

Małgorzata GARECKA<sup>1</sup>, Małgorzata JUGOWIEC<sup>1</sup>

## WYNIKI BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH MIOCENU ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO NA PODSTAWIE NANOPLANKTONU WAPIENNEGO

(z 1 fig.)

*Abstrakt.* Morskie utwory miocenu rozciągają się wzdłuż północnego brzegu Karpat. Na podstawie nanoplanktonu wapiennego rozpozniowano osady mioceńskie w większości wyróżnionych dotychczas jednostek litostra-

tygraficznych. Osady wschodniej części zapadliska zaliczono do poziomów od NN3 do NN6, a w zachodniej — od NN2 do NN8/9.

*Słowa kluczowe:* nanoplankton wapienny, biostratygrafia, miocen, zapadlisko przedkarpackie.

### WSTĘP

Zapadlisko przedkarpackie jest jednostką tektoniczną i jednocześnie basenem sedymentacyjnym rozciągającym się wzdłuż północnego brzegu Karpat (Jasionowski, 1995). W zapadlisku wyróżnić można część wewnętrzną przykrytą płaszczowinami Karpat fliszowych i zewnętrzną na północ od tych płaszczowin (Ney i in., 1974). Zapadlisko wewnętrzne wypełnione jest dolno- i środkowomioceńskimi utworami powstałymi w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych, natomiast zewnętrzne — środkowomioceńskimi osadami morskimi (Oszczytko, 1996). W przekroju podłużnym zapadlisko przedkarpackie podzielono na część wschodnią i zachodnią, rozdzielone tzw. rygłem krakowskim, który stanowił podczas sedymentacji mioceńskiej barierę paleogeograficzną wywierającą istotny wpływ na przebieg sedymentacji i wykształcenie osadów miocenu po obu stronach rygła (Ney, 1968).

W obrębie osadów miocenu zachodniej części zapadliska przedkarpackiego wyróżniono wiele, najczęściej nieformalnych i wzajemnie nieskorelowanych ze sobą, jednostek litostratygraficznych, zwanych warstwami lub formacjami (Ney, 1968; Ney i in., 1974; Moryc, 1989). Wiercenia wykonane przez górnictwo naftowe pozwoliły na bardziej szczegółowe rozpozniowanie osadów mioceńskich w zachodniej części zapadliska. Takie prace były prowadzone w Oddziale Karpackim Państwowego Instytutu Geologicznego. Dla wybranych otworów wiertniczych opracowano próbki otwornicowe i nanoplanktonowe. Materiał do badań pochodził głównie z otworów opracowywanych przez Oddział IG w Sosnowcu i Krakowie (Zebrzydowice 13, Cieszyn IG 1, Zamarski IG 1, Bielowicko IG 1, Sucha IG 1) i górnictwo naftowe (Zawoja 1) (fig. 1).

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków.

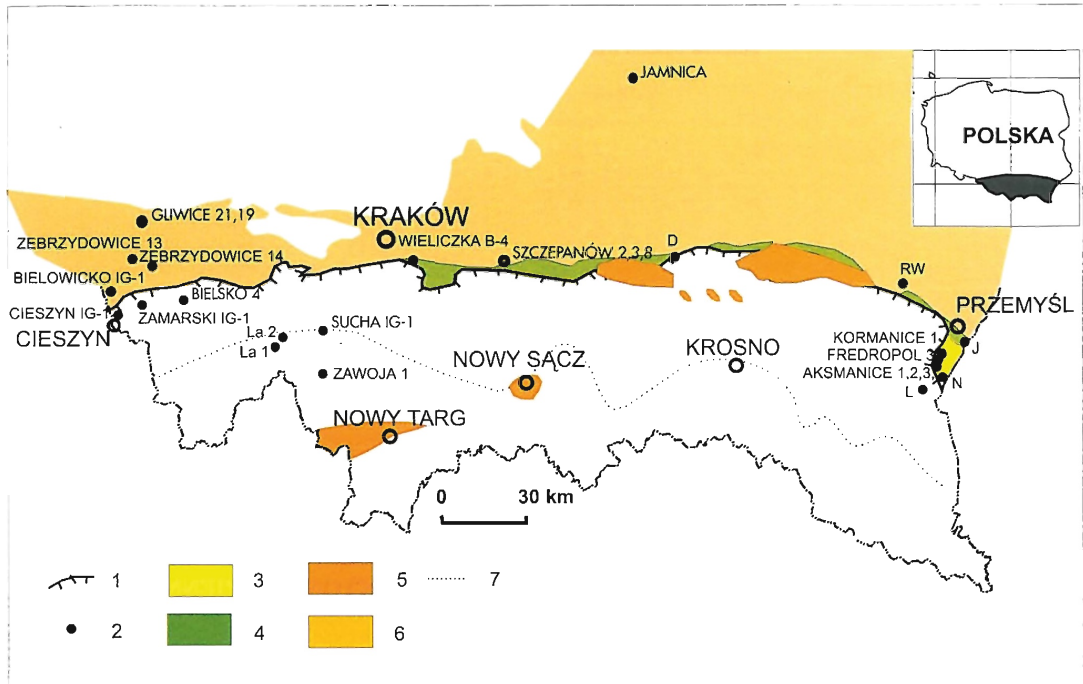


Fig. 1. Rozmieszczenie badanych stanowisk i otworów wiertniczych (geologia według Oszczytko, 1997, uproszczona)

1 — linia nasunięcia Karpat, 2 — otwory wiertnicze i stanowiska: J — Jaksmanice, L — Leszczyny-1, La — Laskowice 1, 2, N — Nowe Sady, D — Dębica, RW — Ryszkowa Wola, 3 — jednostka stebnicka, 4 — jednostka zglobicka, 5 — miocen na Karpatach, 6 — miocen zapadliska, 7 — zasięg dolnego miocenu

Spacing of investigated sites and boreholes (geology: after Oszczytko, 1997, simplified)

1 — range of Carpathian overthrust, 2 — selected boreholes and sections: J — Jaksmanice, L — Leszczyny-1, La — Laskowice 1, 2, N — Nowe Sady, D — Dębica, RW — Ryszkowa Wola, 3 — Stebnik Unit, 4 — Złobice Unit, 5 — Miocene deposits upon Carpathians, 6 — Miocene of the foredeep, 7 — extent of Lower Miocene

Część wschodnia — jednostka stebnicka obejmuje, według Ney (1968), w Polsce tylko utwory miocenijskie wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego, sfałdowane i przesunięte przed czołem Karpat na miocen autochtoniczny przedpola. Kotlarczyk (1985) i Połtowicz (1991) jednostkę stebnicką ograniczają do utworów dolnego miocenu, dla utworów młodszych proponują nazwę jednostka zglobicka. Jednostka stebnicka *sensu* Ney (1968) utworzona z osadów dolnego i środkowego miocenu została rozpoznana przed czołem jednostki skolskiej oraz pod jej nasunięciem. Do badań wykorzystano zarówno materiały archiwalne będące w posiadaniu Oddziału Karpackiego PIG, jak i próbki zebrane w trakcie prac terenowych przez P. Marciniaka i A. Wójcicką (Oddz. Karpacki PIG).

Do badań stratygraficznych wykorzystano otwornice i nanoplankton wapienny. Początkowo badania nanoplanktonu wapiennego dotyczyły tylko obszaru Karpat fliszowych (Alexandrowicz, Kostecka, 1963; Radomski, 1967; Olszewska, Smagowicz, 1977; Gasiński i in., 1986). Uzyskane wyniki miały znaczący wpływ na określenie pozycji stratygraficznej badanych utworów. Na podstawie nanoplanktonu wapiennego określono położenie podmenilitowych margli globigerynowych w pobliżu granicy eocen–oligocen oraz określono wiek najmłodszych osadów sukcesji fliszowej. Już pierwsze uzyskane wyniki wykazały przydatność nanoplanktonu wapiennego w badaniach biostratygraficznych. Dlatego ten zespół mikroskamieniałości został również wykorzystany w badaniach miocenu zapadliska przedkarpackiego.

## CHARAKTERYSTYKA LITOSTRATYGRAFICZNA I MIKROPALEONTOLOGICZNA OSADÓW ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

### CZEŚĆ ZACHODNIA

**Formacja z Zawoi.** Najstarszą z wydzielanych formacji jest opisana z otworu wiertniczego Zawoja 1 przez Moryca (1989) formacja z Zawoi. Formacja była opisywana również przez Pottowicza (1995) i Laskowicz (1997). Spąg tej formacji leży bezpośrednio na zerodowanych skałach podłoża trzeciorzędowego, a strop stanowi kontakt erozyjny lub tektoniczny z wyżej leżąca formacją suską. Należą do niej spągowe konglomeraty przechodzące ku górze w kompleks ciemnoszarych zwirowców ilastych z kilkoma przelawiczeniami silnie zdeformowanych czarnych mułowców. Profil kończą zielone, bezwapniaste iłowce (Oszczypko, 1996). Dotychczasowe badania mikropaleontologiczne utworów formacji z Zawoi nie wykazały obecności fauny (Moryc, 1989). Analizy wykonane przez Oddział Karpacki PIG z otrzymanego fragmentu rdzenia (głęb. 4668,0–4677,0 m) pod kątem zawartości nanoplanktonu wapiennego wykazały jedynie obecność pojedynczych egzemplarzy *Thoracosphaera* sp., *Thoracosphaera saxea* Stradner, *Fasciculithus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Ericsonia cava* (Hay et Mohler) Perch-Nielsen. Opierając się na wyżej wymienionych formach nie jest możliwe określenie wieku tej części profilu (tab. 1).

**Formacja z Suchej.** Powyżej formacji z Zawoi leży formacja z Suchej (tab. 1). Cechą charakterystyczną formacji jest występowanie oliistolitów i oliostromem z materiałem fliżowym i podłoża (Garecka i in., 1996; Laskowicz, 1997). Nazwa została wprowadzona przez Ślączkę (1977) dla utworów miocenu zajmujących najniższą pozycję w profilu otworu Sucha IG 1 (głęb. 2901,0–3168,0 m). Wydzielona została również przez Moryca (1989) w otworach Zawoja 1, Lachowice 1 i 2 oraz przez Połtowicza (1995) i Laskowicz (1997). Spąg formacji leży na formacji z Zawoi lub bezpośrednio na utworach podłoża. Strop przykryty jest ogniwem zlepieńców ze Stachorówki (Garecka i in., 1996; Laskowicz, 1997). W spągu formacji w otworze Sucha IG 1 opisywana jest brunatnoczerwona seria drobno- i bardzo gruboziarnistych piaszczowców o spoiwie marglistym z litoklastami oraz mułowce lub łupki i iłowce sporadycznie przelawicone piaszczowcami i zlepieńcami (Ślącza, 1977; Laskowicz, 1997). Powyżej występuje gruby kompleks, który cechuje występowanie dużej ilości tła ilasto-mułowcowo-piaszczystego, w którym pojawiają się luźno rozmieszczone, źle lub słabo obtoczone fragmenty skał: kalcytuty, wapienie organodetrytyczne i inne (Laskowicz, 1997). W najwyższej części kompleksu występują iłowce oraz łupki ciemnoszare i pstre, bezwapniaste, miejscami z wkładkami stalowoszarych piaszczowców (Laskowicz, 1997; Garecka i in., 1996).

Badania mikropaleontologiczne stanowią uzupełnienie badań wykonanych przez Strzępkę (1981), która na podstawie badań otwornicowych zaliczyła formację suską do karpatu.

Utwory należące do formacji obejmują odcinek rdzenia z głębokości 2901,0–3145,0 m w otworze Sucha IG 1. Nanoplankton wapienny jest niezwykle ubogi. W zespole do-

minują gatunki paleogeńskie i kredowe. Na głębokości 3042,0 m stwierdzono obecność ważnego stratygraficznie gatunku *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon. Na głębokości 2997,0 m oprócz *Helicosphaera ampliaptera* pojawia się drugi ważny gatunek *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon. Oprócz wymienionych form zanotowano występowanie innych form miocenijskich: *Helicosphaera* cf. *scissura* Miller, *Helicosphaera mediterranea* Müller. Wiek tej części profilu określono, na co najmniej poziom NN2 (poziom *Discoaster druggi*) na podstawie obecności gatunku *Discoaster druggi*, którego pierwsze pojawienie się definiuje dolną granicę tego poziomu (Martini, 1971), i obecności *Helicosphaera ampliaptera*. W Paratetydzie *H. ampliaptera* pojawia się w wyższej części piętra eggenburg (wyższa część NN2) (Steininger i in., 1976), a w strefie medyterańskiej na podstawie pierwszego pojawienia się tej formy definiowana jest dolna granica poziomu NN2.

**Formacja dębowiecka.** Powyżej formacji z Suchej wyróżniono szereg jednostek o zbliżonej charakterystyce litologicznej. W większości zawierają one serie zlepieńcowate. Warstwy dębowieckie, nazywane też zlepieńcownym spągowym miocenu lub serią dębowiecką, zostały wyróżnione przez Tołwińskiego (1950). Rangę formacji warstwowym tym nadali Kuciński i Nowak (1975).<sup>4</sup> Proponuje się, aby nazwą formacja dębowiecka objąć utwory zawierające zlepienie poniżej formacji skawińskiej, a powyżej suskiej (Garecka i in., 1996). W obrębie formacji wydzielono trzy ognia: ogniwo zlepieńców ze Stachorówki, ogniwo bielskie (formacja stryszawska), ogniwo komorowickie (zlepienie dębowieckie). Badaniami mikropaleontologicznymi objęto utwory formacji stryszawskiej i zlepieńców dębowieckich.

**Formacja stryszawska.** Ogniwo z Bielska (Moryc, 1989) lub formacja stryszawska (Ślącza, 1977) stanowią iłowce i mułowce szare z oliwkowym odcieniem, przelawicone gruboziarnistymi piaszczowcami. W spągowych partiach formacji (głęb. 2730,2–2793,2 m) w otworze Sucha IG 1 stwierdzono występowanie *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette i *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, co wskazywałoby na karpat (wyższa część poziomu NN4). W próbkach oznaczono również: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Cycliscardiolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster* cf. *druggi* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera scissura* Miller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner. Na głębokości 2600,0–2607,5 m zanotowano wystąpienie gatunku *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, co stanowi potwierdzenie wieku dla tego odcinka profilu. Gatunek ten pojawia się w wyższej części poziomu NN4. Smagowicz (Ślącza, 1977) wiek dolnej granicy formacji określiła na karpat, być może późny otnang, na podstawie występowania *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) i *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre.

**Zlepienie dębowieckie.** Ponad formacją stryszawską w otworze Sucha IG 1 nawiercono zlepienie dębowieckie (tab.



1) (Ślącza, 1977). Seria złożona jest z ławic zlepieńców oraz utworów pelitycznych rozdzielonych grubo- i średnioziarnistymi piaskowcami. Cechą zlepieńców dębowieckich jest udział materiału pochodzącego z północnego obrzeżenia zapadliska, głównie utworów karbońskich i dewońskich. W otworze Bielowicko IG 1 przedział głębokości 1082,0–1141,1 m reprezentuje ogniwo zlepieńców dębowieckich. W próbkę pobranej z głębokości 1135,1–1141,1 m Smagowicz (inf. ustna) zanotowała występowanie: *Sphenolithus conicus* Bukry, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) Gartner. Obecność tych form, według Smagowicz, wskazuje na poziom kokolitowy NN4 (karpat).

W otworze Zebrzydowice 13 z interwału obejmującego utwory dębowieckie otrzymano tylko paleogeńskie zespoły nanoplanktonu wapiennego z *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Zygrhablithus bijugus* (Deflandre in Deflandre et Fert) Deflandre jako gatunkami najbardziej licznymi.

**Formacja zebrzydowicka.** W rejonie Cieszyn–Zebrzydowice Buła i Jura (1983) wydzieliли formację zebrzydowicką (tab. 1). Formacja została nawiercona otworami Cieszyn IG 1, Zebrzydowice 13 (stratotypowy), Zebrzydowice 14. Formacje tworzą słabo wapniste ilowce barwy zielonoszarej i ciemnoszarej o laminacji równoległej i barwami pstrymi w stropie (Garecka i in., 1996). Spąg jest ostry na kontakcie z regolitem i utworami paleozoicznymi masywu górnośląskiego. Strop stanowią utwory ogniwa zamarskiego lub formacja dębowiecka.

Utwory formacji zebrzydowickiej w otworze stratotypowym zawierały niezbyt bogaty zespół nanoplanktonu wapiennego. Już w spągowej partiach zanotowano obecność *Discoaster aulacos* Gartner i *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, co wskazuje na co najmniej najwyższy eggenburg. W wyższej części profilu oprócz wyżej wymienionych form występują: *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Helicosphaera intermedia* Martini, *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Helicosphaera scissura* Miller, *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) Gartner. Wymieniony zespół obejmuje interwał wiekowy późny eggenburg–wczesny baden (NN2–NN4). Spośród gatunków paleogeńskich bardzo licznie reprezentowane są: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, *Dictyococites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski.

**Ogniwo zamarskie.** W rejonie Cieszyna (otwory Cieszyn IG 1, Zamarski IG 1, Bielowicko IG 1) ponad formacją zebrzydowicką wyróżniono olistostromę (olistolit) fliszową pochodzącą z jednostki śląskiej — ogniwo zamarskie (tab. 1) (Buła, Jura, 1983; Szymakowska, 1986). Litologicznie utwory te są wykształcone podobnie jak formacja suska, do której proponuje się je włączyć.

Zespoły nanoplanktonu wapiennego z otworu Bielowicko IG 1 są bardzo ubogie. Są to głównie gatunki paleogeńskie i kredowe. Jedynie obecność *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) Gartner, *Helicosphaera intermedia* Martini (głęb. 1141,1–1146,8 m) i *Coccolithus miopelagicus* Bu-

kry (głęb. 1157,2–1162,6 m) sugeruje, że dany odcinek rdzenia reprezentuje dolny miocen.

W otworze stratotypowym Zamarski IG 1 utwory ogniwa obejmują interwał 1158,0–1189,0 m. Już w spągowej części pojawia się *Reticulofenestra pseudumbilica*, co wskazywałoby na wczesny miocen. Oprócz tego pojawiają się *Helicosphaera intermedia* i *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel. Powyżej pojawiają się inne formy mioceńskie: *Coccolithus miopelagicus*, *Helicosphaera californiana* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Helicosphaera scissura* Miller. Na głębokości 1172,0–1181,0 m pojawia się *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, co wskazuje, że ta część profilu reprezentuje poziom NN4 (poziom *Helicosphaera ampliaperta*; ottnang-wczesny baden). Z głębokości 1165,0–1168,0 m opisano *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, co potwierdza przynależność badanej części profilu do NN4.

W otworze stratypowym utwory ogniwa zamarskiego reprezentują przedział wiekowy eger–karpat–wczesny baden?

**Formacja skawińska.** W zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, ponad zlepieńcami dębowieckimi, a w pozostałej części wprost na podłożu platformowym leżą utwory formacji skawińskiej (tab. 1) (Oszczypko, 1996). Nazwę formacji wprowadził Alexandrowicz (1963), a sformalizowali Kuciński i Nowak (1975). W stropie występują utwory ewaporatowe formacji z Krzyżanowic i formacji z Wieliczki. Są to osady ilasto-margliste i ilasto-mułcowe z przewarstwieniami piasków i żwirowców ilastych, ily margliste, ily piaszczyste i ily z wkładkami mułków i piasków. Cechą tych utworów jest występowanie różnorodnych struktur sedymentacyjnych. Formacja ta jest stratygraficznym odpowiednikiem formacji z Pińczowa (warstwy baranowskie), a w wewnętrznej części zapadliska — formacji przemyskiej (Ney i in., 1974; Jasionowski, 1997).

Dotychczas warstwy skawińskie uważane były za dolnobadeńskie, lecz uwzględniając nowsze podziały Paratetydy Centralnej większą ich część należy zaliczyć do środkowego badenu (Łuczowska, 1995).

W otworze Bielowicko IG 1 badaniami objęto najniższą część warstw skawińskich (interwał 587,0–1080,0 m). Na głębokości 1034,0 m zanotowano występowanie *Helicosphaera scissura* Miller i *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, co sugeruje poziom kokolitowy NN4. Natomiast powyżej (głęb. 608,0 m) stwierdzono obecność gatunku *Sphenolithus abies* Deflandre, co wskazywałoby na wiek badeński (poziom NN5). W innych próbkach z badanego przedziału głębokości stwierdzono: *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera intermedia* Martini, *Helicosphaera scissura* Miller.

W otworze Sucha IG 1 (głęb. 2337,5–2339,5 m) w wyższej części formacji stwierdzono: *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera californiana* Bukry. Przy braku form starszych, wygasających pod koniec poziomu NN4, wskazuje to, że warstwy skawińskie w otworze Sucha IG 1 należą do badenu.

W otworze Zebrzydowice 13, w spągowej części warstw skawińskich (głęb. 966,0 m) zanotowano obecność *Discoaster variabilis* i *Sphenolithus heteromorphus*. Obecność

tych form przy braku *Helicosphaera ampliaptera* (wygasa pod koniec poziomu NN4) sugeruje, najwyższą część poziomu NN4 lub już NN5.

Dudziak (Dudziak, Łuczowska, 1992) utwory formacji skawińskiej w Krzyżanowicach (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) zaliczył do poziomów kokolitowych: NN5, NN5/NN6 (środkowa część formacji) i NN6 (górną część formacji). Brak *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, obecność *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster formosus* Martini et Worsley i *Discoaster exilis* Martini et Bramlette zadecydowały o zaliczeniu próbek do poziomu NN5. W środkowej części profilu oprócz *D. exilis* i *D. druggi* (występującej bardzo rzadko) Dudziak (*op. cit.*) zanotował obecność *Discoaster stellulus* Gartner. Obecność tej formy pozwoliła określić wiek tej części profilu jako połączone poziomy NN5/NN6. Niemal identyczny zespół miały próbki z wyższej części profilu. Z powodu nieobecności *D. druggi* zaliczono je do poziomu NN6.

W północno-wschodniej części zapadliska odpowiednikiem utworów formacji skawińskiej są warstwy baranowskie. Według Pawłowskiego (Pawłowski i in., 1985) są one synonimem formacji z Pińczowa. Gaździcka (1994) na podstawie obecności w zespole *Discoaster exilis* oraz braku *Sphenolithus heteromorphus* i *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette zaliczyła warstwy baranowskie z rejonu Tarnobrzega (otwór Jamnica M 83) do poziomu kokolitowego NN6 (*Discoaster exilis* Zone).

W obrębie formacji z Pińczowa wyróżniono tzw. ility korynickie. Wiek iłów na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego określono jako badeński. Badania przeprowadzone przez Martiniego (1977) wskazują obecność poziomów NN5 (*Sphenolithus heteromorphus* Zone) i NN6 (*Discoaster exilis* Zone). Próbki, w których cytowany autor stwierdził występowanie *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre i nieobecność *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, zaliczone zostały do poziomu NN5 zgodnie z jego definicją (poziom definiowany jest od ostatniego wystąpienia *Helicosphaera ampliaptera* do ostatniego wystąpienia *Sphenolithus heteromorphus*). Próbki, w których Martini stwierdził obecność *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller (w jednej próbce), *Discoaster* ex. gr. *Discoaster musicus* Stradner oraz brak *Sphenolithus heteromorphus*, należą przypuszczalnie, według tego autora, do poziomu NN6. Martini uważa ponadto, że zespoły nanoplanktonowe w poszczególnych próbkach są zdominowane przez: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner oraz *Reticulofenestra* sp. Dudziak (Dudziak, Łuczowska, 1992) te same utwory zaliczył do poziomu kokolitowego NN5 na podstawie obecności *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, i *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, zaznaczając, że próbki zawierają ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego zdominowany przez gatunki kredowe i paleogeńskie: głównie *Discoaster gemmeus* Stradner, *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, oraz formy należące do rodzaju *Dictyococcites*.

Powyżej występuje kompleks ewaporatowy (osady chemiczne, poziom gipsowo-anhydrytowo-solny), stanowiący główny poziom korelacyjny zapadliska przedkarpackiego.

Alexandrowicz i in. (1982) wyróżnili w ich obrębie dwie odpowiadające sobie lateralnie formacje: formację z Krzyżanowic i formację z Wieliczki.

**Formacja z Krzyżanowic.** Formacja obejmuje utwory siarczanowe: gipsy i anhydryty, towarzyszące im osady terygeniczne (głównie ility) oraz tzw. wapienie pogipsowe powstałe w wyniku metasomatozy — płonne i siarkonośne. Utwory te występują na prawie całym obszarze zapadliska przedkarpackiego. Wyjątkiem są niewielkie powierzchniowo obszary w rejonie nasunięcia karpackiego między Tarnowem a Krakowem, gdzie występują osady formacji z Wieliczki (Garlicki, 1994), oraz tzw. wyspa rzeszowska, skąd osady tej formacji zostały prawdopodobnie zerodowane (Jasionowski, 1997). W spagu formacji występują utwory formacji z Pińczowa lub skawińskiej, a w stropie różne ogniwa formacji z Machowa. Do formacji należą tzw. gipsy z Borkowa. Badania nanoplanktonu wapiennego z tychże osadów przeprowadzone przez Peryt (Peryt i in., 1994) nie pozwoliły na precyzyjne określenie wieku. W próbkach Peryt stwierdziła obecność: *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Reticulofenestra minutula* (Gartner) Haq et Berggren, *Reticulofenestra* sp., *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Pyrocyclus* sp. Natomiast badania otwornic wskazują na późny wielicz.

**Formacja z Wieliczki.** Badania nanoplanktonu wapiennego formacji z Wieliczki (tab. 1) pozwoliły na precyzyjne określenie wieku tych utworów. Na formację składają się sole kamienne z wkładkami gipsów lub anhydrytów i przetawieniami iłów (Alexandrowicz i in., 1982). Wstępne badania przeprowadzone w Oddziale Karpackim PiG w otworze Wieliczka B 4 pozwoliły opracować charakterystyczny zespół nanoplanktonu wapiennego z przedziału głębokości 32,0–64,8 m. Z gatunków miocenijskich oznaczono: *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al., *Helicosphaera californiana* Bukry, *Helicosphaera sellii* Bukry et Bramlette, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, *Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre et Fert, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Zespół taki pozwala zaliczyć badane próbki do poziomu kokolitowego NN5 — baden środkowy. Znaczna liczba *Helicosphaeraceae* oraz gatunku *Braarudosphaera bigelowii* sugeruje płytkie (pelagiczne) środowisko depozycji osadów. Biostratygrafię otwornicową do tego otworu wykonała Łuczowska (1995), która przedział głębokości 32,0–104,0 m zaliczyła do poziomu *Velapertina indigena* — górny baden. Peryt (1996) osady te zaliczyła do poziomu NN6, opierając się na braku *Sphenolithus heteromorphus*, obecności *Discoaster exilis* i ostatnim wystąpieniu *Cyclicargolithus floridanus*. Peryt zaznaczyła również, że ze względu na sporadyczne występowanie zarówno *D. exilis*, jak i *Cy. floridanus* trudno jest sprecyzować, czy mamy do czynienia z poziomem NN6, czy też stropowa część profilu (głęb. 42,3 m) należy już do poziomu NN7. Według Jugowiec gatunek *Cy. floridanus* spotykany jest w utworach miocenijskich

młodszych od NN6 z powodu redepozycji, dlatego używanie ostatniego pojawienia tego gatunku nie wydaje się być uzasadnionym przy tak znacznym udziale materiału eoceńskiego i oligoceńskiego. Dudziak (Dudziak, Łuczowska, 1992) utwory reprezentujące formację z Wieliczki zaliczył do poziomu kokolitowego NN6. W swoich oznaczeniach oparł się na braku w zespole *Sphenolithus heteromorphus*, obecności *Discoaster formosus* Martini et Worsley, *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, *Cyclicargolithus floridanus* (licznie) i *Sphenolithus abies*.

Z najbardziej wschodniej części Roztocza oraz z kilku miejsc na obrzeżu Gór Świętokrzyskich opisano tzw. wapienie ratyńskie — szeroko rozprzestrzenione na Ukrainie (Peryt, Peryt, 1994). Zespoły nanoplanktonu wapiennego nie pozwalają na bardzo dokładne określenie wieku. Peryt (*op. cit.*) zaliczyła te utwory do połączonego poziomu NN6/7 na podstawie występowania *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Calcidiscus macintyre* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan i *Sphenolithus abies* Deflandre.

Badania Peryt (1997) z rejonu Gliwic (otwory G 21, G 19) wykazały, że ewaporaty występują w dolnej części poziomu NN6. Na taki wiek wskazuje, według Peryt, obecność *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Sphenolithus abies* Deflandre, *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry. Zespoły nanoplanktonu wapiennego z ewaporatów w Woli Ryszkowej (Peryt i in., 1998) nie pozwalają jednoznacznie określić ich wieku. W zespole dominują formy długowieczne i odporne na rozpuszczanie, brak jest natomiast form przewodnich. Oznaczone taksony wskazują na baden dolny i środkowy. Obecność w zespole gatunku *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, którego ostatnie wystąpienie jest uznawane za wskaźnik granicy między poziomami NN6 i NN7 (Okada, Bukry, 1980; Perch-Nielsen, 1985), wskazuje według Peryt (Peryt i in., 1998), że są to osady nie młodsze niż z poziomu NN6.

Wstępne badania nanoplanktonu serii nadewaporatowej w otworach Wola Ryszkowa, Wola Różaniecka, Lubaczów, Kuryłówka, Biszczka, Zalazie nie pozwalają na precyzyjne określenie wieku badanych utworów. W próbkach brak jest gatunków indeksowych, w tym diokostrow, na których bazuje zonacja nanoplanktonowa miocenu. Występowanie *Pontosphaeraceae* oraz *Braarudosphaeraceae* może sugerować bardziej płytkowodny charakter sedymentacji tych osadów.

Precyzyjne określenie wieku serii nadewaporatowej wymaga dalszych szczegółowych badań. Gaździcka (1994) osady chemiczne zaliczyła do poziomu NN7 na podstawie występowania *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Reticulofenestra minuta* Roth, *Reticulofenestra minuta* (Gartner) Haq et Berggren, *Discoaster exilis* Martini et Bramlette.

Wszystkie wydzielenia ponad osadami chemicznymi mają charakter lokalny i trudno je ze sobą korelować. Dlatego czasami całość osadów nadewaporatowych wydzielana jest jako jedna formacja z Machowa.

**Formacja z Machowa.** Na formację składają się ility z wkładkami mułowców i piaskowców. Są to szare ility margli-

ste z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców (Alexandrowicz, 1963; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974). Formacja ta obejmuje ility krakowieckie oraz warstwy pektenowe (tab. 1).

Wstępnie przebadano kilkanaście próbek pochodzących z odsłoneń powierzchniowych ze wschodniej części zapadliska przedkarpacciego: Kupno — ility krakowieckie oraz Cegielnia/Dębica — warstwy jarosławskie.

Kupno. Charakterystycznymi gatunkami są: *Calcidiscus macintyre* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, *Discoaster stellulus* Gartner, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Discoaster formosus* Martini et Worsley, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera californiana* Bukry, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre et Fert. Zespół taki pozwala zaliczyć te osady do zony nanoplanktonowej NN5. Do tej pory nie udało się znaleźć gatunków wskazujących na młodszy wiek.

Cegielnia/Dębica. Zespołem charakterystycznym jest: *Calcidiscus macintyre* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Discoaster bollii* Martini et Bramlette, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera burkei* Black, *Discoaster musicus* Stradner, *Helicosphaera philippinensis* Müller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre et Fert, *Umbilicosphaera jafari* Müller. Brak młodszych taksonów wskazuje na zonę NN6. Zaznaczyć należy, iż badane dotąd próbki są bardzo ubogie gatunkowo i licznie, a stan zachowania należy określić jako średni. Próbki cechują się także dużą ilością materiału redeponowanego, szczególnie z kredy i eocenu.

Badania nanoplanktonu wapiennego wykonane przez Gaździcką (1994) z utworów formacji z Machowa z rejonu Tarnobrzęga wskazują, że osady te (warstwy pektenowe i ility krakowieckie) reprezentują prawdopodobnie poziomy NN8 (*Catinaster coalithus* Zone) i NN9 (*Discoaster hamatus* Zone), co sugeruje, według Gaździckiej, sarmacki wiek formacji razem z warstwami pektenowymi. W warstwach pektenowych najliczniejszymi gatunkami są: *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Calcidiscus macintyre* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Reticulofenestra minutula/Reticulofenestra haqii*, *Reticulofenestra minuta* Roth. Oprócz tego na uwagę zasługuje obecność: *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Helicosphaera sellii* Bukry et Bramlette, *Sphenolithus abies* Deflandre. W ilitych krakowieckich zespół jest mniej zróżnicowany. Zanikają: *H. walbersdorfensis* i *S. abies*, rzadko pojawia się *H. kamptneri*. Zespół tworzą głównie *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Umbilicosphaera jafarii* Müller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Reticulofenestra minutula/Reticulofenestra haqii*. W dolnej części ility krakowieckich wzrasta liczebność *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et

Braarud) Deflandre i rodzaju *Thoracosphaera* sp. W osadach formacji z Machowa nie stwierdzono *Discoaster exilis* Martini et Bramlette ani *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette. Pojawia się *Discoaster calcaris* Gartner (pierwsze pojawienie się w poziomie NN8; Perch-Nielsen, 1985; Martini, Müller, 1986) — są to jednak pojedyncze wystąpienia w warstwach pektenowych. To wszystko sugeruje, że osady powyżej poziomu ewaporatowego są młodsze od poziomu NN7 i mogą być zaliczone do poziomu NN8 lub nawet NN9 (Gaździcka, 1994).

Osady nadewaporatowe z otworów Szczepanów 2, 3 i 8 na północ od Brzeska zostały zaliczone do połączonej zony kokolitowej NN5/NN6 (Ślęzak w: Krzywiec, 1997). Na podstawie rozpoznanych gatunków nie ma możliwości bardziej precyzyjnego ustalenia wieku. Główny element składowy zespołu stanowią gatunki redeponowane (przede wszystkim eoceńskie i górnooligocieńskie). Gatunki miocieńskie są nieliczne i w niewielkim stopniu zróżnicowane. Są to: *Helicosphaera californiana* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera minuta* Müller, *Helicosphaera* sp. aff., *H. sellii* Bukry et Bramlette, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Thoracosphaera fossata* Jafar, *Thoracosphaera saxea* Stradner. Według Ślęzaka badane osady muszą się zawierać co najmniej w obrębie zony NN5, ponieważ wszystkie wymienione powyżej taksony mają swoje pierwsze występowanie właśnie w tym czasie. Istotne jest także ciągłe występowanie w próbkach gatunków *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise i *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay). Wszystkie te dane skłoniły Ślęzaka do zaliczenia badanych osadów raczej do zony NN6, ale jest to bardziej przypuszczenie niż udokumentowana pewność.

#### • CZĘŚĆ WSCHODNIA

**Warstwy worotyszczeńskie** (przykarpcka formacja solonośna). Nazwę wprowadził Bujalski (1930). Dolną granicę stanowią górne warstwy krośnieńskie (granica tektoniczna), natomiast za górną granicę uważa się występowanie zlepieńców formacji dębowieckiej (ogniwo zlepieńców z Dubnika). Są to ciemnoszare iły warstwowane z soczewkami gipsów i soli kamiennej oraz żwiry. Badania otworowe Sztowej (1967) i Strzępki (1975) wskazały na wiek nie starszy niż wczesny miocen. Badane przez nas próbki pochodziły z odsłonięć w rejonie Aksmanic (Aksmanic 3, Fredropol 3, Nowe Sady; fig. 1). Wyróżniony zespół nanoplanktonu wapiennego złożony jest z: *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera* cf. *sellii* Bukry et Bramlette, *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Obecność w zespole takich form, jak *Helicosphaera walbersdorfensis* i *Sphenolithus heteromorphus* wskazuje na odtang lub nawet karpac (tab. 1).

Z kopalni w Stebnyku na Ukrainie otrzymano do analizy 22 próbki. Jedynie w dwóch stwierdzono obecność nanoplanktonu wapiennego. Zespół był złożony z bardzo dobrze

zachowanych gatunków paleocieńskich, eocieńskich i kredowych.

W niższej części warstw worotyszczeńskich w ukraińskiej części zapadliska stwierdzono poziom kokolitowy NN1. Wyróżniony zespół złożony jest z: *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay in Hay et al.) Bukry, *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon (Andreeva-Grigorovič, Stupnickij, 1976). Według ostatnich danych dolna część warstw worotyszczeńskich należy do poziomu NN2 (Andreeva-Grigorovič i in., 1997). Górna część warstw worotyszczeńskich (dobrotowskie) odniesiona została do poziomu NN3 na podstawie występowania *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera* cf. *kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al. (Andreeva-Grigorovič, Stupnickij, 1976).

**Warstwy stebnickie.** Ponad warstwami worotyszczeńskimi Ney (1957) wyróżnił warstwy stebnickie (tab. 1). Granicę pomiędzy warstwami worotyszczeńskimi a stebnickimi wyznacza pojawienie się gruboławicowych zlepieńców. W stropie utwory te przechodzą w mułowce margliste formacji balickiej. Na obszarze Polski warstwy stebnickie są dwudzielne. W dolnej części występują gruboławicowe zlepieńce i piaskowce, a w stropowej — margliste mułowce piaszczyste z podrzednymi wkładkami piaskowców i drobnoziarnistych zlepieńców; seria ta ma charakterystyczną różową i brudnoróżową barwę. Badania mikropaleontologiczne wykonane przez Strzępkę (1975, 1980) wskazały wiek warstw stebnickich na odtang. Probki do badań pobrano z odsłoneń powierzchniowych w Nowych Sadach i Fredropolu oraz z otworów archiwalnych przemysłu naftowego Kormanice 1 i Leszczyny 1 (fig. 1). W przeważającej części próbek badanych pod kątem zawartości nanoplanktonu wapiennego stwierdzono występowanie jedynie gatunków paleocieńskich i kredowych. Tylko w kilkunastu zaobserwowano obecność gatunków miocieńskich, do których należą: *Discoaster* cf. *variabilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera* cf. *ampliaptera*, *Helicosphaera* cf. *californiana* Bukry, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al., *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Helicosphaera* cf. *scissura*, *Helicosphaera scissura* Müller, *Helicosphaera sellii* Bukry et Bramlette, *Helicosphaera* cf. *walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Sphenolithus conicus* Bukry, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Skład zespołu jest podobny jak w warstwach worotyszczeńskich. Obecność w zespole oprócz *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis* gatunku *Discoaster variabilis* pozwala odnieść badane próby do wyższej części zony kokolitowej NN4 (karpac/wczesny baden).

Utwory suity stebnickiej ukraińskiej części zapadliska na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego zostały odniesione do poziomu kokolitowego NN3 — dolna część suity (Andreeva-Grigorovič, Sabicka, 1996; Andreeva-Grigorovič i in., 1997) i NN4 — wyższa część (karpac-wczesny baden) (Andreeva-Grigorovič, Stupnickij, 1976) na podstawie obecności: *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeb-



lich et Tappan, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler in Hay et al. W próbkach zanotowano bardzo liczne wystąpienia form kredowych i paleogeńskich. Wśród gatunków paleogeńskich dominują: *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Isthmolithus recurvus* Deflandre i *Discoaster binodosus* Martini.

**Warstwy balickie.** Utwory opisane przez de Cizancourt (1929) jako warstwy balickie charakteryzują się występowaniem miększych mułowców marglistych ze szczelinami wypełnionymi gipsem i anhydrytem, przeławionych piaskowcami (Ney, 1968; Poltowicz, 1972). W spagu występują utwory należące do warstw stebnickich, natomiast przykrywają je utwory warstw przemyskich. Próbkę do badań prowadzonych przez autorki pochodzą z odsłoneń powierzchniowych z rejonu Pikulic (Aksmanice 2, Aksmanice 1, Fredropol 1; fig. 1). Zespoły nanoplanktonu wapiennego cechuje dominacja gatunków paleogeńskich i kredowych nad miocenijskimi (analogicznie jak w przypadku warstw worotyszczeńskich i stebnickich). Na zespół miocenijski składają się: *Discoaster cf. formosus* Martini et Worsley, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera burkei* Black, *Helicosphaera californiana* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera mediterranea* Muller, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera cf. sellii* Bukry et Bramlette, *Reticulofenestra*

*pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, *Sphenolithus abies* Deflandre, *Sphenolithus conicus* Bukry, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Występowanie *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster formosus* wskazywałoby na bałeński wiek utworów suity balickiej (tab. 1). Badania nanoplanktonu wapiennego wykonane przez Andreevą-Grigorovič wskazują na wiek karpacki suity balickiej (Andreeva-Grigorovič i in., 1997).

**Warstwy przemyskie.** W okolicy Przemyśla warstwy balickie są oddzielone od nadległej serii ewaporatowej utworami opisanymi jako warstwy przemyskie (Ney, 1965). Są to w dolnej części szare i zielonoszare mułowce z wkładkami ilitupków oraz wtrąceniami piaskowców i słabo spojonych zlepieńców, z wkładkami gipsów i anhydrytów w stropowej części. Na tych utworach leżą mułowce margliste przedzielone pakietami ilitowców oraz ilitowce z wkładkami tufitów. W środkowej i górnej części formacji przemyskiej wyróżniono ogniwo mułowców marglistych i ilitowców — ogniwo z Pikulic oraz ogniwo zlepieńców radyckich.

Zespół nanoplanktonu wapiennego ogniwa z Pikulic i **zlepieńców radyckich** (tab. 1) złożony jest niemal wyłącznie z gatunków paleogeńskich i kredowych. Z gatunków neogeńskich zaobserwowano jedynie wystąpienie wczesnomiocenijskiej formy *Helicosphaera scissura* Miller. Zasięg stratygraficzny tej formy obejmuje poziomy kokolitowe NN1–NN4 (Perch-Nielsen, 1985) — eger-wczesny baden.

\*  
\*

Facjalne wykształcenie utworów miocenu polskiej części zapadliska przedkarpackiego jest zbliżone do stwierdzonego w Czechach i Słowacji na zachodzie oraz Ukrainie i Rumunii na wschodzie.

Utwory **eggenburgu** w znacznej części zapadliska przedkarpackiego mają charakter transgresywny. W czeskiej części zapadliska eggenburg rozpoczyna seria zlepieńcowa — zlepienie z Jaklovca — z licznymi małżami oraz zespolami otwornic bentonicznych. W Polsce do eggenburgu należą część formacji z Sucheju na zachodzie i formacja z Zawoi (?) oraz część formacji zebrzydowickiej. We wschodniej części zapadliska przedkarpackiego do eggenburgu zaliczana jest część suity worotyszczeńskiej górnej i zlepienie z Dubnika. Spąg tych utworów nie jest znany, a cały kompleks kontaktuje tektonicznie z fliszem. Na zachodniej Ukrainie dolne warstwy worotyszczeńskie przechodzą w sposób ciągły w warstwy polanicke. W Rumunii warstwy Cornu przechodzą stopniowo w utwory fliszowe odpowiadające warstwowi krośnieńskim. Zlepienie z Dubnika można korelować ze zlepieniami truskawieckimi i słobódzkimi zachodniej Ukrainy oraz zlepieniami Brebu, Pietricika i Plesu w Rumunii. W basenie wiedeńskim eggenburg reprezentowany jest przez osady formacji z Luzice.

Do **otnangu** zaliczana jest niższa część formacji ze Stryżawy (w okolicy Sucheju) z ubogimi zespolami nanoplanktonu wapiennego. Spąg formacji wyznaczają gatunki *Sphenolithus heteromorphus* i *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Smagowicz w: Ślącza, 1977). W ukraińskiej części zapadliska przedkarpackiego do otnangu należą utwory górnej części suity worotyszczeńskiej i częściowo stebnickiej. Gór-

na część warstw worotyszczeńskich (warstwy dobrotowskie) odniesiona została do poziomu NN3 (Andreeva-Grigorovič, Stupnickij, 1976). Utwory suity stebnickiej ukraińskiej części zapadliska na podstawie badań nanoplanktonowych odniesione zostały do poziomu kokolitowego NN4 reprezentującego częściowo otnang (*op. cit.*). Zdaniem Andreevej-Grigorovič i Sabickiej (1996) dolna część suity stebnickiej należy jeszcze do poziomu NN3. W czeskiej części zapadliska przedkarpackiego do otnangu należą utwory ze szczątkami ryb i deltowe osady z małżami (Klominsky, 1994). W basenie wiedeńskim — w Austrii i w Czechach — w otnangu trwała sedimentacja formacji z Luzice (Sauer i in., 1992; Klominsky, 1994).

W **karpacie** przeważającym typem osadów są mułowce i ilitowce zawierające wkładki zlepieńców i utwory osuwisk podmorskich dokumentujących dźwiganie się Karpat (Kovač i in., 1989). W czeskiej części zapadliska przedkarpackiego powstawały utwory morskie (seria z Laksary) i brakiczne (seria z Zavod i Lab) (Buday i in., 1965; Steininger i in., 1975). W Polsce w okolicach Cieszyna sedimentowały warstwy zebrzydowickie (Buła, Jura, 1983), a dalej na wschód — warstwy stryszawskie (Ślącza, 1977). Na obszarze śląskim i dalej na wschód w obszarze śląsko-krakowskim występują osady facji lądowej, brakicznej i słodkowodnej należące do warstw kłodnickich. W okolicach Przemyśla powstały warstwy balickie zaliczane dotychczas do karpatu (Ney i in., 1974). Według najnowszych badań nanoplanktonu wapiennego utwory te należą już prawdopodobnie do badenu. W ukraińskiej części zapadliska warstwy balickie odniesiono do poziomu kokolitowego NN4, co odpowiada-

łoby karpatowi i wczesnemu badenowi (Andreeva-Grigorovič i in., 1997). W basenie wiedeńskim w Austrii karpat reprezentują morskie margliste utwory formacji z Laa (Steininger i in., 1975).

We wczesnym badenie transgresja morska objęła niemal cały basen zewnętrzny zapadliska przedkarpackiego za wyjątkiem „wyspy rzeszowskiej” (Ney i in., 1974). Na Górnym Śląsku powstały warstwy kłodnickie (część górna) i warstwy skawińskie. W wewnętrznym basenie zapadliska osadzały się warstwy przemyskie (Ney, 1965) jako odpowiednik facyjnalny warstw skawińskich i baranowskich (Ney, 1966). W ukraińskiej części zapadliska formacji skawińskiej odpowiadają utwory suity bogorodczańskiej zawierającej nanoplankton wapienny poziomu NN5 (Andreeva-Grigorovič, Sabicka, 1996; Andreeva-Grigorovič i in., 1997). W północnej części basenu zewnętrznego odpowiednikiem warstw skawińskich są warstwy baranowskie, zaliczane przez Gaździcką (1994) do badenu i sarmatu. Andreeva-Grigorovič (1994) zaliczyła te osady do poziomu NN5 (baden), a ich stropową część (podsolną) do NN6 (późny baden–wczesny sarmat). W czeskiej części zapadliska przedkarpackiego wczesny baden (moraw) jest wykształcony jako utwory piaszczyste (piaski z Brna) oraz margle i wapienie organodetrytyczne (Klominsky, 1994; Buday i in., 1965).

Pod koniec wczesnego badenu w zapadlisku przedkarpackim zaczęły się zmieniać warunki w kierunku sedymentacji osadów chemicznych (Ney i in., 1974). Wskutek ruchów przesuwczych miała miejsce okresowa izolacja basenu. W obrębie osadów chemicznych wyróżniono dwie formacje: z Krzyżanowic i z Wieliczki. Wiek formacji z Krzyżanowic określono na późny wielicz (baden środkowy) (Peryt i in., 1994). Formacje z Wieliczki autorki zaliczyły do poziomu NN5 — wielicz. Peryt (1997) osady tej formacji zaliczyła do dolnej części poziomu NN6. Gaździcka (1994) odniosła je do poziomu NN7, a Dudziak (Dudziak, Łuczowska, 1992) — do NN6. W ukraińskiej części zapadliska odpowiednikiem formacji z Krzyżanowic jest gipsowo-anhydrytowa suita tiraska zaliczana do poziomu NN5 (Andreeva-Grigorovič i in., 1997), a w czeskiej — utwory z Kobeřic z gipsami i anhydrytami (Buday i in., 1965), zawierające nanoplankton wapienny wskazujący na NN6/NN7 (Peryt i in., 1997). We wschodniej części zapadliska, w najbardziej zewnętrznej brzeżnej strefie, powstały tzw. wapienie ratyń-

skie pochodzenia chemicznego, które stanowią przedłużenie strefy ciągnącej się wzdłuż Roztocza lwowskiego (Wiałow, 1965; Ney i in., 1974).

W późnym badenie (kosow) następuje powrót normalnych warunków morskich. Zalana została również „wyspa rzeszowska”. Ponad osadami chemicznymi, między Krakowem a Dębicą, powstawały warstwy chodenickie z licznymi wkładkami tufitowymi w stropie (Oszczypko, 1996). Ku północy warstwy te są zastępowane przez warstwy spirialisowo-pektenowe. Ponad warstwami chodenickimi (rejon Kraków–Tarnów) wydzielane są ilasto-piaszczyste warstwy grabowieckie. Wiek warstw chodenickich i grabowieckich określono na późny baden (Łuczowska, 1995). W północno-wschodniej i wschodniej części zapadliska wydzielane są ility krakowieckie. Badania nanoplanktonu wapiennego utworów formacji z Machowa (ilty krakowieckie i warstwy pektenowe) wykonane przez Gaździcką (1994) wskazują na sarmat (poziomy NN8 i NN9). W jednostce stebnickiej odpowiednikiem warstw grabowieckich z centrum zapadliska przedkarpackiego jest niższa część kompleksu zlepieńców radyckich (Ney i in., 1974) złożonych z materiału karpackiego. W ukraińskiej części zapadliska baden górny to ilasto-piaszczyste utwory suity kosowskiej (Chruszczow, 1980). W czeskiej części zapadliska baden górny reprezentują utwory przykrywające gipsowo-anhydrytową serię Kobeřic.

Zespoły nanoplanktonu wapiennego rozpoznane w badanych próbkach cechuje zdecydowana przewaga gatunków redeponowanych z kredy i paleogenu nad gatunkami mioceńskimi. Nie zawsze możliwe było więc wyznaczenie poziomu nanoplanktonowego. Było to spowodowane brakiem w zespole gatunków diagnostycznych wyznaczających granice zon. W takim przypadku używano gatunków zastępczych, o ile występowały one w badanym zespole (Müller, 1978; Koszarski i in., 1995; Ślęzak i in., 1995). Nie we wszystkich przypadkach można było określić wiek i ustalić pozycję biostratygraficzną próbki w schemacie nanoplanktonowym, dlatego, zdaniem auterek, należy kontynuować badania biostratygraficzne na tym obszarze. Badania te pozwoliłyby na bardziej szczegółowe opracowanie materiału, a co za tym idzie na bardziej precyzyjne określenie wieku. Dzięki tym badaniom możliwe będzie wykonanie dokładniejszej korelacji utworów zapadliska przedkarpackiego z obszarami przyległymi.

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. W., 1963 — Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnos Śląskim. *Pr. Inst. Geol.* 39: 1–130.
- ALEXANDROWICZ S. W., KOSTECKA A., 1963 — Nanoplankton margli globigerinowych w Karpatach środkowych. *Prz. Geol.* 11, 6: 287–288.
- ALEXANDROWICZ S. W., KLECZKOWSKI A. S., 1974 — Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 38–48. Opole.
- ALEXANDROWICZ S. W., GARLICKI A., RUTKOWSKI J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.* 26, 2: 470–471.
- ANDREEVA-GRIGOROVIC A. S., 1994 — Korelacja pidsolenosnich vidkladiv z sacht Kalusa (Ukraina) ta Velicki (Pol'sca) po nanoplanktonu. W: *Ncoogenicne ewaporaty środkowej Paratetydy — facje, surowce mineralne, ekologia*. Międz. Symp. we Lwowie, 20–24 września 1994, cz. 3: 37. Warszawa.
- ANDREEVA-GRIGOROVIC A. S., STUPNICKIJ W. M., 1976 — Nanoplankton niżniemiocenowych ołożeń jugowostoczno Predkarpata. *Geologičeskij Žurnal* 36, 1: 139–142.
- [ANDREEVA-GRIGOROVIC A. S.] ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., GRUZMAN A. D., SAVITSKAYA A. A., TROFIMOVICH N. A., 1995 — Foraminifers and nanoplankton of Miocene deposits of the Carpathians and Pre-Carpathians. XV Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass. Athens, Greece. *Spec. Publ. Geol. Soc. Greece* 4: 159–162.
- ANDREEVA-GRIGOROVIC A. S., SABICKA H. A., 1996 — Schema stratigrafii neogenowych widkladiv zachodno (centralno) Paratety w mażach Ukrainy. *Nanoplankton. Paleontol. Zb.* 31: 20–23.

- [ANDREEVA-GRIGOROVICH A. S.] ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., KULCHYTSKY Y. O., GRUZMAN A.D., LOZYNYAK P. Y., PETRASHKEVICH M. I., PORTNYAGINA L. O., IVANINA A. V., SMIRNOW S. E., TROFIMOVICH N. A., SAVITSKAYA N. A., SHVAREVA N. I., 1997 — Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpath.* 48, 2: 123–136.
- BUDAY T., CICHÁ I., SENEŠ J., 1965 — Miozän der Westkarpaten. GUDŠ. Bratislava.
- BUJALSKI B., 1930 — Budowa geologiczna Przedgórz Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. *Sprawy Państw. Inst. Geol.* 6, 2: 235–292.
- BUŁA Z., JURA D., 1983 — Litostratygrafia osadów rowu przedgórzskiego Badenian w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Zesz. Nauk. AGH* nr 913, *Geol. Kwart.* 9, 1: 5–27.
- de CIZANCOURT H., 1929 — Kilka uwag o stratygrafii Przedgórz Karpat Wschodnich. *Sprawy Państw. Inst. Geol.* 5, 1–2: 296–342.
- CHRUSZCZOW D. P., 1980 — Litologia i geochemia paleogennych formacji przedkarpacko progiba: 5–312. Naukowa Dumka. Kijów.
- DUDZIAK J., ŁUCZKOWSKA E., 1992 — Biostratigraphic correlations of Foraminiferal and Calcareous nannoplankton zones, Early-Middle Badenian (Miocene), Southern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* 39, 3: 199–214.
- GARECKA M., MARCINIĘC P., OLSZEWSKA B., WÓJCİK A., 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.* 44, 5: 495–501.
- GARLICKI A., 1994 — Formalne jednostki litostratygraficzne miocenu — formacja z Wieliczki. *Prz. Geol.* 42, 1: 26–28.
- GASIŃSKI M. A., GEROCH S., NOWAK W., 1986 — Problem granicy oligocenu/miocenu w stratotypowym profilu ognia łupkowego z Niebyleca (Karpaty Zewnętrzne). *Streszcz. Ref. Kwart. Geol.* 30, 1: 132–133.
- GAŹDZICKA E., 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg arca (northeastern part of the Carpathian Fore-deep). *Kwart. Geol.* 38, 3: 553–570.
- JASIONOWSKI M., 1995 — Budowa geologiczna zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 371: 5–23.
- JASIONOWSKI M., 1997 — Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 373: 43–60.
- KLOMINSKY J. (Ed.), 1994 — Geological atlas of the Czech Republic. Stratigraphy. Czech Geol. Surv. Kutna Hora.
- KOSZARSKI A., KOSZARSKI L., ŚLĘZAK J., IWANIEC M., 1995 — Calcareous nannoplankton from the terminal deposits of the Silesian Nappe, Polish Flysch Carpathians: stratigraphic implications: 115–123. 5<sup>th</sup> INA Conference in Salamanca Proceedings.
- KOTLARCYK J. (Ed.), 1985 — Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemysł–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress Cracow. Guide to excursion 4: 39–64. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOVÁČ M., CICHÁ I., KRÝSTEK I., ŠLÁČKA A., STRÁŇIK Z., OSZCZYPKO N., VASS D., 1989 — Palinspastic maps of the Western Carpathian Neogene, scale 1: 1 000 000. Geol. Surv. Prague.
- KUCIŃSKI T., NOWAK W., 1975 — Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów. *Kwart. Geol.* 19, 4: 962–963.
- KRZYWIEC P., 1997 — Badańska ewolucja centralnej części zapadliska przedkarpackiego na podstawie danych sejsmicznych i jej geodynamiczne uwarunkowania. Praca doktorska. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- LASKOWICZ I., 1997 — Osady miocenu pod nasunięciem karpackim w rejonie Suchej Beskidzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 376: 61–74.
- ŁUCZKOWSKA E., 1995 — Korelacja biostratygraficzna miocenu z nowych wierzeń w Wieliczce. *Geol. AGH* 21, 4: 255–265.
- MARTINI E., 1971 — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: 739–785. 2<sup>nd</sup> Plankt. Conf. Roma.
- MARTINI E., 1977 — Calcareous nannoplankton from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Geol. Pol.* 27, 2: 125–133.
- MARTINI E., MÜLLER C., 1986 — Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *N. Strat.* 16, 2: 99–112.
- MORYC W., 1989 — Miocen przedgórz Karpat zachodnich w strefie Bielsko–Kraków. W: Tektonika Karpat i Przedgórz w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane): 170–198. Kraków.
- MÜLLER C., 1978 — Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean — leg 42A of the deep sea drilling project. *Init. Repts. D.S.D.P. XLII/1: 727–750.*
- NEY R., 1957 — O miocenie na przedgórzu Karpat między Przemysłem a Chyrowem. *Prz. Geol.* 5, 1: 12–18.
- NEY R., 1965 — Warstwy przemyskie w jednostce stebnickiej. *Geofiz. i Geol. Naft.* 7–9: 235–243.
- NEY R., 1966 — Uwagi w sprawie warstw baranowskich w tortonie przedpola Karpat. *Zesz. Nauk. AGH* nr 123, *Geologia* 7: 117–149.
- NEY R., 1968 — Rola ryglu krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenia złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 45: 7–82.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., ŚLUPCZYŃSKI K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facialnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 82: 1–65.
- OKADA H., BUKRY D., 1980 — Supplementary modification and introduction of code numbers to low — latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Mar. Micropal.* 5: 321–325.
- OLSZEWSKA B., SMAGOWICZ M., 1977 — Porównanie podziałów biostratygraficznych górnej kredy i palcogenu jednostki dukielskiej na podstawie otworów planktonicznych i nanoplanktonu wapiennego. *Prz. Geol.* 25, 7: 359–364.
- OSZCZYPKO N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. I warsztaty terenowe programu: Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia: 44–57. Kraków.
- OSZCZYPKO N., 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.* 45, 10: 1054–1063.
- PAWŁOWSKI S., PAWŁOWSKA K., KUBICA B., 1985 — Budowa geologiczna tarnobrzęskiego złoża siarki rodzimej. *Pr. Inst. Geol.* 114: 1–109.
- PERCH-NIELSEN K., 1985 — Cenozoic calcareous nannofossils. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.), *Plankton stratigraphy: 427–554.* Cambridge University Press.
- PERYT D., 1996 — Biostratygrafia nanoplanktonowa miocenu w otworze wiertniczym B 4 z rejonu Wieliczki. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- PERYT D., 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice Area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* 45, 2–4: 119–131.
- PERYT T. M., PERYT D., 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyń Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* 42, 2: 127–136.
- PERYT T. M., POBEREŻSKI A. W., JASIONOWSKI M., PETRYCZENKO O. D., PERYT D., RYKA W., 1994 — Facje gipsów badeńskich Poniżia I Naddniestrza. *Prz. Geol.* 42, 9: 771–776.
- PERYT T. M., KAROLI S., PERYT D., PETRICHENKO O. L., GEDL P., NARKIEWICZ W., DURKIEVIČOVA J., DOBIESZYŃSKA Z., 1997 — Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in central Paratethys (Kobeřice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geol. Mag.* 3, 2: 105–120.
- PERYT T. M., PERYT D., SZARAN J., HAŁAS S., JASIONOWSKI M., 1998 — O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosławia (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 379: 61–80.
- POŁTOWICZ S., 1972 — Warstwy balickie na zachód od Dunajca. *Geof. Geol. Naft.* 11–12: 357–363.
- POŁTOWICZ S., 1974 — Problem utworów karpacianu w podłożu Karpat Zachodnich. *Geof. Geol. Naft.* 5–6: 121–127.

- POŁTOWICZ S., 1991 — Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. *Geol. AGH* 17, 3: 19–57.
- POŁTOWICZ S., 1995 — Miocen w podłożu polskich Karpat Zachodnich. *Geol. AGH* 21, 2: 117–152.
- RADOMSKI A., 1967 — Some stratigraphic units based on nannoplankton in the Polish Outer Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 211 cz. 2: 385–393.
- SAUER R., SEIFERT P., WESSELY G., 1992 — Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine–Carpathian Thrustbelt in Austria. *Mitt. Öster. Geol. Ges.* 85. Wien.
- STEININGER F. F., PAPP A., CICHA I., SENES J., 1975 — Biostratigraphic division and geodynamical evolution of the Neogene in Austria and Czechoslovakia. VIth Congr. RCMNS, Bratislava. Excursion a marine Neogene in Austria and Czechoslovakia (B). Bratislava.
- STEININGER F. F., RÖGL R., MARTINI E., 1976 — Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). *N. Strat.* 4, 3: 174–202.
- STRZĘPKA J., 1975 — Plankton starszego miocenu jednostki stebnickiej w okolicach Przemysła. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Karpacki. Kraków.*
- STRZĘPKA J., 1977 — Wyniki badań mikrofauny mioceńskiej z otworu wiertniczego Sucha IG 1 (streszcz. ref.) *Kwart. Geol.* 21, 2: 405–406.
- STRZĘPKA J., 1980 — Mikrofauna jednostki stebnickiej z obszaru Przemysł–Brzesko. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Karpacki. Kraków.*
- STRZĘPKA J., 1981 — Mikrofauna miocenu dolnego w otworze Sucha IG 1. *Biul. Inst. Geol.* 331: 117–122.
- SZOTOWA W., 1967 — Badania mikrofauny miocenu w otworze wiertniczym Cisowa 1 (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.* 11, 2: 447–448.
- SZYMAKOWSKA F., 1986 — Zjawiska olistostromowe w obrębie mioceńskiego rowu przedgórskiego w rejonie Cieszyn–Zamarski–Dębówiec na podstawie danych z głębokich wierceń. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN Krak.* 27, 1: 215–216.
- ŚLĄCZKA A., 1977 — Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG 1. *Kwart. Geol.* 21, 2: 404–405.
- ŚLĘZAK J., KOSZARSKI A., KOSZARSKI L., 1995 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the terminal flysch deposits from the Skole Nappe (Oligocene–Miocene, Polish Carpathians, Krosno Beds): 267–277. 5<sup>th</sup> INA Conf. in Salamanca Proceedings.
- TOŁWIŃSKI K., 1950 — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.* 1, 1: 13–40.
- WIAŁOW O. S., 1965 — Stratigrafia neogenowych molas prekarpatowsko progiba: 1–211. *Akad. Nauk. Ukr. SSR. Kijów.*

## RESULTS OF BIOSTRATIGRAPHIC STUDY OF MIOCENE IN THE CARPATHIAN FOREDEEP BASED ON CALCAREOUS NANNOPLANKTON

(with 1 Fig.)

*Key words:* calcareous nannoplankton, biostratigraphy, Miocene, Carpathian Foredeep.

### SUMMARY

The Carpathian Foredeep is both a tectonic unit and sedimentary basin which extends along the north margin of the Carpathians. The Foredeep is divided into the inner part located beneath the Carpathians nappes and the outer part situated to the north of these nappes. The inner part of the Carpathian Foredeep is composed of the Lower — to the Middle Miocene deposits formed in different sedimentary environments, whereas the outer part is filled with the Middle Miocene deposits. In axial section the Carpathian Foredeep is divided by the Cracow belt into the western and eastern parts.

In Zawoja Formation, the oldest formation distinguished in the western part of the Carpathian Foredeep, only rare and bad preserved calcareous nannoplankton assemblage is found. The underlying Sucha Formation corresponds to the NN2 Zone at least. The numerous units contained series of conglomerates and deposits situated between them are distinguished above Sucha Formation. The Dębówiec Formation divided into three members: Stachorówka, Bielsko (= Stryżawa Formation) and Komorowice (= Dębówiec Beds). The samples from the lower part of the Stryżawa Formation were assigned to the upper part of the NN4 Zone on the basis of the occurrence of *Discoaster variabilis* and *Sphenolithus heteromorphus*. The samples from Dębówiec Beds, situated above Stryżawa Formation, assigned to the NN4 Zone. In Cieszyn–Zebrzydowice area the Zebrzydowice Formation is distinguished. On the basis of calcareous nannoplankton the age of this formation in the stratotype profile is determined as the Upper Egeburgian–Lowest Badenian. The assemblages described from the Zamarski Member correspond to the Egerian–Karpatian, Badenian (?). The Skawina Formation distinguished in the western part of the Carpathian Foredeep above Dębówiec Beds and on the platform base in the other parts of the

Foredeep belongs to the upper part of the NN4 Zone and NN5 Zone on the basis of the occurrence in investigated samples *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera californiana*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus*. Dudziak (Dudziak, Łuczowska, 1992) has shown, that the middle part of the Skawina Formation near Krzyżanowice corresponds to the NN5, NN5/6 Zones whereas the upper part belongs to the NN6 Zone. An equivalent of the Skawina Formation in the NE part of the Foredeep are Baranów Beds (= Pińczów Formation) which are included to the NN6 Zone (Gaździcka, 1994). The Korytnica Clays, located within Pińczów Formation, assigned to the NN5–NN6 Zones (Martini, 1977).

Above these deposits, the Evaporitic level is the most important correlation level in the Carpathian Foredeep within which the Krzyżanowice and Wieliczka Formations occur laterally. The Wieliczka Formation corresponds to the NN5 Zone based on *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster exilis*, *Helicosphaera californiana*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus* present in the samples. Peryt (1997) has shown, the evaporites near Gliwice belong to the lower part of the NN6 Zone. The assemblage of calcareous nannofossils from evaporites in Ryszkowa Wola is not younger than the NN6 Zone (Peryt *et al.*, 1998).

The deposits above Evaporitic level described as Machów Formation, within which Kracowiec Clays and Pecten Beds distinguished, have a regional character. Kracowiec Clays are included to the NN5 Zone, whereas Gaździcka (1994) has assigned these deposits to the NN8 and NN9 Zones. According to Ślęzak (Ślęzak *in*: Krzyżanowice 1997) these deposits belong to the joined NN5/NN6 Zones.

In the eastern part of the Foredeep the Miocene sediments constitute a part of the Stebnik Unit extending to the adjacent part of the Western Ukraine. In Poland these sediments, previously underlying the Carpathians, were folded and pushed northwards to the range front. The Stebnik Unit composed of several informal subdivisions. Our studies on calcareous nanofossils have shown that the Vorotyshche Beds belong to the Oligangian, even the Karpatian whereas in the Ukrainian part of the Unit the lower part of these beds belong to the NN1 Zone and the upper part to the NN3 Zone. The

calcareous nannoplankton assemblages from Stebnik Beds are assigned to the upper part of the NN4 Zone, whereas in Ukraine they belong to the NN3–NN4 Zones. In the Polish part of the Unit the Balych Beds above Stebnik Beds are included to the Badenian whereas in Ukraine to the Carpathian. In the middle part of the Przemyśl Beds described from the top of Balych Beds Pikulice and Radyckie Members occur where above all Cretaceous and Paleogene specimens of calcareous nannoplankton were found.