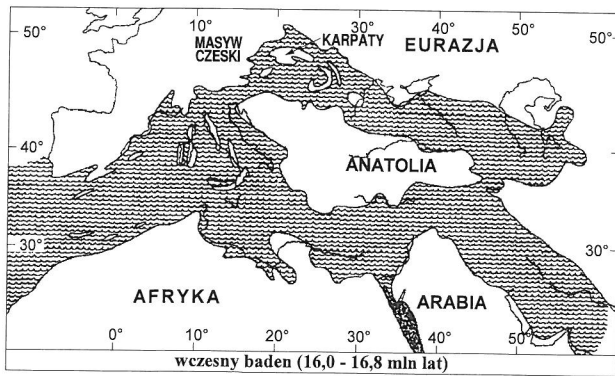
stycznych będących wyznacznikami granic zon. Obecność *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, a w górnej części piętra *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon wskazuje na poziom NN2 — eggenburg. Z obszaru Rumunii jest podawane wystąpienie *Sphenolithus belemnus* Bramlette et Wilcoxon, który pojawia się w wyższej części zony nanoplanktonowej NN2 (Steininger i in., 1976).

Niewielkie zróżnicowanie gatunkowe wykazują także zespoły otwornic planktonicznych ottnangu (górnego burdygału). Najczęściej występującym gatunkiem jest *Globigerina ottnangensis* Rögl, której towarzyszą *Cassigerinella boudecensis* Pokorny, *Tenuitellinata angustiumbilitata* (Bolli), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss). W zespołach ottnangu pojawia się po raz pierwszy gatunek *Globorotalia praescitula* Blow (Krenmayr & Roetzel, 1996), która na obszarze śródziemnomorskim oraz w umiarkowanych strefach Atlantyku i Pacyfiku pojawia się w wyższym burdygale (Bizon & Bizon, 1972; Berggren i in., 1995). Występowanie tego gatunku potwierdza sugerowane przez niektórych autorów (Steininger i in., 1976) istnienie połączeń z obszarem śródziemnomorskim na początku ottnangu.

Nanoplankton wapienny charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem gatunkowym. W zespołach stwierdzono obecność form znanych już z eggenburgu: *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon (licznie) oraz *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner. W utworach ottnangu nie stwierdzono obecności indeksowego gatunku *Sphenolithus belemnus* Bramlette et Wilcoxon. W Paratetydzie gatunek ten występuje rzadko. Może to być związane z warunkami klimatycznymi; w obszarach tropikalnych i subtropikalnych jest to pospolity gatunek. Zanik tej formy wyznacza granicę pomiędzy zonami NN3 a NN4 (Steininger i in., 1976; Báldi-Beke i in., 1979).

Po cytowanych zespołach otwornic widać jednak, że mimo istnienia połączeń Paratetydy z obszarem śródziemnomorskim (a przezeń z oceanem Tetydy), warunki bytowania nie były w niej dogodne dla rozwoju form oceanicznych tej samej (tropikalno-subtropikalnej) strefy klimatycznej. Prawdopodobnie warunki takie wystąpiły na obszarze Paratetydy dopiero pod koniec karpatu (burdygału). Globalne podniesienie się poziomu mórz (16–15 MA) uaktywniło zapewne nieczynne połączenia między basenami ułatwiając migrację wielu form. Zmiany w oceanicznej cyrkulacji (uaktywnienie się Golfstromu), towarzyszące im ocieplenie klimatyczne (Thunell & Belyea, 1982) wpłynęło korzystnie na specjację otwornic dając wiele nowych rodzajów i gatunków, a wśród nich wyznaczniki środkowego miocenu takie jak: *Praeorbulina* czy *Candorbulina*.

Nowe fauny późnego karpatu Centralnej Paratetydy zawierają takie gatunki jak: *Praeorbulina sicana* (di Stefani), *Globoquadrina dehiscens* Chapman, Parr et Collins, *Globoconella bykova* (Aisenstadt). W zespołach nanoplanktonu wapiennego karpatu oprócz *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner pojawia się *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Gatunek ten pojawia się w Paratetydzie w późnym karpacie, natomiast w obszarach oceanicznych współwystępuje wraz z *Helicosphaera ampliaperta* przez całą zonę NN4. Wyższe bogate zespoły otwornic planktonicznych zawierające licznych przedstawicieli rodzajów *Candorbulina*, *Praeorbulina*, *Globigerinoides* są odnoszone już do środkowego miocenu. Interesującym jest fakt, że dopiero w tych zespołach jest notowana obecność gatunku *Globorotalia peripheroronda* Cushman charakterystyczna dla tropikalnych zespołów dolnego miocenu (Fuchs i in., 1980).



Ryc. 2. Szkic paleogeograficzny Paratetydy w dolnym badenie (Steininger & Rögl, 1985)

Charakterystyka zespołów otwornic i wapiennego nanoplanktonu wczesnego miocenu zapadliska przedkarpackiego

Jak na tle omówionych wyżej zespołów otwornicowych i nanoplanktonowych charakterystycznych dla prowincji Tetydy i Centralnej Paratetydy wyglądają zespoły otwornicowe i nanoplanktonowe zapadliska przedkarpackiego, basenu w zasadzie peryferycznego w stosunku do obydwu tych prowincji, z jedynym wyraźnym połączeniem w kierunku wschodnim, z obszarem zapadliska przedkarpackiego na Ukrainie.

Rozważając to zagadnienie należy wziąć pod uwagę następujące fakty:

1 — z powodu ubóstwa otwornicowych gatunków wskaźnikowych większe znaczenie dla stratygrafii dolnego miocenu zapadliska przedkarpackiego mają gatunki nanoplanktonu wapiennego,

2 — w Karpatach ukraińskich istnieje ciągłe przejście między utworami serii fliszowej (warstwy menilitowe górne), a utworami zapadliska (warstwy polanickie) (Andrejewa-Grigorovich i in., 1985, 1994),

3 — zespoły nanoplanktonu wapiennego niższej części warstw menilitowych górnych, w skład których wchodzi: *Sphenolithus belemnus* Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster druggii* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al. reprezentują nanoplanktonowy poziom NN2 — eggenburg (Andrejewa-Grigorovich i in., 1994). Warstwy polanickie natomiast reprezentowałyby już zonę nanoplanktonową NN3 (eggenburg/ottnang, wg nowego podziału Berggren i in., 1995; Roetzel & Krenmayr, 1996).

Biorąc pod uwagę powyższe fakty można przyjąć w ramach hipotezy, że sedimentacja basenu zapadliska przedkarpackiego, w jego wschodniej części (ukraińskiej) zaczyna się w zonie NN 3 czyli w ottnangu. Na korzyść tej hipotezy przemawiają gatunki otwornic stwierdzone w warstwach polanickich, a wśród nich *Globorotalia foshi* Cushman (= *Globorotalia hexacamerata* Pishvanova) (Pishvanova, 1972) i *Globorotalia aff. praescitula* Blow (Pishvanova, Gruzman, 1980). Towarzyszący tym gatunkom zespół planktoniczny tworzą, między innymi: *Tenuitellina pseudoedita* (Subbotina), *Tenuitella brevispira* (Subbotina), *T. denseconnexa* (Subbotina), *T. inaequiconica* (Subbotina), *Cassigerinella chipolensis* (Cushman et Ponton), *Globigerina connecta* (Jenkins), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globorotalia tetracamerata* Subbotina, (Subbotina, 1960; Pishvanova, Gruzman, 1980).

Badania prowadzone przez autorki opracowania zdają się wskazywać, że jest podobnie w zachodniej (polskiej) części zapadliska. Zespoły nanoplanktonu wapiennego z najstarszych utworów zapadliska (formacja suska, formacja zebrzydowicka) charakteryzują się niewielkim udziałem gatunków autochtonicznych i zdecydowaną przewagą form redeponowanych z kredy i paleogenu. W badanych próbkach wyróżniono m. in.: *Discoaster druggii* Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster aulakos* Gartner, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon. Obecność takich form wskazuje, że sedimentacja tych utworów odbywała się co najmniej w górnej części poziomu NN 2 (Garecka & Olszewska, 1995). Zespół otwornic występujący w tych utworach jest niemal identyczny z zespołem z warstw polanickich. Różnicę stanowi obecność w stropie wspomnianych serii (formacja zebrzydowicka), gatunku *Globoconella miozea* (Finlay) charakterystycznego w strefach subtropikalnych i umiarkowanych Tetydy dla poziomów otwornicowych N6-N7 (Berggren i in., 1995).

Wyższe części sukcesji ukraińskiej zapadliska (warstwy worotyszczeńskie dolne) charakteryzują wkładki soli i gipsów bardzo niekorzystne dla zachowania zespołów mikrofauny, która jednak według Pishvanowej (1969) jest w części dolnej tego wydzielenia podobna do zespołów z warstw polanickich. W części wyższej warstw worotyszczeńskich dolnych oraz w ich górnym dziale występują głównie utwory szybkiej sedimentacji, a także sole i gipsy. Zespoły mikroskamieniałości z tych wydzieleni składają się z licznych elementów gąbek, radiolari i otwornic o skorupkach krzemionkowych, z podrzędnym udziałem form występujących wcześniej (Pishvanova, 1969). Górna część warstw worotyszczeńskich zawiera zespół nanoplanktonu wapiennego w skład którego wchodzi: *Sphenolithus belemnus* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera cf. kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al. *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth. Taki zespół jest charakterystyczny dla zony NN3 — *Sphenolithus belemnus*. (Andrejewa-Grigorovich & Stupnickij, 1976).

W polskiej części zapadliska zespoły otwornic tego samego poziomu zawierają takie gatunki jak: *Globorotalia peripheroronda* Blow et Banner, *Globorotalia praescitula* Blow, *Globoconella miozea* (Finlay), *G. incognita* (Walters), *Globigerina bolli* Cita et Premoli Silva, *Dentoglobigerina langhiana* (Cita et Gelati), *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan, (Garecka & Olszewska, 1995).

Wyższy poziom nanoplanktonowy — NN4 (karpat-najniższy baden) reprezentują w ukraińskiej części zapadliska pstrę utwory warstw stebnickich. W zespole tym do charakterystycznych gatunków należą: *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al. (Andrejewa-Grigorovich & Stupnickij, 1976). Zespoły otwornicowe tych utworów są bardzo bogate, ogólnie podobne do zespołów warstw worotyszczeńskich, zawierają jednak duże otwornice z rodzajów *Lepidocyclina* i *Miogypsina* (Pishvanova, 1969).

Młodszą mikrofaunę (zespoły z *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globorotalia scitula* Brady, *Globigerina bolli* Cita et Premoli Silva) stwierdzono w zapadlisku ukraińskim w nadległych warstwach balickich.

W polskiej części zapadliska zespoły zawierające: *Globoconella bykovae* (Aisenstadt), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Globoquadrina dehiscens* Chapman, Parr et Collins, *G. baromoenensis* (Le Roy), występują bezpośrednio pod zespołami zawierającymi przedstawicieli rodzajów *Praeorbulina* i

Candorbulina (charakterystycznych dla spagu warstw skawieńskich).

W opracowanych z tej części profilu miocenu zapadliska, zespołach nanoplanktonu wapiennego, wyróżniono dwa zespoły. W skład jednego zespołu wchodzi: *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *H. scissura* Miller, *H. kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al., *H. sellii* Bukry et Bramlette, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) Gartner. Obecność takiego zespołu wskazuje na wyższą część zony NN4 (dolny baden, Berggren i in., 1995; Krenmayr & Roetzel, 1996). W skład drugiego zespołu, oprócz wyżej wymienionych gatunków, wchodzi: *Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre et Fert, *Discoaster musicus* Stradner, *Helicosphaera minuta* Müller, *H. burkei* Black, *H. californiana* Bukry. W zespole tym nie stwierdzono obecności *Helicosphaera ampliaperta* i *Helicosphaera scissura*. Gatunki te zanikają pod koniec zony NN4 (Perch-Nielsen, 1985; Martini Müller, 1986; Baldi-Beke i in., 1979; Steininger i in., 1976). Zanik *Helicosphaera ampliaperta* wyznacza granicę pomiędzy zonami NN4 a NN5. Zespół ten wskazuje już na poziom nanoplanktonowy NN5 (baden dolny) i niekiedy towarzyszy zespołom otwornicowym zawierającym gatunki: *Globigerinoides bisphericus* Todd i *Globoconella bykovae* (Aisenstadt), ale nie zawierające jeszcze preorbulin.

Próba korelacji przedstawionych zespołów zapadliska przedkarpacciego z równowiekowymi zespołami otwornic i wapiennego nanoplanktonu

Porównując zespoły otwornic centralnej Paratetydy z równowiekowymi zespołami z przyległych obszarów Tetydy, widać wyraźnie, że zespoły te różnią się bardzo. Ponadto, w samej centralnej Paratetydzie istnieją różnice w składzie zespołów z części zachodniej (austriacko-czeskiej) i wschodniej (polsko-ukraińskiej) — dotyczy to również zespołów nanoplanktonu wapiennego. Na obszarze centralnej Paratetydy gatunki otwornic charakterystyczne dla najniższego miocenu (M 1): *Globigerinoides primordius* Blow et Banner i *Turborotalia kugleri* Bolli występują sporadycznie uniemożliwiając korelację zespołów. Ponadto, jak już wspomniano wyżej, poziom M 1 znajduje się w obrębie serii fliszowych. Podobna sytuacja dotyczy poziomu M 2 (eggenburg). Zespoły mikrofauny tego poziomu występują w Karpatach i jak na razie trudno je korelować z zespołami centralnej Paratetydy i Tetydy. Należy tu jednak wspomnieć, że w tym poziomie, w zespołach strefy tropikalnej Tetydy pojawia się gatunek *Globorotalia praescitula* Blow.

Podobnie sytuacja przedstawia się w przypadku zespołów nanoplanktonu wapiennego. Poziom nanoplanktonowy NN1 (korelowany z dolną częścią poziomu otwornicowego M1) nie zawiera gatunków indeksowych definiujących jego granice, tzn. *Helicosphaera recta* Haq i *Sphenolithus cipoensis* Bramlette et Wilcoxon (ostatnie pojawienie się tych form definiuje dolną granicę zony) oraz *Discoaster druggii* Bramlette et Wilcoxon (pierwsze pojawienie się tej formy definiuje górną granicę zony) (Martini, 1971). Jedynie obecność *Helicosphaera scissura* Miller wraz z towarzyszącym zespołem dolnomiocenijskim, w skład którego wchodzi min. *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, *Sphenolithus conicus* Bukry, *Sphenolithus delphix* Bukry pozwala określić przynależność do zony kokolitowej NN1 (Koszarski i in., 1995, Ślęzak i in., 1995). Gatunek ten, na podstawie

danych z literatury, obejmuje swym zasięgiem zony NN1-NN4 (Perch-Nielsen, 1985; Theodoridis, 1984). Również zespoły nanoplanktonowe eggenburgu (poziom NN2) nie zawierają gatunków diagnostycznych, tzn. *Discoaster druggii* Bramlette et Wilcoxon (pierwsze pojawienie się tej formy definiuje dolną granicę) i *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini. Obecność *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon wraz zespołem dolnomiocenijskim (min.: *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Sphenolithus conicus* Bukry) pozwala zaliczyć próbki do poziomu NN2 odpowiadającego poziomowi otwornicowemu M2 (Koszarski i in., 1995, Ślęzak i in., 1995). Gatunek ten, pojawia się w Paratetydzie w wyższej części piętra eggenburg (Steininger i in., 1976), w strefie medyterrańskiej na podstawie pierwszego pojawienia się tej formy definiowana jest dolna granica zony NN2.

Inny ważny gatunek — *Sphenolithus belemnus* Bramlette et Wilcoxon pojawia się rzadko, zarówno w Paratetydzie, jak i w zachodniej części strefy medyterrańskiej. Pojedyncze formy pojawiają się już w wyższej części zony NN2, licznie występuje w zonie NN3 — ottang (Koszarski i in., 1995, Ślęzak i in., 1995). Zanik *Triquetrorhabdulus carinatus* (górna granica zony) nie może być brany pod uwagę, gdyż forma ta występuje bardzo rzadko (lub wcale) w Paratetydzie; w strefie medyterrańskiej i w obszarach tropikalnych gatunek ten występuje licznie. Nieobecność *Triquetrorhabdulus carinatus*, rzadkość a nawet brak *Discoaster druggii* oraz *Sphenolithus belemnus* może być związana z warunkami klimatycznymi. W poziomie M 3 (ottang) zespoły tropikalne Tetydy charakteryzuje obecność gatunków: *Globorotalia peripheroronda* Blow et Banner i *Globorotalia praescitula* Blow. Obydwa gatunki (a zwłaszcza *G. praescitula*) występują także na obszarze centralnej Paratetydy podkreślając istnienie połączeń tego obszaru z śródziemnomorską częścią Tetydy, prawdopodobnie wzdłuż dźwigającego się orogenu alpejskiego.

Wczesne zespoły otwornicowe poziomu M 4 (karpat) w tropikalnej części Tetydy charakteryzuje obecność gatunku *Globigerinatella insueta* Cushman et Stainforth, natomiast w strefach bardziej umiarkowanych zespoły zawierają: *Globorotalia praescitula* Blow i *Globoconella miozea* (Finlay). Współwystępowanie tych gatunków obserwowano tylko w zespołach polskiej części zapadliska co dało możliwość odniesienia tych zespołów do poziomu M 4 i ich korelacji z zespołami subtropikalnymi Tetydy. Znacznie mniejsze możliwości korelacyjne występują w odniesieniu do równowiekowych zespołów centralnej Paratetydy. Ujednolicenie faun otwornicowych na obszarze Tetydy i Paratetydy następuje dopiero (według obecnych schematów biostratygraficznych) na początku środkowego miocenu (baden) i jest związane z ogólnosiwiatową transgresją. Zespoły otwornicowe obydwu prowincji zawierają takie gatunki jak: *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Praeorbulina sicana* (di Stefani), a nieco później *Praeorbulina glomerata* (Blow). Interesujący jest fakt, że charakterystyczny dla tego okresu gatunek centralnej Paratetydy *Globoconella bykovae* (Aisenstadt), nie jest znany ani z obszaru śródziemnomorskiego, ani dalej z zachodniej części Tetydy. Zjawisko to jest zapewne związane z kierunkiem prądów działających na omawianych obszarach wodnych.

W zespołach nanoplanktonu wapiennego karpatu w polskiej części zapadliska stwierdzono występowanie *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre i *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon. Pierwsze pojawienie się *Sphenolithus heteromorphus* w Paratetydzie przypada w wyższej części zony NN4 (Steininger i in., 1976). W obszarach oceanicznych

współwystępuje z *Helicosphaera ampliaptera* przez całą zonę NN4. W strefie medyterrańskiej jest podawany już z wyższej części zony NN3 (Müller, 1978). W obszarach tropikalnych gatunek ten definiuje dolną granicę zony *Helicosphaera ampliaptera* (NN4) (Bukry, 1973). Obecność *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette wskazuje na wyższą część poziomu kokolitowego NN4. Zgodnie z definicją *Helicosphaera ampliaptera* zanika pod koniec poziomu NN4 wyznaczając tym samym jego górną granicę.

Trudności w stosowaniu zonacji (zarówno na obszarze Paratetydy, jak i w strefie medyterrańskiej) są spowodowane brakiem gatunków diagnostycznych wyznaczających granice zon. W celu określenia tych granic używa się gatunków zastępczych (Müller, 1978; Ślęzak i in., 1995; Koszarski i in., 1995). Podział na zony nanoplanktonowe jest oparty głównie na sfenolitach i diskoastrach. Rodzaje te bardzo rzadko występują w wysokich szerokościach geograficznych, natomiast licznie w przejściowych i niskich.

Powwyższe rozważania prowadzą do następujących wniosków:

1. Zespoły otwornic dolnego miocenu polskiej części zapadliska przedkarpackiego składem gatunkowym są najbliższe zespołom z ukraińskiej części zapadliska, co jest w znacznej mierze spowodowane łącznością paleogeograficzną obydwu części basenu.

2. Obecność w zespołach atlantycko-śródziemnomorskich gatunków otwornic sugeruje, że polska część basenu zapadliska przedkarpackiego, prawdopodobnie służyła jako korytarz dla form migrujących z Tetydy ku wschodowi (na obszar Indo-Pacyfiku), a po zamknięciu tego połączenia (ryc. 1) dla form endemicznych żyjących na wschodnich peryferiach centralnej Paratetydy, a migrujących ku obszarowi śródziemnomorskiemu.

3. W zespołach polskich są obecne gatunki występujące na obszarach subtropikalnych i umiarkowanych Tetydy, a nie podawane dotychczas z obszaru centralnej Paratetydy. Umożliwia to korzystanie z schematów biostratygraficznych opracowanych dla Tetydy.

4. Korelacja biostratygraficzna z zachodnią częścią centralnej Paratetydy (Czechy–Austria) jest niewielka, i w zasadzie możliwa tylko w oparciu o wapienny nanoplankton. Związki faunistyczne, paleogeograficzne i sedimentologiczne zapadliska przedkarpackiego z zachodnią częścią centralnej Paratetydy, są prawdopodobnie mniejsze niż dotychczas przyjmowano.

5. Poziom nanoplanktonowy NN 5 (dolny baden) obecny jest niekiedy w utworach nie zawierających przedstawicieli otwornicowego rodzaju *Praeorbulina*.

Literatura

- ADAMS C.G. 1967 — Syst. Assoc. Spec. Publ., 7: 195–217.
 ALEXANDROWICZ S. & KOSTECKA A. 1963 — Prz. Geol., 11: 287–288.
 ALEXANDROWICZ S. & KRACH W. 1963 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 33: 493–512.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S. & GRUZMAN A. D. 1993 — Geol. Carpat., 45: 333–342.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., GRUZMAN A. D., REJFMAN L. M. & SMIRNOV S. E. 1992 — Paleont. Sbor., 23: 83–88.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S. & STUPNICKIJ V. M. 1976 — Geol. Żurn., 36: 134–137.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., VYALOV O. S., GAWURA S. P., GRUZMAN A. D., DABAGYAN H. W., DANYSZ W. W., IWANIK M. M., KULCZYCKIJ J. O., ŁOŻYŃ-JAK P. J., MASŁUN H. W., PIETRASZKIEWICZ M. I., PONOMARJEWA Ł. D., PORTNJAGINA Ł. A., SMIRNOW S. E. & SOBCZIK J. W. 1985 — Paleont. Sbor., 22: 888–889.
 BÁLDI-BEKE M. & NAGYMAROSY A. 1979 — Ann. Géol. Pays Hellén. Tome hors série. 1979. fasc. 1: 51–59.
 BERGGREN W. A. 1981 — [In:] Proc. Intern. Work. Pacific Neogene Biostr., Osaka, Japan: 93–156.
 BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C. III & AUBRY M.-P. 1995 — SEPM Spec. Publ., 54: 138–212.
 BIZON J.-J. & BIZON G. 1972 — Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen, oligocène à quaternaire. Technip.
 BOLLI H. M. & SAUNDERS J. B. 1985 — [In:] Bolli H. M., Saunders J. P. & Perch-Nielsen K. (eds), Plankton Stratigraphy, 156–256.
 BUKRY D. 1973 — Init. Repts. DSDP, 15, 685–703.
 BUŁA Z. & JURA D. 1983 — Geologia, 9: 5–24.
 FUCHS R. von, GRÜN W., PAPP A., SCHREIBER O. & STRADNER H. 1980 — Verh. Geol. B.-A. (1979), 3: 295–311.
 GARECKA M. & OLSZEWSKA B. 1995 — Arch. PIG OK: 1–19.
 GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B. & WÓJCIK A. 1996 — Prz. Geol., 44: 495–502.
 GASIŃSKI A. M., GEROCH S. & NOWAK W. 1986 — Kwart. Geol., 30: 132–133.
 HORVATH M. 1983 — Földt. Kozl., 113: 57–79.
 IACCARINO S. 1985 — [In:] Bolli H. M., Saunders J. P. & Perch-Nielsen K. (eds), Plankton Stratigraphy: 283–310.
 KELLER G. & BARRON J. A. 1983 — Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 590–613.
 KOSZARSKI A., KOSZARSKI L., ŚLĘZAK J. & IWANIEC M. 1995 — 5th INA Conference in Salamanca Proceedings. J. A. Flores & F. J. Sierro (eds): 115–123.
 KRENMAYR H.-G. & ROETZEL R. 1996 — Geol. B.-A., Berichte 33: 3–39.
 MARTINI E. 1971 — Proc. of the II Plankt. Conf., Roma, 1970, A. Farinacci, (ed.), Ed. Tecn., Rome, 1971, 739–785.
 MÜLLER C. 1978 — Init. Repts. DSDP, 42 part 1, 727–750.
 OLSZEWSKA B. & SMAGOWICZ M. 1977 — Prz. Geol., 25: 259–264.
 PERCH-NIELSEN K. 1985 — [In:] Plankton Stratigraphy, Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (eds.), Cambridge Univ. Press, 427–554.
 PILLER W. E., DECKER K. & HAAS M. 1996 — Geol. B.-A., Berichte, 33: 3–37.
 PISHVANOVA L. S. 1969 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 39: 335–349.
 PISHVANOVA L. S. 1972 — Tr. Ukr. NIGRI, 27: 205–283.
 PISHVANOVA L. S. & GRUZMAN A. D. 1980 — Paleont. Sbor., 17: 27–32.
 RADOMSKI A. 1967 — Biul. Inst. Geol., 211: 385–390.
 STEININGER F. & RÖGL F. 1985 — Geol. Soc. Spec. Publ., 17: 659–666.
 STEININGER F., RABEDER G. & RÖGL F. 1985 — [In:] Stanley D. J., Wezel F.-C. (eds), Geological Evolution of the Mediterranean Basin: 559–568.
 STEININGER F., RÖGL F. & MARTINI E. 1976 — Newsl. Stratigr., 4 (3): 174–202.
 SUBBOTINA N. N. 1960 — Tr. VNIGRI, 153: 158–241.
 SUBBOTINA N. N., PISHVANOVA L. S. & IVANOVA L. V. 1960 — Tr. VNIGRI, 153: 5–156.
 ŚLĘZAK J., KOSZARSKI A. & KOSZARSKI L. 1995 — 5th INA Conference in Salamanca Proceedings. J. A. Flores & F. J. Sierro (eds): 267–277.
 THEODORIDIS S. 1984 — Utrecht Micropal., Bull., 32: 1–271.
 THUNELL R. & BELYEA P. 1982 — Micropaleontol., 28: 381–398.