

## Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów miocenijskich w podłożu Karpat Zachodnich

Małgorzata Garecka\*, Paweł Marciniak\*, Barbara Olszewska\*, Antoni Wójcik\*

Osady neogennskie występujące w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego między Cieszynem a Suchą reprezentują wiekowo miocen wczesny i środkowy. Leżą one na utworach bloku Górnego Śląska (utwory: zmetamorfizowanego eokambriu, granitoidy, dolnego paleozoiku) oraz karbonu, triasu i jury.

Dotychczas były podejmowane liczne próby sformalizowania osadów miocenu, występujących na omawianym obszarze. W efekcie wyróżniono kilkanaście formacji litostratygraficznych, przy czym nie wszystkie miały dobrą dokumentację biostratygraficzną. Za formalne jednostki litostratygraficzne można uznać jedynie kilka z nich (formację zebrzydowicką, formację z Zawoi, formację suską). Pozostałe wyróżnione jednostki nie spełniają wymogów zawartych w kodeksach stratygraficznych — przykładem może być powszechnie używana formacja dębowiecka. Na podstawie przeprowadzonych badań oraz danych z literatury problemy dotyczące formalizacji litostratygraficznej osadów miocenu tego obszaru są naszym zdaniem nadal otwarte.

Wiercenia, wykonane przez górnictwo naftowe, pozwoliły na bardziej szczegółowe rozpozniowanie osadów dolnego miocenu w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Od połowy lat 80. w miarę możliwości dostępu do materiału rdzeniowego, takie prace były prowadzone w Oddziale Karpackim PIG. Dla wybranych otworów wiertniczych (ryc. 1) opracowano ok. 400 próbek otwornicowych i ok. 70 preparatów pod kątem zawartości nannoplanktonu wapiennego. Materiał do badań pochodził głównie z otworów opracowywanych przez Oddziały PIG w Sosnowcu i Krakowie (Jaworz IG2, Zebrzydowice 13, Cieszyn IG 1, Zamarski IG 1, Bielowicko IG 1, Rudzica IG 1, Sucha IG 1, Bystra IG 1, Tokarnia IG 1, Łodygowice IG 1) i górnictwo naftowe (Zawoja 1). Badany interwał obejmował utwory od stropu podłoża platformowego do spągu utworów zawierających otwornicowy gatunek *Candorbulina suturalis* (warstwy skawińskie).

Pierwszym, który podzielił utwory molasowe w omawianym obszarze był Tołwiński (1950, 1956). Na utworach karbońskich wyróżnił gruboziarniste piaskowce przechodzące lokalnie w zlepieńce z materiałem paleozoicznym i nazwał je warstwami dębowieckimi (tab. 1). Warstwy te występują pod osadami badenu dolnego wykształconego jako seria łupków marglistych i piaskowców. Przez wiele lat stosowana była zasada dwudzielności miocenu. Zgodnie z powyższym wyróżniono warstwy dębowieckie i serie nadzlepieńcowe — warstwy skawińskie (Krach, Kuciński, Łuczowska, 1970). Kuciński i Mitura (1952) w rejonie Skoczowa wyróżnili warstwy dębowieckie dolne złożone z piaskowców i zlepieńców, natomiast kompleks nadległy w postaci ciemnoszarych ilów marglistych z wkładkami mułowców oraz tufitów określili jako warstwy dębowieckie

górne. W późniejszych opracowaniach różnorodne osady występujące poniżej warstw skawińskich określano warstwami dębowieckimi. Najszerzej badania nad zlepieńcami dębowieckim prowadził Doktor (1993, 1994).

Konior i Krach (1965) wyróżnili w otworze Bielsko 4 osady starsze podścielające serię dębowiecką, wykształcone jako seria łupkowo-mułowcowa oraz seria piaskowców i ilułowców górnego helwetu. Zostały one później określone jako warstwy z Bielska (Ney i in., 1974). W rejonie Andrychowa Krach i Nowak (1956) stwierdzili w odsłonięciach powierzchniowych osady starszego miocenu złożone z serii ilastych i żwirów.

Stratotyp warstw skawińskich opisał Alexandrowicz (1974). Kuciński, Nowak i Szotowa (1975) w otworze Kęty 2 wyróżnili warstwy dębowieckie wśród formacji skawińskiej, w otworze Bielsko 4 zaś poniżej formacji skawińskiej formacje: komorowicką, z Bielska i hałcnowską (tab. 1). Formację z Suchej, formację stryszawską oraz występujące w jej dolnej części ogniwo zlepieńców ze Stachorówki opisał w profilu wiercenia Sucha IG 1 Ślącza (1976). Konior (1981) przedstawił inny podział utworów miocenijskich omawianego obszaru. Zaczynając od góry profilu są to serie: łupkowo-mułowcowa, dębowiecka, szara, brunatno-czerwona (tab. 1). Nowak (1985) przygotowując schemat stratygraficzny miocenu w Polsce, wyróżnił poniżej formacji skawińskiej następujące jednostki litostratygraficzne w randze formacji: dębowiecką, komorowicką, stryszawską, suską, białą, hałcnowską i bielską. Z rejonu Cieszyna i Zebrzydowice Buła i Jura (1983) opisali formację zebrzydowicką, formację dębowiecką z ogniwo zamarckim w spągu oraz formację skawińską. Moryc (1989) wyróżnił formację z Zawoi i formację z Jachówki oraz podjął próbę ujednoczenia podziału litostratygraficznego utworów miocenu zapadliska.

Wymienione jednostki litostratygraficzne nie zawsze dają się ze sobą korelować. Dotyczy to wszystkich wydzieleni występujących poniżej formacji skawińskiej. Na podstawie przeprowadzonych badań oraz danych zawartych w publikacjach i dokumentacjach geologicznych autorzy niniejszej pracy przedstawili próbę ich korelacji i ujednoczenia nazw.

Występują tu charakterystyczne zespoły skalne o określonym następstwie. Dla wszystkich wyróżnianych podstawowych jednostek litostratygraficznych zostały już zdefiniowane nazwy. Jednak do tej pory większość z nich nie posiada ściśle zdefiniowanych granic. Niektóre nazwy jednostek litostratygraficznych określają często te same utwory, chociaż przypisuje się im różne znaczenie lub też dla tych samych utworów stosowane są różne nazwy.

### Formacja z Zawoi — zawojska (Moryc, 1989)

Najstarszą z wydzielanych formacji jest opisana z otworu Zawoja 1 przez Moryca (1989) formacja z Zawoi, była opisywana również przez Połtowicza (1995) i Laskowicz (w druku). Spąg formacji leży bezpośrednio na zerodowanych skałach podłoża podtrzeciorzędowego. Strop stanowi kon-

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



takt erozyjny z wyżejległą formacją suską, w której w odróżnieniu od formacji z Zawoi w materiale okrucowym licznie pojawiają się fragmenty skał fliszu karpackiego. W przebiegu górnej granicy tej formacji istnieją różnice między opisem Moryca (1989) a Połtowicza (1995). U Moryca (1989) formacja z Zawoi występuje w przedziale głębokościowym 4666,0–4825,5 m, natomiast Połtowicz (1995) przyjmuje, że występuje ona od głębokości 4465,0 m. Górną przedział głębokościowy tej formacji przyjęliśmy za Morycem (1989).

Formacja ta jest trójdzielna. W spągu i stropie składa się ze zlepieńców rozdzielonych serią żwirowców ilastych (Laskowicz, w druku). Część najniższą stanowi ok. 10 metrowa warstwa zlepieńców barwy szarozielonkawej lub czarnej. Powyżej występuje żwirowiec ilasty miąższowości 120 m. W ilastym ciemnoszarym, czasem czerwonym tle ilasto-mułowcowo-piaszczystym tkwią pojedyncze otoczaki frakcji od drobno- do średniokalibrowego żwiru. Wśród otoczków dominuje kwarc, kwarcyty, piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste zlepieńce kwarcowe, silnie zdiagenezowane klasty ilaste barwy czerwonej, zielonkawej i czarnej, laminowane metamułowce, marmury oraz skały wylewne i magmowe. Otoczaki są słabo i średnio obtoczone i nie wysortowane (Laskowicz, w druku). Żwirowiec przeławicają kilkadziesiątcentymetrowe ławice szarych, drobnoziarnistych piaskowców. W środkowej części żwirowca ilastego pojawia się ok. dwudziestometrowa wkładka zlepieńca, wykształconego podobnie jak zlepieńce w stropowej części formacji. Ponad żwirowcem ilastym spoczywa 10 metrowej miąższowości pakiet zielonych i szarozielonych iłowców bezwapniowych. Najwyższą część formacji stanowią zlepieńce miąższowości do 25 m o ubogim spoiwie ilasto-piaszczystym. Występują wśród nich dobrze obtoczone otoczaki o średnicy do 5–8 cm, głównie piaskowców, wapieni i dolomitów oraz zbitych iłowców, ponadto skały krystaliczne i kwarcy.

Dotychczasowe badania mikropaleontologiczne utwo-

rów formacji z Zawoi nie ujawniły obecności fauny czy flory autochtonicznej mogącej pozwolić na określenie wieku tych utworów (Moryc, 1989). Z otworu Zawoja 1 uzyskano fragment rdzenia z głęb. 4668,0–4677,0 reprezentujący formację z Zawoi. Badania mikropaleontologiczne otrzymanego fragmentu rdzenia nie dały pozytywnych rezultatów. Możemy jedynie stwierdzić, iż jest to najstarszy osad leżący w spągu datowanych utworów miocenijskich i na obecnym etapie nie można wykluczyć, że mogą to być osady starsze od miocenu. Oznaczenie w tym otworze przez Kijakową (zob. Moryc, 1989) pojedynczego egzemplarza otwornicy kredowej *Haplophragmoides cf. gigas minor* Naus budzi wątpliwości. Gdyby w tym czasie flisz był erodowany to występowałyby również inne otwornice. Z górnej części tej formacji według Połtowicza (1995) ma pochodzić zespół mikrofauny fliszowej na wtórnym złożu. Wiąże się to jednak z innym zasięgiem omawianej formacji przyjętym w jego pracy: przy czym nie podaje on jakichkolwiek nazw zespołów otwornicowych.

### Formacja zebrzydowicka

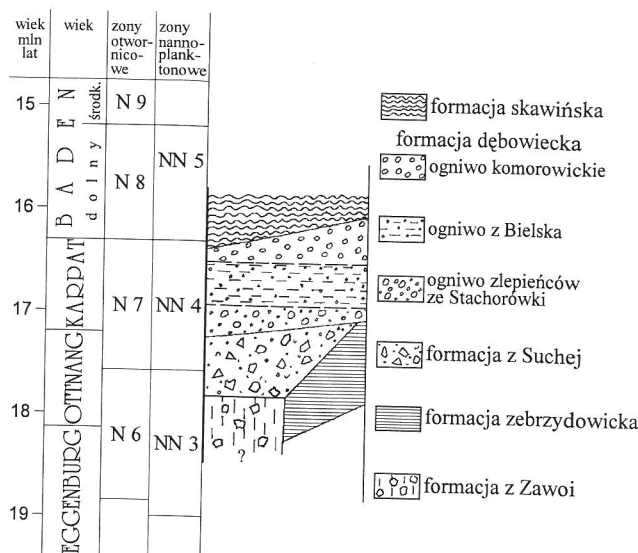
Formacja ta została wyróżniona przez Bułę i Jurę (1983) w rejonie Cieszyn–Zebrzydowice. Tworzą ją słabo wapieniste iłowce o wyraźnej równoległej laminacji, barwy zielonoszarej i ciemnoszarej. W stropie występują również barwy pstre. Dolna granica jest ostra na kontakcie z regolitem i paleozoicznymi utworami masywu górnośląskiego. Górna granica z utworami ogniwa zamarskiego lub serią piaskowcowo-zlepieńcową jest również ostra. Formacja ta jest stwierdzana w centralnych częściach paleoobniżenia ukształtowanego w stropie karbonu. Została nawiercona otworami Cieszyn IG 1, Zebrzydowice 13 (stratotypowy) i 14.

W próbkach z otworów Zebrzydowice 13 (z głębokości 1139–1266 m — 18 próbek) i Cieszyn IG 1 (z głębokości

1131–1245 m — 54 próbki) stwierdzono stosunkowo liczne i urozmaicone zespoły otwornic. Ich stan zachowania był bardzo dobry, a charakterystyczną cechą są bardzo małe rozmiary skorupki. Stosunek bentosu do planktonu wykazywał typową dla otwartego morza przewagę ilościową gatunków planktonicznych.

W badanych profilach formacji zebrzydowickiej stwierdzono pewien porządek w pojawianiu się i zanikaniu określonych gatunków otwornic. Sugeruje to, że występujące zjawiska nie mają charakteru przypadkowego i można je uznać za pewne prawidłowości biochronologiczne. Pozwala to na sprecyzowanie wieku badanej fauny oraz na skorelowanie jej ze standardowymi schematami biostratygraficznymi (Blow, 1969; Bolli, 1957; Steininger i in., 1976).

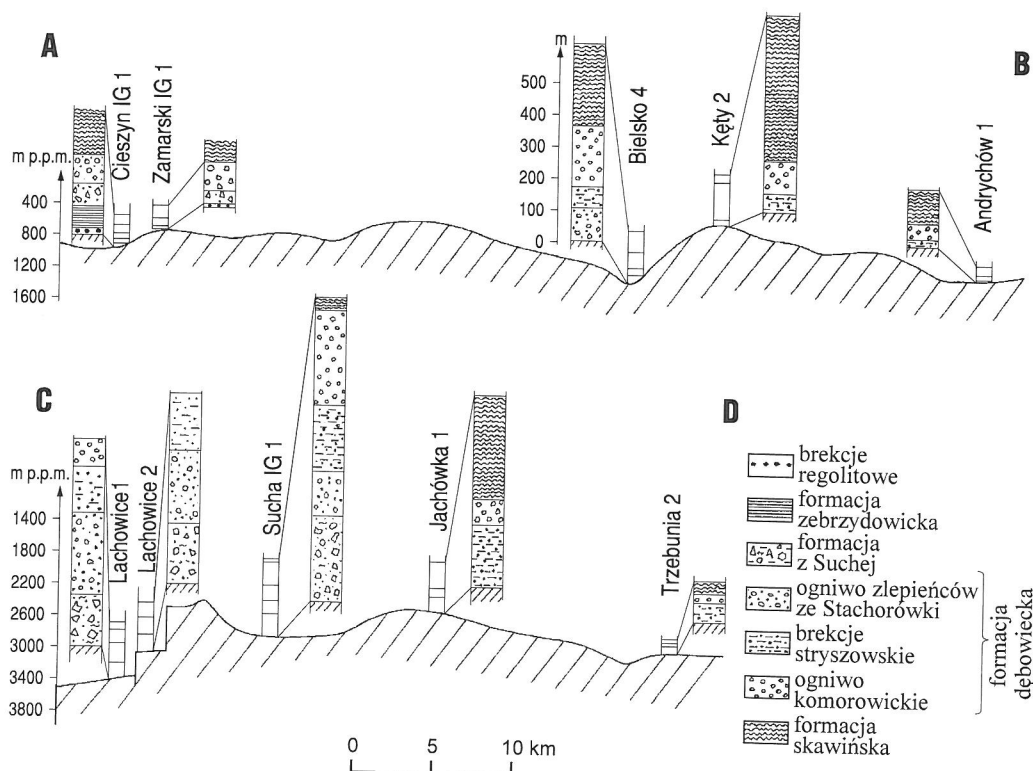
Od najniższej części badanych profili występują: *Globorotalia peripheroronda* i *Globoconella incognita*, rozpoczynające swe występowanie w dolnym miocenie. Nieco wyżej pojawia się gatunek *Globorotalia praescitula*, którego dolna granica zasięgu znajduje się w poziomie N 5 Blowa (1969). Jeszcze wyżej pojawia się gatunek *Globoconella miozea*, co wskazywałoby już na co najmniej wyższą część poziomu N 5, przy czym Keller (1981) podaje, że grupa *Globorotalia praescitula-Globoconella miozea* wykazuje pełen rozwój w poziomach N 6–N 7 Blowa (najwyższy eggenburg). Stwierdzenie form zbliżonych do *Globorotalia archaeomenardii* w najwyższej części profilu Cieszyn IG 1 sygnalizuje początek pojawiania się form posiadających kil, które pełnię rozwoju osiągają w środkowym miocenie. *Catapsydrax dissimilis* występuje pojedynczo i zanika w wyższej części profilu otworu Cieszyn IG 1 przed pojawieniem się *Globorotalia ex gr. archaeomenardii*. Uważa się (Blow, 1969; Bolli, 1957; Keller, 1980), że górna granica występowania *C. dissimilis* nie przekracza poziomu N 7. Natomiast współwystępowanie gatunków *Globigerinita praestainfort-*



Ryc. 3. Schemat litostratygraficzny utworów miocenijskich w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego

*hi* i *Catapsydrax stainforthi* zachodzi w obrębie poziomów N 5 i N 6 Bolliego (1957). Na obszarze centralnej Paratetydy wyznaczona pozycja stratygraficzna badanych zespołów odpowiada górnej części piętra eggenburg oraz ottangowi (Steininger i in., 1976).

Większość gatunków nannoplanktonu wapiennego stwierdzonego w utworach tej formacji obejmuje interwał NN 2–NN 4 (Martini, 1971). Obecność gatunku *Discoaster aulakos* (NN 3–NN 7) już w partiach spągowych formacji, w otworze stratotypowym, wskazuje na młodszy niż NN 2 wiek większości utworów. Możliwe więc, że formacja ze-



Ryc. 2. Schematyczne przekroje geologiczne przez zapadlisko przedkarpackie oraz profile utworów miocenu z wybranych wierceń

Tab.1. Zestawienie wydziałów litostratygraficznych neogenu zachodniej części zapadliska przedkarpackiego (wg różnych autorów)

| wiek mln lat | wiek | zony otwornicowe | zony nanno-planktonowe | Łódzki (1950)     | Kracz, Kuciński & Łuczowska (1970) | Kuciński Nowak & Szotowa (1975) | Ślącza (1977)     | Konior (1981)        | Moryc (1989)  | Buła & Jura (1983) | w niniejszej pracy |
|--------------|------|------------------|------------------------|-------------------|------------------------------------|---------------------------------|-------------------|----------------------|---------------|--------------------|--------------------|
| 15           | N 9  |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    |                    |
| 16           | N 8  |                  | NN 5                   |                   | w. skawińskie                      | f. skawińska                    | f. skawińska      | s. łupkowo-mułowcowa | f. skawińska  | f. skawińska       | f. skawińska       |
| 17           | N 7  |                  | NN 4                   | w. naddębowieckie |                                    | f. d.                           | zł. dębowieckie   | s. dębowiecka        | f. dębowiecka | f. dębowiecka      | f. skawińska       |
| 18           | N 6  |                  | NN 3                   |                   |                                    | f. k.                           | f. stryszawska    |                      | f. z Jachówki | og. zamarskie      | og.k.              |
| 19           | N 5  |                  | NN 2                   | w. dębowieckie    |                                    | form. z Bielska                 | og. zł. ze Stach. | s. szara             | og. z Bielska | f. zebrzydowicka   | og. z Bielska      |
| 20           |      |                  |                        |                   |                                    | form. hałcnowska                | f. suska          |                      | f. z Zawoi    |                    | og. ze Stachorówki |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    | f. z Suchej        |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    | f. z Zawoi         |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    | f.z.               |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    | ?                  |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   | s. brunatnoczerwona  |               |                    |                    |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    |                    |
|              |      |                  |                        |                   |                                    |                                 |                   |                      |               |                    |                    |

f.d. - formacja dębowiecka  
f.k. - formacja komorowicka  
og.k. - ogniwo komorowickie  
f.sk. - formacja skawińska  
f.z. - formacja zebrzydowicka  
f.s. - formacja stryszawska

brzydowicka reprezentuje interwał wyższy eggenburg — najniższy karpat.

### Formacja z Suchej

Nazwa wprowadzona została przez Ślączkę (1977) dla utworów miocenu zajmujących najniższą pozycję w otworze Sucha IG 1 (2901–3168 m). Wydzielona została również przez Moryca (1989) w otworach Zawoja 1 (4407–4666 m), Lachowice 1 (3740–3952 m), Lachowice 2 (3403–3597 m). Opisywana była również przez Połtowicza (1995) i Laskowicz (w druku). Spąg formacji leży na formacji z Zawoi lub bezpośrednio na utworach podłoża, zaś strop przykryty jest ogniwem zlepionych ze Stachorówki. Według Ślączi (1977) formacja ta ma charakter kontynentalno-brakiczny. W obrębie formacji z Suchej można wyróżnić trzy kompleksy: generalnie, w dolnej części występują osady ilasto-mułowcowe; w części środkowej pojawia się pakiet materiału gruboziarnistego, po czym ponownie występuje kompleks iłowcowo-mułowcowy.

Jedynie w otworze Sucha IG 1 ze spągu formacji z Suchej opisywana jest brunatnoczerwona seria drobno- i bardzo gruboziarnistych piaskowców o miąższości ok. 20 m o spoiwie marglistym z litoklastami (kwarcytów, rogoców, iłowców) oraz mułowce lub czarne i ciemnoszare łupki i iłowce sporadycznie przeławione piaskowcami i zlepionkami (Ślącza, 1977; Laskowicz, w druku).

Powyżej obserwuje się kompleks o miąższości ok. 200 m, który cechuje występowanie luźno rozmieszczonych, nieobtoczonych lub słabo obtoczonych fragmentów skał (kalcytuty, wapienie organodetrytyczne, kalkarenity, wapienie krystaliczne, wapienie margliste, margle, mułowce margliste, piaskowce kwarcytowe, kwarcyty oraz w mniejszych ilościach gnejsy i marmury) w obrębie dużej ilości tła ilasto-mułowcowo-piaszczystego. Ta część profilu formacji jest określana jako olistostroma fliszowa (Ślącza, 1976) lub olistolit fliszowy (Moryc, 1989). W najwyższej części kom-

pleksu występują iłowce oraz ciemnoszare i pstre łupki bezwapniste, zlustrowane, miejscami z wkładkami stalowoszarych piaskowców. Skład petrograficzny wskazuje na dwa źródła materiału tych osadów: flisz karpacki (co potwierdza bogaty zespół dolnokredowej mikrofauny) oraz podłoże platformowe.

Wiek formacji suskiej określono na karpat, być może otnang (Ślącza, 1977; Strzępka 1981). Zespoły małych otwornic stwierdzone w utworach formacji suskiej, w otworze stratotypowym, są ubogie, ale podobne do zespołów znanych z wyższej części warstw krośnieńskich Karpat zewnętrznych.

Badaniom mikropaleontologicznym (otwornicowym i kokolitowym) poddano ponownie odcinek rdzenia z głębokości 2956,0–3145,0 m. Wykonane badania uzupełniły charakterystykę mikropaleontologiczną przedstawioną uprzednio przez Strzępkę (1981). Cechą charakterystyczną zespołów otwornic był wyraźny udział form wieku kredowego i paleogeńskiego (paleocen–eocen dolny) redeponowanych z utworów fliszowych. Zespoły uznane za najmłodsze, prawdopodobnie autochtoniczne, składają się głównie z form planktonicznych, wśród których stwierdzono m.in. następujące gatunki: *Cassigerinella chipolensis*, *Tenuitella brevispira*, *Tenuitella inaequiconica*, *Tenuitellinata angustiumbilitata*, *Tenuitellinata pseudoedita*, *Tenuitella denseconnexa*, *Globigerina praebuloides*, oraz pojedyncze okazy *Globorotalia cf. tetracamerata* i *Subbotina scalena*. Z gatunków bentonicznych najczęściej występuje *Cibicides borislavensis*.

Nannoplankton wapienny formacji z Suchej jest niezwykle ubogi. Stwierdzony został tylko w trzech, z 11 przebadanych próbek. Na głęb. 2997,0 m stwierdzono obecność *Discoaster druggii* i *Helicosphaera ampliaperta*. Gatunki nannoplanktonu wapiennego wskazują dla formacji z Suchej wiek nie starszy od poziomu NN 2 (eggenburg).

W rejonie Cieszyna Buła i Jura (1983) wyróżnili w spągu formacji dębowieckiej ogniwo zamarskie, które stanowi

splywy grawitacyjne w postaci czarnych i pstrych oraz szarych ilowców z okruskami różnych skał fliszowych. Litologicznie utwory te wykształcane są podobnie jak opisywana formacja suska, do której proponujemy je włączyć. Utwory tego ogniwa występują w otworze Zamarski IG 1 (stratotypowy), Cieszyn IG 1, Bielowicko IG 1, Rudzica IG 1.

W otworze Zamarski IG 1 fauna miocenska występuje między dwoma epizodami intensywnego napływu form fliszowych. W dolnej części profilu redeponowana była fauna z warstw menilitowych, pstrego paleogenu i margli frydeckich, natomiast w górnej części głównie margli frydeckich i kredy dolnej.

Do najmłodszych i charakterystycznych gatunków otworu Zamarski IG 1 należą: *Globorotalia praescitula* i *Globoquadrina larmei* sugerujące, że sedimentacja odbywała się co najmniej w poziomie N 5 (górny eggenburg). Obecna *Paragloborotalia kugleri* typowa dla poziomu N 4 jest już prawdopodobnie redeponowana, podobnie jak i *Globorotalia peripheroronda*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina bolli*.

W otworze Cieszyn IG 1 stwierdzono w obrębie tego ogniwa znaczną ilość materiału redeponowanego z utworów dolnej kredy. Występuje tu również bardziej urozmaicony skład fauny miocenskiej z licznym udziałem planktonicznych i bentonicznych gatunków płytkowodnych: *Elphidium*, *Bolivina*, *Ammonia*, *Globogermoides*, *Catapsydrax*, *Globigerinita*. Obecność najmłodszych form, tj.: *Globocornella miozea* i *Globoquadrina larmei* sugeruje poziom N 6 lub N 7.

Nannoplankton wapienny stwierdzony w niższej części ogniwa zamarskiego, w otworze stratotypowym (głęb. 1178,2–1181,5 m), wskazuje na poziom kokolitowy NN 4 (górny otnang–karpat). Świadczy o tym występowanie gatunku *Sphenolithus heteromorphus*. Obecność *Discoaster variabilis*, na głębokości 1165,0–1168,0 m, wskazuje już na górną część karpatu. Można więc przyjąć, na podstawie uzyskanych danych, że ogniwo zamarskie reprezentuje górny otnang — karpat.

Górna granica formacji z Suchej jest najprawdopodobniej diachroniczna. Najmłodszymi osadami tej formacji może być ogniwo zamarskie. Jej cechą charakterystyczną i wyróżniającą są olistolity fliszowe.

### Formacja dębowiecka

Powyżej formacji z Suchej a poniżej skawińskiej wyróżnianych jest szereg jednostek o zbliżonym opisie litologicznym nazwanych od wykonanych otworów. W większości zawierają one serie zlepieńcowe lub osady zawarte między nimi.

W nawiązaniu do tradycyjnej nazwy zaproponowanej przez Totwińskiego (1950) — warstwy dębowieckie (później określane jako zlepieniec spągowy miocenu lub seria dębowiecka) proponujemy, aby cały zespół warstw nazwać formacją dębowiecką. Formacja ta zawiera zlepieńce i piaskowce leżące na utworach formacji suskiej zawierających olistolity fliszowe lub na starszych utworach masywu górnośląskiego, a pod warstwami skawińskimi. Byłby to kompleks osadów, którego granica dolna i górna są najprawdopodobniej diachroniczne. Formacja ta do tej pory nie została jednoznacznie zdefiniowana, mimo powszechnego jej używania i możliwości korelowania na znacznym obszarze (ryc. 2). Po raz pierwszy rangę formacji warstwom dębowieckim nadali Kuciński i Nowak (1975), przy czym, w rejonie Kęt przyjęli, że rozdziela ona formację skawińską.

Dla rejonu Cieszyna próbę zdefiniowania formacji dębowieckiej przedstawili Buła i Jura (1983).

W obrębie formacji dębowieckiej proponujemy trzy ogniwa: ogniwo zlepieńców ze Stachorówki, ogniwo bielskie (ogniwo stryszawskie, ogniwo z Jachówki) oraz ogniwo komorowickie odpowiadające w dawnych ujęciach zlepieńcom dębowieckim (ryc. 2 i 3, tab. 1). Cechą wszystkich występujących tu zlepieńców jest udział materiału pochodzącego z północnego obrzeżenia zapadliska, głównie utworów karbońskich i dewońskich. Osady te reprezentują stożki, przy czym najstarsze występują w południowej części i ku północy mogą być coraz młodsze. Po osadzeniu się najmłodszych ogniw zlepieńców dębowieckich następuje przebudowa basenu i sedimentacja drobnoziarnistej molasy.

### Ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

Zostało wyróżnione przez Ślączkę w otworze Sucha IG 1 (2761–2901 m). Ponadto ogniwo wyróżniono (Moryc, 1989) w otworach Zawoja 1, Lachowice 1 i Lachowice 2. W wierceniu Sucha IG 1 znajduje się ono w ciągłości sedimentacyjnej z kompleksem niżej leżącym. Są to zlepieńce zbudowane z materiału na ogół dobrze i średnio obtoczonego, bardzo zróżnicowanej wielkości (dochodzącej do 10 cm). Drobniejszą frakcję zlepieńców cechuje duża ilość matriks ilasto-mułowcowo-piaszczystego, w którym otoczek są luźno rozmieszczone. Zlepieńce zbudowane są głównie z materiału erodowanego podłoża paleozoicznego-proterozoicznego z domieszką skał karpaccich.

W ogniwie zlepieńców ze Stachorówki występuje tylko redeponowana, bogata mikrofauna górnokredowo — paleogeńska, (Strzępka, 1981; Kijakowa zob. Moryc, 1989). Pełny stratotyp tej jednostki znajduje się w profilu wiercenia Sucha IG 1.

### Ogniwo z Bielska (bielskie, stryszawskie, z Jachówki)

Ogniwo z Bielska (Moryc, 1989) to odpowiednik warstw z Bielska wprowadzonych przez Neya i in. (1974) dla utworów rozpoznanych w otworze Bielsko 4 (Konior & Krach, 1964). W otworze Sucha IG 1 została wyróżniona formacja stryszawska o charakterze bracko-morskim (Ślącza, 1977). Wykonane zestawienia oraz przekroje geologiczne pokazują, że utwory ogniwa z Bielska odpowiadają utworom między seriami zlepieńców występującym w otworze Sucha IG 1, gdzie profil tych osadów może być uznany za stratotypowy. W niniejszym opracowaniu proponujemy użycie nazwy ogniwo z Bielska jako historycznie starszą. Byłby to odpowiednik formacji stryszawskiej Ślączi (1977) pomniejszonej o występujące w dolnej części zlepieńce ze Stachorówki. W otworze Sucha IG 1 osady te stanowią wyższą część formacji stryszawskiej.

Na ogniwo to składają się ilowce, łupki wapienne i mułowce szare z oliwkowym odcieniem i oliwkowo-brunatne, przeławiczone piaskowcami gruboziarnistymi lub drobnoziarnistymi zlepieńcami. Skład litologiczny materiału detrytycznego jest taki sam jak w niżejleżących zlepieńcach ze Stachorówki, co wskazuje na ten sam obszar źródłowy. Materiał wykazuje na ogół dobre obtoczenie (Laskowicz, w druku). W wierceniu Bielsko 4 utwory tego ogniwa występują na podłożu paleozoicznym. Utwory te stwierdzono również w otworach Lachowice 1 (3320–3487 m), Lachowice 2 (2952–3174 m) i Zawoja 1 (3993–4223 m).

W otworze Sucha IG 1 stwierdzono redeponowaną mikrofaunę fliszową oraz mikrofaunę wskazującą na otnang

(Strzępka, 1981). W otworze Bielsko 4 wiek tej części profilu na podstawie małża *Fissurella costocillatissima* Saccro, określono na helwet/karpat (Konior & Krach, 1964).

Ostatnie badania otwornic ogniwa z Bielska (stryszawskiego) w otworze Sucha IG 1 ujawniły obecność *Globorotalia dehiscens*, *Paragloborotalia siakensis*, *Globoconella ex gr. zealandica*, *Globorotalia peripheroronda*, *Paragloborotalia continuosa*. Towarzyszące formy bentoniczne to: *Cibicides borislavensis*, także: *Caucasina oligocaenica*, *Baggina altiuscula*, *Globocassidulina globosa*, *Melonis affinis*. Obecność gatunku *Globorotalia peripheroronda* wskazuje, że utwory nie są starsze od N 5 (eggenburg).

Wiek badanych utworów precyzuje jednak nannoplankton wapienny. Już w spągu tego ogniwa w otworze Sucha IG 1 (próbka 59 041, głębokość 2739,2–2730,2 m) stwierdzono gatunki: *Sphenolithus heteromorphus* i *Discoaster variabilis*, wskazujące na najwyższą część poziomu kokolitowego NN4 (górny otnang — górny karpat). Na wyższą część poziomu NN 4 dla utworów ogniwa z Bielska (formacja stryszawska Ślącza, 1977) w otworze Sucha IG 1 wskazuje również obecność gatunku *Calcidiscus leptoporus*. Można więc przyjąć, że ogniwo z Bielska w otworze Sucha IG 1 reprezentuje karpat, a nawet jego wyższą część.

Formacja z Jachówki wydzielona została przez Moryca (1989) w otworze Jachówka 1 na głębokości 2700–2880 m. Obejmuje ona szare utwory ilasto-mułowcowe z wkładkami jaśniejszych piaskowców i zlepieńców, w stropie których znajdują się zlepieńce dębowieckie. Iłowce są barwy ciemnoszarej i brązowej, wykazują laminację ciemniejszego materiałem, sporadycznie przewarstwione są dobrze obtoczonymi zlepieńcami i piaskowcami barwy jasnoszarej.

Wiek tej formacji odpowiadać ma niższej części poziomu orbulinowego i zonie preorbulinowej (Waśniowska i in. zob. Moryc, 1989). Z wykonanych przekrojów (ryc. 2) jak i opisu litologicznego formację z Jachówki można prosto korelować z ogniwem z Bielska formacji dębowieckiej.

### Ogniwo komorowickie (zlepieńce dębowieckie)

Ogniwo komorowickie zostało wprowadzone przez Kucińskiego i Nowaka (1975) dla określenia serii zlepieńców dębowieckich opisanych w otworze Bielsko 4 przez Koniora i Kracha (1965). Do ogniwa tego będzie należała znaczna część utworów opisywanych przez Tołwińskiego (1950) pod nazwą warstw dębowieckich. Ogniwo to leży na mułowcowo-piaskowcowych utworach ogniwa z Bielska i przykryte jest przez ilasto-mułowcowe utwory formacji skawińskiej. Granicę między warstwami dębowieckimi a formacją skawińską określili Buła i Jura (1983). Za stratotyp tego ogniwa można uznać profil opisany w otworze Bielsko-4 (Konior & Krach, 1965). Ogniwo to składa się z ławic zlepieńców oraz utworów pelitycznych rozdzielonych grubo- i średnioziarnistymi piaskowcami.

Z rejonu Cieszyna z ogniwa tego uzyskano otwornice występujące w materiale spajającym okruchy skalne. Zespoły były bardzo ubogie zarówno w gatunki jak i osobniki. Zespół charakterystyczny tworzyły: *Tenuitellinata pseudoe-dita*, *Tenuitella inaequiconica*, *Globigerina otnangensis*, *Globigerina juvenilis*, *Catapsydrax unicavus*, *Caucasina schinskinyae*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides borislavensis*, *Brizalina dilatata*, *Reusella laevigata*, *Nonion boueanus*, *Hetrolepa praecincta*, *Cassidulina laevigata*.

W próbkach pojawia się również *Globierinoides trilobus*, *Paragloborotalia continuosa*, *Globorotalia bykovae*, *Globigerina otnangensis*. Najpóźniej w profilu pojawiają się

gatunki *P. continuosa* i *G. bykovae*. *Paragloborotalia continuosa* pojawia się w Tetydzie (Blow, 1969) dopiero w poziomie N 6, co może być wskazówką, że w tym przypadku mamy do czynienia albo z poziomem N 6 lub już N 7. Obecność w stropowych partiach ogniwa gatunku *Globorotalia bykovae* wskazuje, że badane ogniwo sięga co najmniej karpatu (N7).

W zespole nannoplanktonu wapiennego stwierdzono występowanie *Sphenolithus heteromorphus* i *Reticulofenestra pseudumbilica*. Gatunki te wskazują, że badane utwory wiązane z ogniwem komorowickim (dębowieckim) znajdują się co najmniej w obrębie poziomu kokolitowego NN 4 (karpat).

### Formacja skawińska

Formację skawińską szeroko scharakteryzował i podał jej stratotyp Alexandrowicz (1974). Opisana została także przez Bułę i Jurę (1983) i in. Zajmuje ona największe obszary w zachodniej części zapadliska przedkarpacciego. W rejonie Cieszyn–Zebrzydowice badano najniższą część formacji skawińskiej wykształconą litologicznie jako zielonkawce ilowce. Cechą charakterystyczną zespołów otwornic jest występowanie gatunków: *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina sicana* i *Globorotalia bykovae* wskazujących, że mamy tu do czynienia z najwyższą częścią karpatu. Prawdopodobnie spąg formacji skawińskiej w rejonie Cieszyna jest tego wieku.

Zespół nannoplanktonu wapiennego złożony jest z gatunków: *Helicosphaera californiana*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus*. Obecność takiego zespołu przy równoczesnym braku *Helicosphaera ampliaperta* (która wygasa z końcem NN 4) wskazuje na poziom NN 5 (baden). W spągu tej formacji zaobserwowano obecność *Helicosphaera scissura* i *Sphenolithus heteromorphus*, które sugerują, że mamy do czynienia z utworami nie starszymi niż NN 4 (karpat).

W spągu utworów formacji skawińskiej w otworze Sucha IG 1 występowały m. in. gatunki otwornic: *Praeorbulina sicana*, *Praeorbulina transitoria*, *Dentoglobigerina altispira* i *Dentoglobigerina baromoenensis*. Wiek tego zespołu mieści się w interwale: najwyższy karpat–moraw. W wyższej części tej formacji występował zespół z *Globorotalia bykovae*, *Praeorbulina glomerata* i *Candorbulina suturalis*, co pozwoliło zaliczyć te osady do badenu dolnego (morawu). Wniosek oparty na otwornicach potwierdzają gatunki nannoplanktonu wapiennego. W tej samej próbie stwierdzono obecność *Discoaster variabilis*, *Calcidiscus leptoporus* (formy te pojawiają się w wyższej części zony kokolitowej NN 4) i *Helicosphaera californiana*, która (na podstawie danych z literatury) pojawia się w zonie NN 5 (baden). Można zatem wysnuć wniosek, iż spąg tej formacji jest diachroniczny. W części południowej sięga on karpatu, gdy w północnej może być wieku badeńskiego. Wymagało to będzie dalszych szczegółowych prac nad tym problemem.

### Podsumowanie

Podsumowując przedstawioną analizę utworów neogenicznych z zachodniej części zapadliska przedkarpacciego występujących pod nasunięciem Karpat fliszowych można stwierdzić, że dotychczasowe wydzielenia litostratygraficzne w kilku przypadkach opierały się bardziej na wynikach badań biostratygraficznych jednej grupy organizmów niż na badaniach litologicznych (Kuciński & Nowak, 1975; Moryc, 1989; Połtowicz, 1995). Zasięgi wiekowe poszczegól-

nych grup organizmów nie wyznaczają jednoznacznie granic. Wydzielana ilość formacji jest zbyt duża, a wielokrotnie te same ogniwa lub formacje nazywane są różnymi nazwami. Biorąc pod uwagę podobne wykształcenie niektórych formacji o zbliżonym zasięgu wiekowym, postulat uporządkowania nazewnictwa litostratygraficznego jest uzasadniony. Możliwa jest korelacja dotychczas stosowanych podziałów. Z kilkunastu wyróżnianych dotychczas formacji proponujemy pozostawić formacje: z Zawoi, zebrzydowicką, suską, dębowiecką i skawińską. Każdą z nich wyróżnia specyficzny zespół cech (ryc. 3). Podział na ogniwa jest możliwy tylko wówczas, gdy znany jest pełny rozwój formacji.

Najbardziej na południu występuje formacja z Zawoi (zawojka) i jest to najniższe ogniwo litostratygraficzne o wieku nieustalonym. W obrębie paleoobniżenia, o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, w najniższej części osadów neogeńskich występuje formacja zebrzydowicka złożona z zielonoszarych ilowców, z charakterystyczną poziomą laminacją (Buła & Jura, 1983). Dla formacji suskiej charakterystyczną cechą jest występowanie olistolitów i olistostrom z materiałem fliszowym i podłoża. Formacja zebrzydowicka (Buła & Jura, 1983) i formacja suska są wieku eggenburg-ottnang, przy czym strop formacji zebrzydowieckiej może przechodzić do najniższego karpatu.

Wyżej leżąca formacja zlepieńców dębowieckich charakteryzuje się występowaniem serii zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych. W dolnej i górnej części występują serie o znacznym udziale zlepieńców rozdzielone odcinkiem zbudowanym z serii o rozwoju piaskowcowo-mułowcowym. Jej wiek określono na wyższy ottnang i karpat. Miąższość tej formacji największe wartości osiąga w południowej części omawianego obszaru, zaś ku północy i wschodowi wyraźnie maleje (ryc. 3). W południowej części (większe miąższości) można wyróżnić trzy ogniwa. Ogniwo najniższe — ze Stachorówki, ku północy najprawdopodobniej wyklinowuje się. W części północnej obserwuje się dwa ogniwa, a w najbardziej zewnętrznej części występuje tylko seria zlepieńców i piaskowców. W tym ujęciu, formacji tej odpowiadałyby dotychczas wyróżniane formacje: stryszawska (Ślaczka, 1977), bielska (Kuciński i in., 1975), z Jachówki (Moryc, 1989), komorowicka (Kuciński & Nowak, 1975) i dębowiecka podścielająca warstwy skawińskie (Kuciński i in., 1975; Buła & Jura, 1983). Obserwuje się tu normalne następstwo warstw i stopniowe przejście do młodszej formacji skawińskiej zbudowanej z utworów ilasto-mułowcowych.

Bogatsza fauna pojawia się dopiero pod koniec dolnego miocenu, kiedy to prawdopodobnie lepsze warunki bytowania pozwoliły na rozwój fauny i flory, a spokojniejsza sedimentacja na zachowanie ich w osadzie. Z większości badanych wydzieleń litostratygraficznych udało się uzyskać zarówno otwornice jak i nannoplankton wapienny. Pozwoliło to na uściślenie wieku tych wydzieleń i podjęcie próby korelacji. Nadmienić jednak należy, że w kilku przypadkach (formacja z Zawoi, formacja dębowiecka — ogniwo komorowickie) nie uzyskano pozytywnych wyników paleontologicznych.

Przeprowadzone badania wskazały na wyjątkową rolę nannoplanktonu wapiennego w rozwiązywaniu zagadnień stratygraficznych Karpat fliszowych i Przedgórze. Interesującym zagadnieniem jest także stosunek utworów dolnej molasy (eger?–karpat) do, jak wynika z badań nannoplanktonu wapiennego (Koszarski i in., 1995; Ślęzak i in., 1995) równowiekowych utworów Karpat fliszowych (seria menilitowo-krośnieńska).

Nowak (1982) wyrażał się krytycznie o możliwości istnienia dwu równowiekowych (dolnomiocenickich) cykli osadowych fliszowego i molasowego (na platformie). Autor ten jednakże dopuszczał występowanie głównej fazy fałdowania Karpat w późnym burdygale (karpat ?).

## Literatura

- ALEXANDROWICZ S. 1974 — Spr. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie, 17: 194–195.
- BLOW W. 1969 — [In:] P. Brönnimann, H. Renz (ed.), Proceedings of the First Int. Conf. on Planktonic Microfossils, Geneva: 199–422.
- BOLLI H. 1957 — Nat. Mus. Bull., 215: 97–121.
- BUŁA Z. & JURA D. 1983 — Z. Nauk. AGH, Geologia, 9: 5–22.
- DOKTOR M. 1993 — II Krajowe Spotkanie Sedymetologów. Wrocław. Materiały: 151.
- DOKTOR M. 1994 — Pozycja i cechy sedimentacyjne zlepieńca dębowieckiego — trzeciorzęd zachodniej części Zapadliska Przedkarpacciego. III Krajowe Spotkanie Sedymetologów. Sosnowiec: 94–95.
- KELLER G. 1980 — Microplaeont., 26: 372–391.
- KELLER G. 1981 — Ibidem, 27: 293–304.
- KONIOR K. 1981 — Prz. Geol., 29: 5–12.
- KONIOR K. & KRACH W. 1964 — Autochthonous Bull. Ac. Sci. Ser. Sci. Geol., Geogr., 12: 181–185.
- KONIOR K. & KRACH W. 1965 — Acta Geol. Pol., 15: 38–80.
- KOSZARSKI A., KOSZARSKI L., ŚLĘZAK J. & IWANIEC M. 1995 — Calcareous nannoplankton from the terminal deposits of the Silesian Nappe, Polish Flysch Carpathians. Stratigraphic implications. 5th INA Conference in Salamanca Proceedings. Eds: J. A. Flores, F. J. Sierro (1995): 115–122.
- KRACH W., KUCIŃSKI T. & ŁUCZKOWSKA E. 1970 — Prz. Geol., 18: 6–9.
- KRACH W. & NOWAK W. 1965 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 25: 9–41.
- KUCIŃSKI T. 1982 — Kwart. Geol., 26: 471–472.
- KUCIŃSKI T. & MITURA F. 1952 — Biul. Inf., 2: 77–78.
- KUCIŃSKI T., NOWAK W. 1975 — Kwart. Geol. 19: 962–963.
- KUCIŃSKI T., NOWAK W. & SZOTOWA W. 1975 — Ibidem, 19: 963–964.
- LASKOWICZ I. (w druku) — Osady miocenu pod nasunięciem karpaccim w rejonie Suche Beskidzkiej.
- MARTINI E. 1971 — [In:] Farinacci A., (ed.), Proc., IInd Plankt. Conference, Rome, 1970, 2: 739–785.
- MORYC W. 1989 — [In:] Tektonika Karpat i Przedgórze w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wzbrane). Ref. Sesji, Krakow, 30 marca 1989: 170–175.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & SŁUPCZYŃSKI K. 1974 — Pr. Geol. PAN, 82: 7–51.
- NOWAK W. 1982 — Kwart. Geol., 26: 469–470.
- NOWAK W., 1985 — Ibidem, 28: 775–776.
- POŁTOWICZ S. 1995 — Geologiat. 21: 117–152.
- STEINIGER F., ROGL F. & MARTINI E. 1976 — Newsl. Strat., 4/3: 174–202.
- STRZEPKA J. 1981 — Biul. IG, 331: 117–122.
- ŚLĄCZKA A., 1976 — Kwart. Geol., 4: 958–959.
- ŚLĄCZKA A., 1977 — Ibidem, 21: 404–405.
- ŚLĘZAK J., KOSZARSKI A. & KOSZARSKI L. 1995 — 5th INA Conference in Salamanca Proceedings: 267–276.
- TOŁWIŃSKI K. 1950 — Acta Geol. Pol., 1: 13–36.
- TOŁWIŃSKI K. 1956 — Ibidem, 6: 75–228.
- ŻYTKO K. 1978 — Kwart. Geol., 22: 943–945.