

ROZWÓJ BADAŃ UTWORÓW MIOCENU W KARPATACH ZACHODNICH NA OBSZARZE BIELSKO – KRAKÓW

Development of research on Western Carpathian Miocene deposits in the Bielsko – Kraków area

Władysław MORYC

Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo-Geonafra Kraków

Treść: W artykule przedstawiono, w ujęciu chronologicznym, omówienie poglądów dotyczących rozwoju litostratygicznego utworów miocenu na obszarze polskich Karpat Zachodnich. Przedstawiono również wyniki badań utworów miocenu stwierdzonych na tym obszarze w szeregu nowych wierceń. W nawiązaniu do dotychczasowych badań i nowych obserwacji przedstawiono jednolitą korelację utworów miocenu, ze szczególnym uwzględnieniem osadów dolnomiocenickich. Określono występowanie i rozprzestrzenienie wyróżnionych jednostek litostratygicznych oraz przedstawiono ewolucję basenu mioceńskiego i jego tektogenezę. Osady mioceńskie na obszarze polskich Karpat Zachodnich tworzą zespół utworów o sumarycznej miąższości dochodzącej do około 3000 metrów. Prawie połowę tej miąższości zajmują osady dolnego miocenu. W miarę nasuwania się ku północy górotworu karpackiego, następowało przesuwanie się mioceńskiego zbiornika i wkraczanie kolejno coraz to młodszych osadów. W utworach dolnego miocenu wyróżniono formacje z Zawoi, z Suchej, ze Stryżawy, a w dolnym badenie – formacje z Jachówki, dębowiecką i skawińską.

Słowa kluczowe: Karpaty Zachodnie, zapadlisko przedkarpackie, miocen, litostratigrafia, ewolucja basenu, tektogeneza

Abstract: The paper presents chronologically arranged discussion of existing views on the lithostratigraphic development of the Western Carpathian Miocene deposits as well as data from old and new boreholes in the studied area. The present author suggests the uniform stratigraphic division of the Miocene (especially Lower Miocene) deposits based on existing results and new findings. He also presents the occurrence and extent of distinguished lithostratigraphic units as well as the evolution of the Miocene basin and its tectogenesis. Miocene deposits in the Polish part of the Western Carpathians consist of thick deposits up to about 3000 meters. Almost half of these are represented by Lower Miocene deposits. The Miocene basin was moved northwards and younger deposits originated during folding processes of the Carpathian orogen. Several lithostratigraphical units were distinguished: Zawoja, Sucha and Stryżawa formations of the Lower Miocene deposits and Jachówki, Dębowiec and Skawina formations of the Lower Badenian one.

Key words: Western Carpathians, Carpathian Foredeep, Miocene, lithostratigraphy, basin evolution, tectogenesis

WSTĘP

Prowadzone od wielu lat prace geologiczno-poszukiwawcze na obszarze polskich Karpat Zachodnich przyczyniały się do postępu badań geologicznych różnych utworów, w tym również osadów miocenu. W miarę pojawiania się nowego materiału faktograficznego powstawały nowe poglądy i kryteria metodologiczne, wpływające na rozpoznanie budowy geologicznej tego obszaru. Dotyczy to również badań utworów miocenu, ich profilu stratygraficznego i ich zasięgu ku południowi. Do czasu odkrycia przez Tołwińskiego (1950) warstw dębowieckich znane były w tym rejonie tylko młodsze utwory mioceńskie, ilasto-piaszczyste – jak dziś wiemy – odpowiadające dolnobadeńskim osadom formacji skawińskiej. Od tego czasu, przez szereg następnych lat, na obszarze tym stosowana była zasada dwudzielnego podziału miocenu (Kuciński & Mitura 1952, Tokarski 1954, Tołwiński 1956, Konior 1959, 1960, 1962, 1964). W wyniku dalszych wierceń prowadzonych w rejonie położonym dalej na południe stwierdzono jeszcze starsze, autochtoniczne osady mioceńskie, należące do badenu dolnego (rejon Kęt), a w otworze Bielsko 4 również do górnego karpatu (Konior & Krach 1964, 1965, Konior 1972, 1975). Odkrycie dolnomioceńskich utworów w otworze Bielsko 4 wykazało, że tego wieku utwory mogą występować w strefie położonej jeszcze dalej na południu. Stwierdzono je w następnych wierceniach: w Suchej (Ślaczka 1976b, 1977, Strzępka 1977, 1981), w rejonie Cieszyna (Buła & Jura 1983a, b), Lachowic i Zawoi (Moryc 1989) oraz najprawdopodobniej w Łodygowicach (Nowak 1974, Nestieruk 1996) i Bystrej k. Żywca (Żytko 1978, Ryłko & Żytko 1980). Dalsze prace wiertnicze w Karpatach doprowadziły do nowych odkryć utworów dolnomioceńskich. Wskutek tego zaistniała konieczność podjęcia prób litostratygraficznego zdefiniowania i podziału tych utworów, zwłaszcza w zakresie wyróżnionych już w miocenie jednostek litostratygraficznych (Kuciński & Nowak 1975, Alexandrowicz *et al.* 1982, Kuciński 1982, Nowak 1982, 1984, Moryc 1989, Połtowicz 1995, Garecka *et al.* 1996).

Wyniki badań utworów miocenu z tych i innych wierceń tego obszaru publikowane były w literaturze wielokrotnie, przeważnie jednak przedstawiane były bardzo różne poglądy, często kontrowersyjne, dotyczące profili litostratygraficznych oraz ich wieku. W niniejszym artykule autor zamierza przedstawić chronologicznie poglądy różnych autorów dotyczące tych zagadnień w poszczególnych wierceniach. Równocześnie przy każdym z omawianych wierceń autor przedstawi krótką dyskusję dotyczącą tych zagadnień oraz swój pogląd na podział i stratygrafię utworów mioceńskich. W świetle przeprowadzonej analizy, obserwujemy znaczną dowolność wyróżnień litostratygraficznych, utrudniającą jednolitą korelację wydzielonych jednostek. Moryc (1989) przedstawił próbę ujednoczenia podziału litostratygraficznego utworów miocenu w Karpatach Zachodnich, zdając sobie sprawę z trudności w realizacji tego zamiaru. Trudność ta w znacznym stopniu do dziś jest aktualna, zwłaszcza że od tego czasu w literaturze pojawiło się szereg nowych propozycji dotyczących podziału oraz wprowadzono wiele innych, często synonimicznych jednostek litostratygraficznych. Mimo pewnego postępu w badaniach biostratygraficznych tych utworów, z powodu braku dostatecznej ilości autochtonicznej fauny i flory wyniki te są w dalszym ciągu niewystarczające. Głównym kryterium podziału litostratygraficznego tych utworów pozostaje zatem nadal następstwo warstw, porównanie cech litologicznych i podobieństwo wykresów geofizyki wiertniczej.

Uzasadniając celowość przyjętego podziału litostratygraficznego, autor podkreśla fakt wzorowania się na racjonalnych ustaleniach wcześniejszych autorów badań i dostosowania litostratygraficznych kryteriów podziału do wymogów obowiązujących w *Zasadach polskiej klasyfikacji...* (1975). Najważniejszym celem pracy jest zamiar ustalenia jednolitego charakteru tego podziału.

Oprócz przeprowadzonej oceny poglądów na stratygrafię utworów miocenu w opublikowanych dotychczas wierceniach, autor uzupełnił niektóre z nich nowymi danymi litologicznymi i biostratygraficznymi oraz przedstawił litostratygrafię miocenu, w nowych, niepublikowanych dotychczas wierceniach z tego obszaru. Ponadto w pracy, przedstawiono zasięgi i rozprzestrzenienie występujących na tym obszarze jednostek litostratygraficznych oraz uwagi dotyczące rozwoju sedymentacji i tektogenezy.

ROZWÓJ POGLĄDÓW W BADANIACH UTWORÓW MIOCENU W KARPATACH ZACHODNICH ORAZ ICH NOWE PROFILE

Na obszarze Karpat Zachodnich wykonano wiele otworów wiertniczych (Fig. 1 na wkładce), w których stwierdzono osady miocenne. Otwory te, w zależności od zakresu badań, jakie miały spełnić, były realizowane jako pojedyncze wiercenia badawcze (np. Sucha IG-1, Tokarnia IG-1) lub zaprogramowane jako wiercenia poszukiwawcze (np. Lachowice), które oprócz wyników złożowych miały dostarczyć również szeregu informacji geologicznych. Wśród wielu otworów wiertniczych spotykamy się z odwiertami o szczególnym znaczeniu dla rozpoznania budowy geologicznej, w tym również profilu miocennego. Wiercenia te są przedmiotem obecnej dyskusji, zwłaszcza wówczas, gdy są one przedmiotem różnych poglądów i interpretacji danych geologicznych.

Otwór Bielsko 4*. Konior & Krach (1964, 1965) pierwsi opublikowali wyniki tego otworu, wyróżniając w miocenie, pod utworami fliszowymi Karpat, cztery serie (Fig. 2). Trzy górne, łupkowo-mułowcową, dębowiecką i mułowcowo-łupkową, zaliczyli do dolnego tortonu (badenu) oraz czwartą, niżejległą serię piaskowcową – do górnego helwetu. Do serii dębowieckiej włączyli również podścielający ją 14-metrowy blok (olistolit) karboński. Podział ten w zasadzie Konior (1972, 1975, 1981) przyjmuje również w późniejszych pracach, dostosowując terminologię stratygraficzną do wprowadzonych również w Polsce prób jednolitego, regionalnego podziału miocenu (Alexandrowicz 1969, Ney *et al.* 1974, Kuciński & Nowak 1975, Kuciński *et al.* 1975, Szotowa 1975a, b). Na tej podstawie Konior (1975) osady serii czwartej określa już jako osady karpatianu. Nie ustosunkowuje się jednak do propozycji wprowadzenia (Ney *et al.* 1974) dla nich nazwy warstw bielskich. Wiek karpatianu dla osadów występujących w najniższej części miocenu przyjmuje za Koniolem & Krachem (1964) również Połtowicz (1974). W pracy tej autor był skłonny przyjąć utwory tego wieku w Karpatach Zachodnich również w sześciu innych otworach wiertniczych (notka, str. 121), jednakże w ostatniej pracy (Połtowicz 1995) z poglądu tego się wycofał, uznając te utwory za dolnobadeńskie. Utwory te, jako dolnobadeńskie, zostały przez Moryca (1989) włączone do formacji z Jachówki.

* Dokumentacyjna część pracy została złożona mniejszym stopniem pisma.

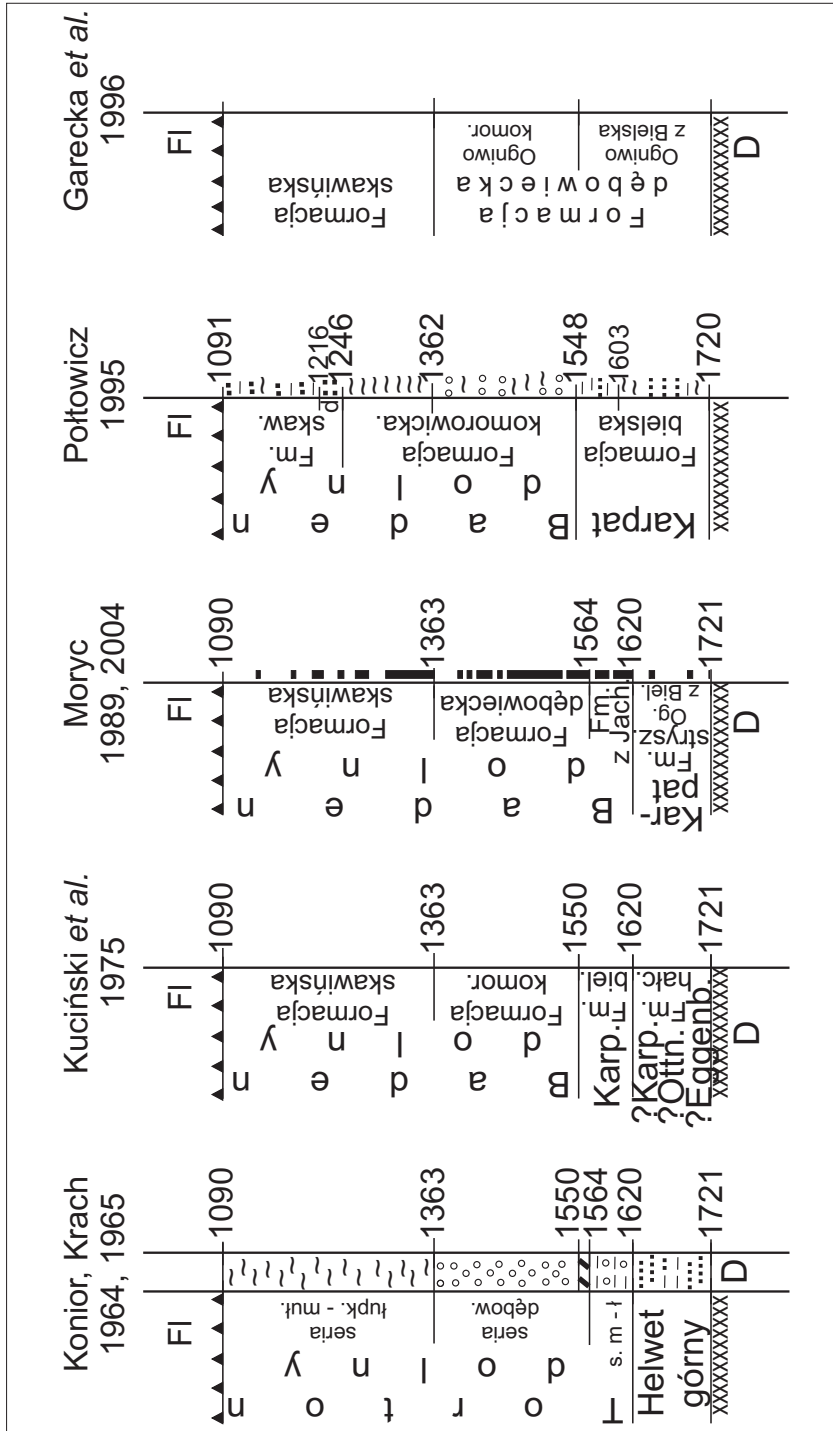


Fig. 2. Poglądy na litostratygrafię utworów miocenu z otworu Bielsko 4. Objasnienia przy figurze 4

Fig. 2. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Bielsko 4 borehole. Explanations as in Figure 4

Kuciński & Nowak (1975) przedstawili propozycję zarysu stratygrafii utworów mioceńskich w Karpatach Zachodnich, bazując na pracach grupy roboczej „Parathetys” w Krakowie. Próbę tego podziału litostratygraficznego przeprowadzili m.in. w otworze Bielsko 4 (Fig. 2). Wskazali, że zlepieńce dębowieckie występujące w tym otworze (Kuciński *et al.* 1975), mimo litologicznego podobieństwa do zlepieńców dębowieckich otworu Kęty 2, nie w pełni odpowiadają sobie wiekowo. W otworze Bielsko 4, na podstawie wieku nadległych warstw skawińskich odpowiadających zonie preorbulinowej badenu dolnego, zlepieńce te, według tych autorów, mogą odpowiadać również najniższej części badenu dolnego (zona Praeorbulina glomerosa). W otworze Kęty 2 natomiast mieszczą się one w wyższej części dolnego badenu, w poziomie Orbulina suturalis i tego wieku osadami (typ formacji skawińskiej) są również podścielone. W otworze Kęty 2 leżą one na młodszych utworach niż w Bielsku 4, w którym „litotyp dębowiecki” spoczywa już na starszych osadach. Na tej podstawie poddają w wątpliwość korelację litologiczną tych zlepieńców w obydwu otworach i uznają ich jako „jednego ciała geologicznego”. Zastrzeżenia te nie są zgodne z *Zasadami polskiej klasyfikacji...* (1975), gdyż granice jednostek litostratygraficznych mogą przebiegać skośnie do granic bio- i chronostratygraficznych, a zatem nie muszą być izochroniczne. Zlepieńce te zatem, mimo różnego ich wieku, mogą być korelowane jako diachroniczne jednostki litostratygraficzne (Fig. 14A), tworzące jeden wspólny litosom. Dotyczy to również innych jednostek litostratygraficznych, m.in. formacji z Jachówki podścielającej formację dębowiecką. Z podobnych względów formacja z Jachówki jest niesłusznie kwestionowana (Połtowicz 1995, str. 132, notka 9) jako ten sam kompleks litologiczny, łączący utwory różnego wieku.

Z przedstawionych wyżej względów nieuzasadnione jest wyróżnianie w otworze Bielsko 4 formacji komorowickiej (Kuciński *et al.* 1975) jako odrębnej nazwy dla litotypu dębowieckiego. Nie upoważnia do tego zmiana poglądów na wiek granic tej jednostki litostratygraficznej, zwłaszcza gdy stanowi ona tę samą formację, łatwą do wydzielenia i śledzenia w profilach wierceń.

Poniżej formacji komorowickiej w otworze Bielsko 4 Kuciński *et al.* (1975) wydzieliли formację bielską (Fig. 2), której wiek określają na karpatach. Kwalifikację wiekową tej jednostki opierają na pojedynczych otwornicach, w tym niektórych o niepewnym oznaczeniu i zasięgu wiekowym. Wymieniony jeden gatunek *?Globigerinoides sicanus* (= *G. bisphaericus*) mający świadczyć o tym wieku występuje również w badenie dolnym, m.in. w otworze Głogoczów IG-1 i Tokarnia IG-1 (Szotowa 1975a, b) oraz Sucha IG-1 (Strzępka 1977). Dodać należy, że uważane za karpatach warstwy bielskie Ney *et al.* (1974) nie odpowiadają formacji bielskiej Kucińskiego *et al.* (1975), ale osadom niżejległym z fauną karpatach (Konior & Krach 1964, 1965). Te ostatnie natomiast Kuciński *et al.* (1975) nazywają formacją hałcnowską, zaliczając ją albo do karpatach albo do ?ottnangu, ?eggenburgu (Fig. 2).

Moryc (1989) przedstawiając próbę wprowadzenia ujednoczonego podziału stratygraficznego utworów miocenu Karpat Zachodnich, ustosunkował się również do profilu stratygraficznego miocenu otworu Bielsko 4 (Fig. 2). Najstarsze utwory z fauną karpatach w tym otworze wydzielił jako ogniwo z Bielska, reprezentujące górną, najmłodszą część formacji stryszawskiej, wyżej z warstw najniższego badenu wyodrębnił formację z Jachówki, ponad którą przyjął występowanie młodszych formacji dolnobadeńskich, dębowieckiej i skawińskiej. Do formacji dębowieckiej autor włączył również 14-metrowy blok (olistolit) karboński, podobnie jak to uczynili Konior & Krach (1964, 1965).

Przedstawiony wyżej profil stratygraficzny miocenu otworu Bielsko 4 autor nadal podtrzymuje, nie znajdując w literaturze i nowszych wynikach badań argumentów do jego zmiany. Przyjęty w obecnej pracy podział litostratygraficzny miocenu w poszczególnych otworach (Fig. 2–8 i 11–13) przedstawiono w kolumnach pod pozycją Moryc 2004.

Też o diachroniczności utworów formacji z Jachówki potwierdzają również nowe, nie publikowane dane mikrofaunistyczne. Są to wyniki badań Z. Kirchnera znajdujące się w teczkach otworu Bielsko 4 i Kęty 9. W otworze Bielsko 4 z utworów formacji skawińskiej Z. Kirchner oznaczył szereg

gatunków otwornic (głęb. 1133.8–1184.6 m) z *Orbulina suturalis*. W mułowcach formacji z Jachówki (z interwału 1573–1616 m) stwierdził natomiast zespół złożony z gatunków *Nonion umbilicatum* (Montagu), *Planulina wuellerstorffi* (Schwager), *Valvulineria complanata* (d'Orbigny), *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Robulus inornatus* (d'Orbigny) i liczne zgniecione uwigeriny. W podobnych utworach formacji z Jachówki w otworze Kęty 9 (w rdzeniu z głęb. 856.6–861.6 m), Z. Kirchner (materiały archiwalne) oznaczył *Orbulina suturalis* Bronniman, *Globorotalia scitula* Brady i szereg zniszczonych otwornic, które podobnie jak w Kętach 2 reprezentują zonę orbulinową dolnego badenu. Mikrofaunę dolnobadeńską w formacji skawińskiej otworu Kęty 11 stwierdziła również J. Waśniowska (głęb. 513–872 m – materiały niepublikowane). Jest to zespół otwornic złożony z *Orbulina suturalis* Bronniman, *O. bilobata* (d'Orbigny), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Kareriella gaudrynoidea* (Fornasini), *Nodosaria ovicula* d'Orbigny, *Valvulineria complanata* (d'Orbigny), *Uvigerina costai* Said, *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny, *Q. badenensis* d'Orbigny, *Melonis soldani* (d'Orbigny) i *Globigerina bulloides* d'Orbigny. Dane te również świadczą o coraz młodszym, w kierunku północnym, wieku tych samych litologicznie ogniw miocenu, związanym z ekspansywnym wkraczaniem w tym kierunku morza mioceńskiego.

Połtowicz (1995) przedstawił inny pogląd dotyczący problematyki mioceńskiej z polskich Karpat Zachodnich. W artykule tym autor porusza szereg zagadnień dotyczących stratygrafii miocenu z wielu wierceń tego obszaru, w tym również otworu Bielsko 4. Przedstawiona przez Połtowicza stratygrafia utworów miocenu z otworu Bielsko 4, mimo że pozornie opiera się na kryteriach podziału wprowadzonego przez Kucińskiego *et al.* (1975), różni się jednak od niego znacznie (Fig. 2). Dotyczy to szczególnie granic wyróżnionych jednostek litostratygraficznych, granicy formacji skawińskiej z komorowicką (pomijając 1–2-metrowe różnice głębokości) oraz rezygnacji autora z formacji hałnowskiej, którą włącza do niższej części, wyróżnionej przez siebie, formacji bielskiej. Autor popelnia tu kilka nieścisłości, m.in. stwierdzając, że formacja bielska Kucińskiego *et al.* (1975) jest udokumentowana faunistycznie jako helwet (Konior & Krach 1964), natomiast formacja hałnowska nie posiada dokumentacji biostratygraficznej. W istocie jest na odwrót, fauna ta występuje właśnie w tzw. formacji hałnowskiej (w ogniwie z Bielska według autora obecnej pracy). Górnohelwecki (górnokarpacki) wiek tych utworów (m.in. na podstawie *Fissurella costicillatissima*) jest w literaturze powszechnie przyjmowany (m.in. Konior & Krach 1964, 1965, Konior 1974, Ney *et al.* 1974, Oszczytko 1996, Połtowicz 1974, 1995, Moryc 1989). Istnieją również inne nieścisłości, np. przyjęcie przez Połtowicza (1995) górnej granicy formacji komorowickiej na głębokości 1246 m (przy głębokości tej granicy, wg Kucińskiego *et al.* (1975), na 1363 m), wskutek czego do tej formacji, w jej górnej części, włączone zostały również osady pelityczne, typowe dla formacji skawińskiej. Głębokość 1363 m przyjmowana jest jako strop formacji dębowieckiej przez wszystkich autorów opracowujących litostratyfografię tego otworu (Fig. 2), niezależnie od tego, jaką nazwę nadawali tym zlepieńcom. Nie znajduje również litologicznego uzasadnienia przyjęcie przez Połtowicza w otworze Bielsko 4 (1216–1246 m) poziomu zlepieńców dębowieckich (Połtowicz 1995 – d na Fig. 2), gdyż według opisów rdzeni (Konior & Krach 1965) w interwale tym występuje materiał drobnoklastyczny (iłowce, wkładki piaskowców). Nie ma zatem podstaw do korelowania tego złożonego z pelitycznego materiału poziomu z formacji skawińskiej, z rzeczywistymi zlepieńcami dębowieckimi z otworu Sucho IG-1 (Ślęczka 1976b) z głębokości 2252.5–2366 m (*op. cit.*, Fig. 3).

Szczegółowszego omówienia wymagają propozycje podziału miocenu w Karpatach Zachodnich przedstawione przez Garecką *et al.* (1996). W ogólnym profilu miocenu tego obszaru autorzy proponują pozostawienie formacji z Zawoi, zebrzydowickiej, suskiej, dębowieckiej i skawińskiej. Formacja dębowiecka obejmowałaby utwory występujące powyżej formacji suskiej, a poniżej formacji skawińskiej. W skład formacji dębowieckiej wchodziłyby zatem, trzy ogniwa: ogniwo zlepieńców ze Stachorówki, ogniwo z Bielska (łącznie ogniwo stryszawskie Ślęczki (1977), z ogniwem z Bielska i formacją z Jachówki Moryca (1989), formację bielską i hałnowską Kucińskiego *et al.* (1975) i odpowiadającą tym dwóm ostatnim formację bielską Połtowicza (1995)) oraz ogniwo komorowickie

(= formacja komorowicka Kucińskiego *et al.* (1975)). W otworze Bielsko 4, zgodnie z tym podziałem, utwory miocenu reprezentowane byłyby tylko przez dwie formacje (Fig. 2), skawińską i niepełną dębowiecką (w tej ostatniej brak ogniwa zlepieńców ze Stachorówki). Formacja skawińska mieści się w granicach przyjętych przez poprzednich autorów (z wyjątkiem Połtowicza). Formacja dębowiecka natomiast obejmowałaby tylko ogniwo z Bielska i komorowickie.

Należy odnotować również poglądy na stratyografię miocenu otworu Bielsko 4 wyrażone w pracach Oszczyпки. Przyjmuje on (1982, 1996, 2001) w zasadzie podział Kucińskiego *et al.* (1975). Jedynie w ostatniej pracy, powyżej formacji bielskiej, przyjmuje określenie „zlepience dębowieckie”, nie stosując nazwy formacji komorowickiej. Nie ustosunkowuje się również do zlepieńców dębowieckich (formacji dębowieckiej) otworu Kęty 2.

Jak widzimy na przykładzie tylko tego jednego otworu wiertniczego, różnice w poglądach dotyczących podziału litostratigraficznego osadów miocennych są bardzo duże.

Otwór Sucha IG-1. Otwór ten jest drugim wierceniem w polskich Karpatach Zachodnich, w którym stwierdzono osady dolnego miocenu. W otworze tym (Fig. 3) Ślącza (1976b, 1977) wyróżnił osady dolnego miocenu (2550–3168 m) i dolnego badenu (2238–2550 m), leżące bezpośrednio pod allochtonicznymi utworami podobnymi do jednostki stebnickiej (2214–2238 m). Ponad nimi występują już nasunięte utwory Karpat fliszowych.

W miocenie dolnym Ślącza (1977) wydzielił formację suską i stryszawską (Fig. 3). W formacji stryszawskiej wyróżnił w dolnej części zlepience ze Stachorówki, w górnej natomiast osady w przewadze drobnoklastyczne. Baden dolny określa jako „dolny poziom zlepieńców dębowieckich formacji skawińskiej”.

W górnej części warstw skawińskich występuje bogata mikrofauna złożona z *Orbulina suturalis* i *Praeorbulina* (Ślącza 1976b, 1977, Strzępka 1977), w dolnej występują otwornice najniższej strefy badenu dolnego, poziomu preorbulinowego (Ślącza 1976b).

Wiek utworów dolnomiocennych jest znacznie trudniejszy do określenia. Strzępka (1981) przeprowadziła badania mikrofaunistyczne kilku próbek skał z rdzeni w profilu dolnego miocenu, uzyskując w zasadzie pozytywne wyniki tylko w górnej (mułowcowej) części formacji stryszawskiej. Na tej podstawie autorka określa te utwory jako karpat, być może częściowo ottnang. Ubogi materiał mikrofaunistyczny nie pozwala autorce na określenie wieku zlepieńców ze Stachorówki (dolnej części formacji stryszawskiej) i formacji suskiej. Ślącza (1977), uwzględniając wyniki badań mikrofaunistycznych Strzępki (1977) i niepublikowane oznaczenia nannoplanktonu przeprowadzone przez M. Smagowicz, określa wiek formacji stryszawskiej na karpat i być może wyższy ottnang. Wyraża przypuszczenie, że w zbliżonych granicach wiekowych może się mieścić również formacja suska.

Konior (1981) przedstawił inny pogląd dotyczący wieku warstw miocennych w otworze Sucha IG-1 (Fig. 3). Pod serią dębowiecką wydzielił on trzy serie dolnego miocenu, od góry serię mułowcową karpatu, niżej zlepience (odpowiednik Ślączi zlepieńców ze Stachorówki), zaliczając je do ottnangu. Najniżej wyróżnia olistolity fliszowe (formacja suska wg Ślączi), które uznaje za osady eggenburgianu (dolnego burdygału). Nowak (1982) polemizuje z tym poglądem, uważając, że osady najniższych ogniw miocenu tego otworu zawierające olistolity pochodzące z niszczenia Karpat fliszowych, mogą być młodsze od najmłodszych osadów fliszowych, a zatem późnoburdygalskie (N8a). Z tych względów poddaje również w wątpliwość zaliczenie przez Ślączkę (1977) osadów olistostromowych (formacja suska) do ottnangu.

Moryc (1989) uwzględniając litostratyografię i wprowadzone przez Ślączkę (1977) nazwy jednostek litostratigraficznych, przyjął za tym autorem generalny podział miocenu tego otworu. Zlepience ze Stachorówki (Fig. 3) określił jako dolne ogniwo formacji stryszawskiej, dla mułowców z piaskowcami i wkładkami zlepieńców górnej części tej formacji zaproponował nazwę ogniwa z Bielska, przyjmując tę nazwę za Neyem *et al.* (1974), wprowadzoną dla odpowiadającej im serii mułowcowej najwyższego karpatu otworu Bielsko 4.

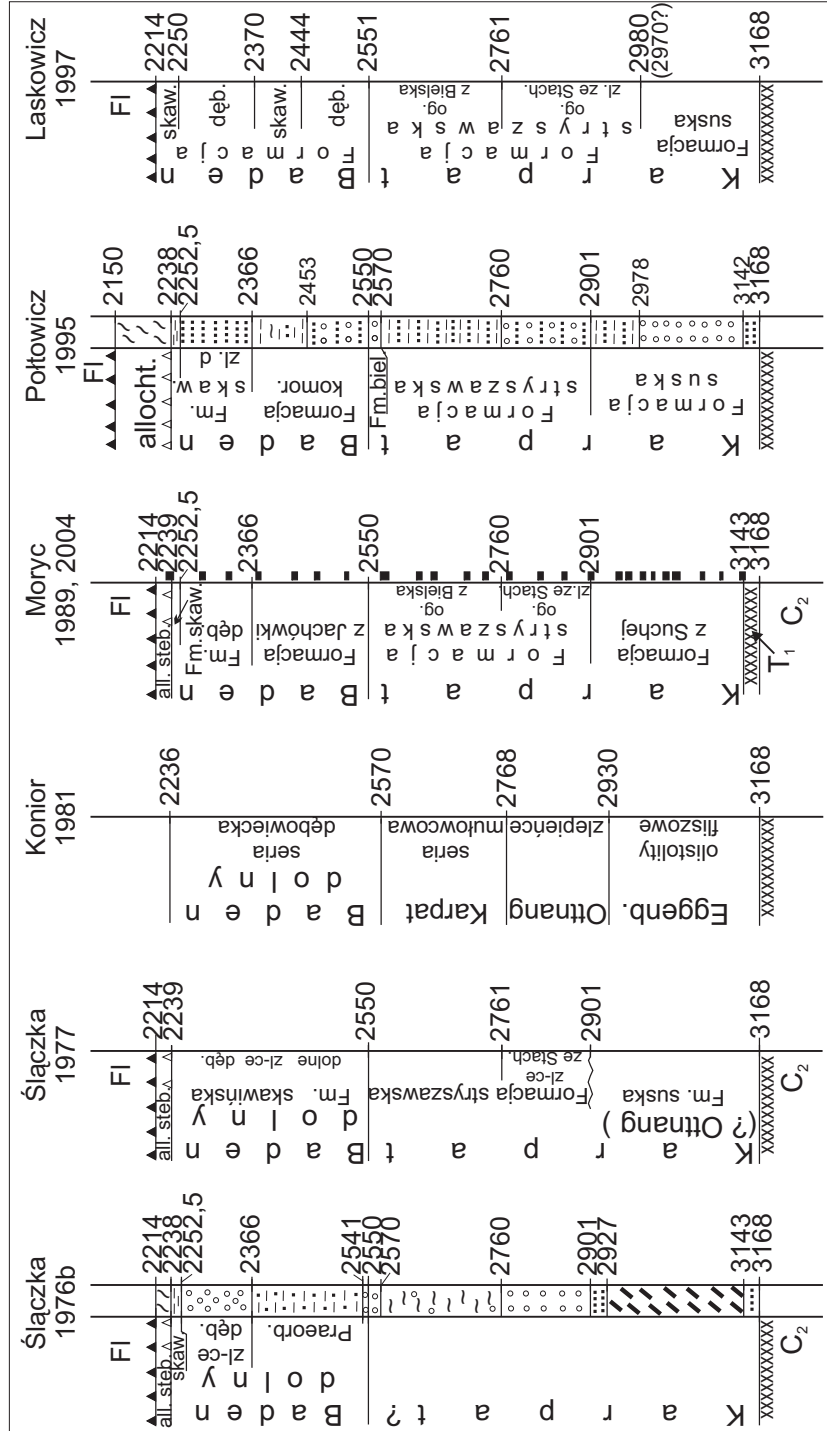


Fig. 3. Poglądy na litostratygrafię utworów miocenu z otworu Sucha IG-1. Objasnienia przy figurze 4

Fig. 3. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Sucha IG-1. Explanations as in Figure 4

Wyżej ległe osady miocenu środkowego w otworze Sucha IG-1 (podobnie jak w otworze Bielsko 4) wyróżnione zostały jako formacja z Jachówki, reprezentująca tu najniższą, preorbulinową zonę badenu dolnego. Formacja z Jachówki w otworze Sucha IG-1 przykryta jest dolnobadeńską formacją dębowiecką (Fig. 3), na której leży formacja skawińska. Podkreślić należy, że najniższy, 25-metrowy odcinek profilu formacji suskiej Ślączi (1976b) autor obecnej pracy nadal uważa za autochtoniczne osady triasu dolnego. Potwierdza to szereg otworów wiertniczych wykonanych później w sąsiedztwie, w których osady te zostały również stwierdzone.

Podobnie jak w otworze Bielsko 4, odmienny podział utworów miocenu przedstawił Połtowicz (1995) również w otworze Sucha IG-1. Autor ten wyróżnia tu (Fig. 3) formację suską i stryszawską mniej więcej podobnie jak Ślączi (1977). Do profilu dolnomiocenijskiego tego otworu wprowadza formację bielską zaproponowaną przez Kucińskiego *et al.* (1975), nie przyjmując, podobnie jak w Bielsku 4, formacji hałnowskiej, uważanej przez niego za starsze ogniwo formacji bielskiej. Formacja bielska w Suchej IG-1 według Połtowicza odpowiada 20-metrowemu poziomowi zlepieńców wyróżnionych przez Ślączi (1976b, 1977) w najwyższej części formacji stryszawskiej. Utwory te koreluje z kompleksem piaskowcowo-ilastym z Bielska 4, Tokarni IG-1 i najniższą częścią utworów miocenu otworu Trzebnia 2. W tym ostatnim otworze utwory zaliczone do tej formacji nie odpowiadają im zupełnie, gdyż przypisywany im wiek karpata – jak zostanie to wykazane później – nie ma biostratygraficznego uzasadnienia. Znaczne różnice w podziale obserwujemy również w wyższej części profilu miocenu tego otworu. W badenie dolnym wprowadza formację komorowicką (odpowiadającą starszej preorbulinowej „odmianie zlepieńców dębowieckich”) i formację skawińską, złożoną w tym otworze (Fig. 3) głównie z poziomu zlepieńców dębowieckich (odpowiednik formacji dębowieckiej Kucińskiego *et al.* (1975), z otworu Kęty 2). Zlepieniece te koreluje z występującymi w innych otworach (Bielsko 4, Sułkowice 1) litologicznie odmiennymi ich odpowiednikami, nie przypisując im jednak, tak jak proponowali Kuciński *et al.* (1975), rangi formacji.

Proponowany podział utworów miocenu w pracy Garecka *et al.* (1996) autorzy wprowadzili również w profilu dla otworu Sucha IG-1. W otworze tym występuje już prawie pełny profil miocenu (brak jedynie formacji z Zawoi), umożliwiający na konkretnym przykładzie wykazanie nieuzasadnionego połączenia różnych kompleksów litologicznych w jedną mięszą formację dębowiecką. W skład tej „formacji” wchodziłyby utwory o łącznej mięszości około 650 m, złożone z ogniwa zlepieńców ze Stachorówki, ogniwa z Bielska (stryszawskie górne), formacji z Jachówki i zlepieńców (formacji) dębowieckich. Brak tu również odniesienia tej „formacji dębowieckiej” do formacji dębowieckiej Kucińskiego *et al.* (1975).

„Formacja dębowiecka” proponowana w pracy Gareckiej *et al.* (1996) byłaby ponadto jednostką litostratygraficzną łączącą utwory o różnych cechach litologicznych, wskutek czego uniemożliwiłaby jednoznaczność ich kwalifikację litologiczną i odpowiednią ich korelację.

O utworach miocenu z otworu Sucha IG-1 wielokrotnie pisze również Oszczytko (1982, 1996, 1997, 1998, 1999, 2001). Autor opiera się głównie na wynikach poprzednich autorów, przyjmując w większości ich poglądy. Odnotować należy również pracę Laskowicz (1997), w której autorka opisuje wyniki swych spostrzeżeń dotyczących badań tego otworu (Ślączi 1976b, 1977) i innych wierceń opisanych przez Moryca (1989). Jest to w pewnym sensie rekapitulacja wyników przedstawionych w tych publikacjach, z pewnymi, niewielkimi różnicami w wyznaczeniu niektórych granic litostratygraficznych (Fig. 3).

Otwór Tokarnia IG-1. W otworze tym utwory miocenu zostały stwierdzone pod fliszem karpackim w głębokości 3052–3421 m. Według Jasionowicza (1975) są to w całości utwory badenu (Fig. 4). Autor dzieli je na cztery części. Są to, od góry, ilolupki z wkładkami piaskowców, niżej piaskowce, następnie zlepieniece i konglomeraty i najniżej leżące, już na podłożu górnourajskim, ilowce i mułowce z 30-centymetrowym zlepieńcem podstawowym.

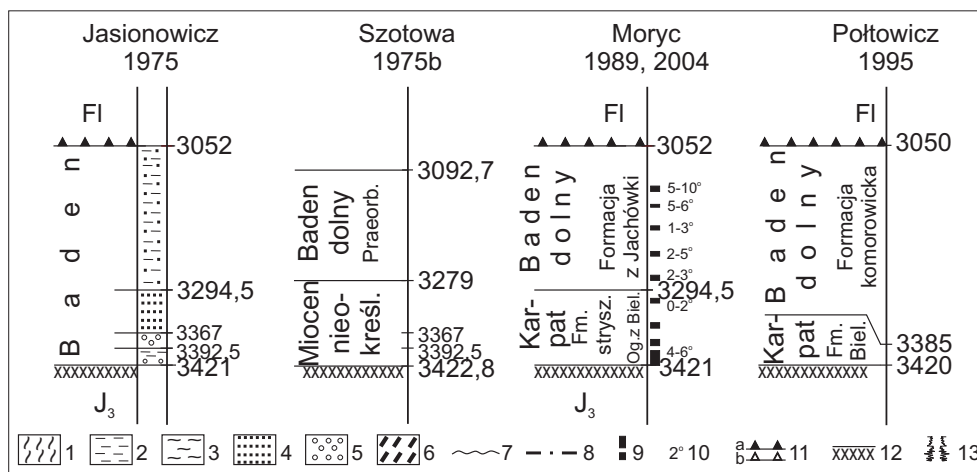


Fig. 4. Poglądy na litostratygrafię utworów miocenu z otworu Tokarnia IG-1. Objasnienia do figur 2–13: 1 – sfałdowane utwory mułowcowe (jednostka stebnicka – steb., jednostka zglobicka – zgł.), 2 – ility, łupki ilaste, 3 – mułowce, 4 – piaskowce i żwirowce, 5 – zlepieńce, 6 – seria olistostromowa, olistolity, 7 – granice niezgodności, 8 – uskok w otworze (Lachowice 2), 9 – rdzenie wiertnicze, 10 – upady warstw, 11 – linie nasunięć: (a) Karpat, (b) jednostki zglobickiej lub stebnickiej, 12 – podłoże miocenu: J₃ – jura górna, T₁ – trias dolny, C₁ – karbon dolny, C₂ – karbon górny, D – dewon, Pa – Pcm – paleozoik dolny – prekambry, 13 – wykresy geofizyki wiertniczej. Formacje (Fm): boch – bocheńska (e – ewaporaty, ch – chodenickie), skaw – skawińska, dęb – dębowiecka, Jach – z Jachówki, strysz – stryszawska, biel – bielska, hałc – hałcnowska, sus – suska, Zawoi – formacja z Zawoi, zeb – zebrzydowicka, komor – komorowicka (fm. i og.); ogniwa (og.): z Biel – z Bielska (górna część formacji stryszawskiej), zl. ze Stach – zlepieńców ze Stachorówki (dolna część formacji stryszawskiej), zl.d – zlepieńce dębowieckie, s.m-ł – seria mułowcowo-łupkowa, Fl – flisz karpacki

Fig. 4. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Tokarnia IG-1 borehole. Explanations to Figures 2–13: 1 – mudstones (steb. – Stebnik Unit, zgł. – Zglobice Unit), 2 – claystones, clayey shales, 3 – mudstones, 4 – sandstones and gravelstones, 5 – conglomerates, 6 – the olistostrome series, olistholiths, 7 – unconformity surfaces, 8 – fault in the Lachowice 2 borehole, 9 – borehole cores, 10 – dips of beds, 11 – overthrust lines: (a) Carpathians, (b) Zglobice or Stebnik Units, 12 – Miocene basement: J₃ – Upper Jurassic, T₁ – Lower Triassic, C₁ – Lower Carboniferous, C₂ – Upper Carboniferous, D – Devonian, Pa – Pcm – Lower Paleozoic – Precambrian, 13 – logging diagrams. Formations (Fm): boch – Bochnia (e – evaporites, ch – Chodenice beds), skaw – Skawina, dęb – Dębowiec, Jach – Jachówka, strysz – Stryszawa, biel – Bielsko, hałc – Hałcnów, sus – Sucha, Zawoi – Zawoja, zeb – Zebrzydowice, komor – Komorowice, (Formation and Member); Members (og.): z Biel – Bielsko (upper part of the Stryszawa Formation), zl. ze Stach – conglomerates from Stachorówka (lower part of the Stryszawa Formation), zl.d – Dębowiec conglomerates, s.m-ł – the mudstone-clayey shale series, Fl – the Carpathian flysch

W profilu tym, według badań Szotowej (1975b), jedynie najwyższy poziom ility zawiera mikrofaunę poziomu preorbulinowego najniższego badenu (Fig. 4). W pozostałych trzech poziomach fauna nie występuje lub jest nieoznaczalna. Wiek tych trzech niższych poziomów nie jest jasny, a przyjętą przez Jasionowicza ocenę wieku dla całości osadów miocenu w tym otworze jako badenu należy uznać za przypuszczalną. Zlepieńce uznawane były przez niektórych autorów za utwory dębowieckie (Konior 1975, 1981, Oszczytko & Tomasz 1985, Oszczytko 1996, 1999, 2001).

Moryc (1989) zaliczył utwory badeńskie z *Praeorbulina* (Fig. 4) do formacji z Jachówki, niżej-
ległe trzy poziomy (piaskowce, zlepieńce, iłowce), na podstawie cech litologicznych i następstwa
warstw, do górnej części formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska). Opinię tę autor podtrzymuje nadal.

Połtowicz (1989) przedstawia kilka uwag dotyczących niektórych odcinków profilu mioceni-
skiego otworu Tokarnia IG-1. Problem ten poruszony został przez niego szczegółowo dopiero
w 1995 roku. W otworze tym, stosownie do przyjętego przez siebie podziału, bezpośrednio pod fli-
szem wyróżnia (Fig. 4) formację komorowicką, włączając do niej piaskowce (3294.5–3367.0 m)
i górną część zlepieńców z głębokości 3367–3392.5 m. Niższe warstwy (niższa część zlepieńców
i mułowce ze zlepieńcem podstawowym) zalicza do formacji bielskiej karpatu (wg przyjmowanego
przez siebie podziału). Granica karpata/baden, określona litologicznie na głębokości 3385 m, przebie-
ga wewnątrz tego poziomu zlepieńcowego. Gdyby nawet zlepieńce te (ale w całości) wraz z wyżej-
ległymi piaskowcami w tym otworze można było uznać za litotyp formacji komorowickiej (dębowie-
ckiej), to wyższa część tej jednostki (iłowki z wkładkami piaskowców z mikrofauną preorbulinową)
nie mogłaby być uznana za litotyp osadów budujących tę formację. Z tych względów iłowki te zo-
stały wyróżnione przez autora obecnej pracy jako dolnobadeńskie utwory formacji z Jachówki, a niżej-
ległe osady – zaliczone do najmłodszych utworów ogniwa z Bielska (Fig. 4).

Otwór Trzebunia 2. Pierwszy podział miocenu tego otworu (Fig. 5) przedstawił Połtowicz
(1989). Autor ten pod fliszem wyróżnił 288 m parautochtoczonich osadów formacji skawiń-
skiej, niżej – autochton złożony z warstw chodenickich i ewaporatów oraz formacji skawińskiej, leżą-
cej bezpośrednio na utworach zaliczonych do karpata. W 1995 roku przyjął podobny podział mio-
cenu tego otworu, wprowadzając również i dla innych wierceń terminologię Kucińskiego *et al.* (1975),
z pewnymi niewielkimi zmianami. Ze względu na nieprzekonywające ustalenia stratygraficzne do-
tyczące utworów miocenu, problem ten wymaga dyskusji.

Przed wszystkim dotyczy to przyjętych w głębokości 3294–3356 m utworów karpata. Żaden
z argumentów litologicznych i mikrofaunistycznych opisanych w tych pracach (Połtowicz 1989,
1995) nie świadczy o tym wieku omawianych osadów. Szczególne znaczenie mają mieć, wg autora,
dwa gatunki otwornic (*op. cit.*, odpowiednio str. 231 i 131), które znane są również w utworach dol-
nego badenu. Są to (Waśniowska w: Połtowicz 1989) *Ammonia beccari* (Linne) i *Florilus boueanus*
(d'Orbigny) oraz *Elphidium* sp. i *Ostracoda* sp. Gatunki te zresztą występują w utworach badenu dol-
nego również w otworze Trzebunia 2, o czym świadczy zestawienie mikrofauny przedstawione przez
autora na str. 230. Gatunki te m.in. wymienia również z badenu dolnego Szotowa (1975a, 1980)
z otworu Głogoczów IG-1 i Trzebunia IG-1 oraz Strzępka (1981) z otworu Sucha IG-1. Utwory te
(3294–3356 m) należą zatem do badenu dolnego. Zrozumiałą jest zatem fakt, że w Trzebuni 2 nie
występują zlepieńce dębowieckie (formacja komorowicka), ale ich brak nie wynika, jak interpretuje
to Połtowicz (1995, str. 133), „z położenia tego otworu poza strefą ich sedymentacji”, lecz wiąże się
z faktem nieprzewiercenia do spągu miocenu w tym otworze utworów formacji skawińskiej.

Moryc (1989) przedstawił również próbę podziału miocenu w otworze Trzebunia 2 (Fig. 5).
W najniższej części osadów autochtonicznych wydzielił 95 m formacji skawińskiej i poziom ewa-
poratów. Do poziomu ewaporatowego włączone zostały m.in. utwory ilaste z żyłkami i inkrustacjami
siarczanów, stwierdzone w rdzeniu 3247–3250.0 m. Leżące wyżej osady ilasto-piaszczyste autor za-
liczył wówczas w całości do jednostki zgłobickiej.

Nieco inny podział tej i wyższej części profilu miocenińskiego przedstawia Połtowicz (1989,
1995). Według tego autora (Fig. 5) ponad poziomem ewaporatów występują jeszcze warstwy chodeni-
ckie (43 m), na których w kontakcie tektonicznym leżą dolnobadeńskie utwory jednostki zgłobickiej.
Dolną granicę tej jednostki ustala około 60 m wyżej od granicy przyjętej przez Moryca w 1989 roku.

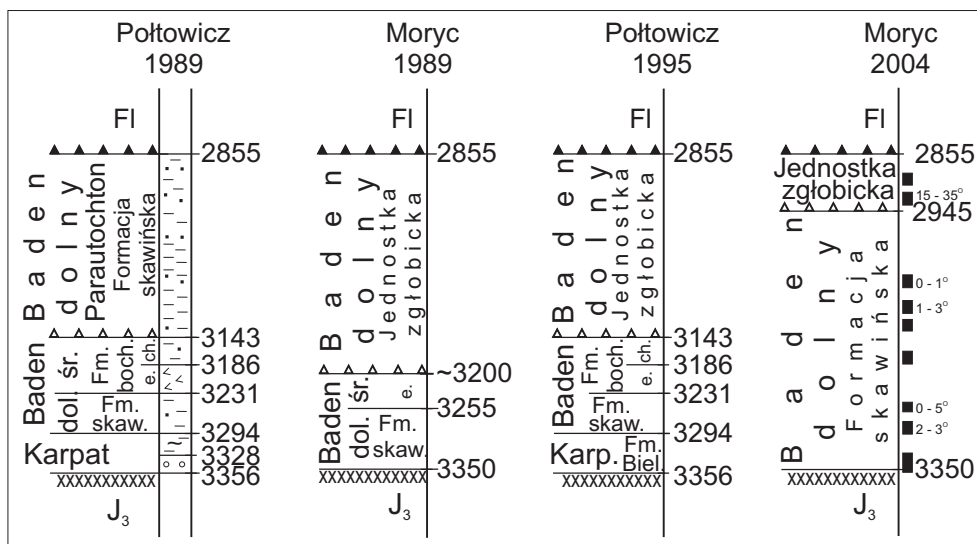


Fig. 5. Poglądy na litostratyfację utworów miocenu z otworu Trzebnia 2.
Objaśnienia przy figurze 4

Fig. 5. Views on the litostratigraphy of Miocene deposits in the Trzebnia 2 borehole.
Explanations as in Figure 4

Po ponownym przeanalizowaniu wszystkich danych w tym otworze wydaje się, że istnieje możliwość innego spojrzenia na stratyfację wyższej części miocenu tego otworu, także w stosunku do wcześniejszego poglądu autora (1989) obecnej pracy. Utwory ilasto-piaskowcowe w rdzeniach z głębokości 2897.6–2899.3 m i 2936.1–2937.7 m wykazują znaczne zlustrowania i upady warstw (drugi rzeń) osiągające 15–35°. Wskazuje to na przynależność ich do sfałdowanych jednostki zgłobickiej. Wiek tych utworów, jak to przedstawił Połtowicz (1989), jest wczesnobadeński. Niżej (Fig. 5) występują podobne utwory o upadach 0–5°, przemawiające za przynależnością ich do autochtonu. Na podstawie wykresów geofizyki wiertniczej, granicę jednostki zgłobickiej z autochtonem można określić na głębokości 2945 m.

Zasadnicza trudność dotyczy uzasadnienia słuszności przyjęcia poziomu ewaporatowego i nadległych warstw chodenickich (Fig. 5). Należy podkreślić, że w pierwszej wersji podziału miocenu w tym otworze autor obecnej pracy był również skłonny przyjąć w nim obecność poziomu ewaporatowego, stwierdzając jednak brak warstw chodenickich.

Podstawą wydzielenia poziomu ewaporatowego były wykresy geofizyki wiertniczej (Połtowicz 1989 – Fig. 1). Rdzeń z odcinka wyróżnionego poziomu ewaporatów nie wydobyto, śladów ewaporatów nie uzyskano również w próbkach płuczkowych. Nie stwierdzono w nich również śladów skał typu węglanowego, które mogłyby charakteryzować bardziej zewnętrzną strefę basenu ewaporatowego. Autor ponownie przeglądnął wykresy geofizyczne z utworów miocenu tego otworu, uznając, że zbyt wysokie wskazania profilowania gamma i wykresy profilowania akustycznego, świadczące o zbitej skale, nie odpowiadają typowemu poziomowi anhydrotowemu. Wprawdzie poniżej tego zbitego poziomu występują w rdzeniu ilowce z żyłkami i impregnacjami białego gipsu (3247.3–3250 m), ale mogą one występować jako epigenetyczne, podobnie jak spotykane w tym samym otworze żyłki gipsów w wapieniach górnourajskich. Podobną wątpliwość można wyrazić w stosunku do ilowców uznanych za warstwy chodenickie (rdzeń z głęb. 3162.0–3163.2 m – uzysk 30 cm), w których nie

stwierdzono mikrofauny. Nie można zatem wykluczyć, że również te iłowce należą do badenu dolnego, zwłaszcza że bezpośrednio wyżej i niżej leżące osady miocenijskie zawierają mikrofaunę tego wieku. Na podstawie tych przypuszczeń autor przyjmuje obecnie możliwość, że utwory miocenijskie otworu Trzebnia 2 poniżej 2945 m (Fig. 5) należą w całości do formacji skawińskiej. Miąższość ich wynosiłaby 405 m i byłaby wówczas porównywalna z grubością formacji skawińskiej w blisko położonych otworach Sułkowice 1 (452 m) i Jachówka 1 (325 m).

Otwór Zawoja 1. Wyniki tego otworu mają szczególne znaczenie w rozpoznaniu profilu litostratygraficznego miocenu w Karpatach Zachodnich. Pierwszy raz profil utworów miocenu tego otworu został opublikowany przez Moryca w 1989 roku (Fig. 6). Autor ograniczył się wówczas do wstępnego opisu i podziału utworów autochtonicznych (3995–4825.5 m), chociaż na figurze 1 zaznaczone zostały występujące ponad nimi sfałdowane osady zaliczone do jednostki stebnickiej. Przedstawiony został wówczas skrócony opis tych utworów, obecnie niektóre odcinki tego profilu opisane zostaną bardziej szczegółowo.

Istotne znaczenie dla ustalenia litostratygrafii miocenu w otworze Zawoja 1 ma nawiązanie występujących w tym otworze utworów do generalnego profilu miocenu stwierdzonego wcześniej w otworze Sucha IG-1 (Ślącza 1976b, 1977). W obydwu tych wierzeniach stwierdzono bowiem odcinki profilu litostratygraficznych, których wyróżnienie mogło być oparte na podobnych kryteriach. Dotyczy to szczególnie dolnomiocenijskich formacji z Suchej i Stryszawy. W nawiązaniu do tego autor wyróżnił w tym otworze nową jednostkę litostratygraficzną, formację z Zawoi (Fig. 6), starszą od formacji z Suchej, a występującą już na platformowych osadach triasu dolnego.

W 1995 roku Połtowicz przedstawił inny podział miocenu tego otworu. W dolnej części przyjął formację z Zawoi (stosując jej nazwę przymiotnikową), zaliczając do niej utwory z głębokości 4406–4825 m (Fig. 6). Wskutek tego do tej formacji włączył również wyróżnione przez innych autorów utwory formacji z Suchej (mimo jej charakteru olistostromowego), tworząc w tym otworze (i innych tego rejonu) konglomerat litologiczny o różnych cechach diagnostycznych. Formację suską w otworze Zawoja 1 Połtowicz wyróżnia dopiero w głębokości 3834–4406 m (Fig. 6). Utwory te litologicznie i w ciągłości profilu miocenijskiego (Fig. 9) nie odpowiadają typowej dla formacji z Suchej serii olistostromowej, ale nadległej formacji stryszawskiej. Tę ostatnią Połtowicz (1995) wydziela dopiero wyżej (3792.5–3834.0 m). Autor obecnej pracy uważa, że w odcinku tym najprawdopodobniej występują już utwory fliszowe Karpat (Fig. 6). Profil miocenijski w otworze Zawoja 1 według Połtowicza składałby się zatem głównie z dwóch formacji: „zawojskiej” i „suskiej”, oraz z bardzo cienkiej formacji „stryszawskiej”. Pierwsza z nich miałaby miąższość 419 m, druga 572 m, co jest całkowicie sprzeczne z danymi innych autorów (m.in. Fig. 6) opisujących wielokrotnie profil miocenu tego otworu. Dla przykładu można porównać miąższość „formacji suskiej” określoną przez Połtowicza w otworze Zawoja 1 na 572 m z rzeczywistą grubością utworów tej formacji w stratotypowym otworze Sucha IG-1 (Fig. 3), osiągającą 267 m (w tym 26 m triasu dolnego). Podobną miąższość formacja ta w rzeczywistości osiąga w Zawoi 1 (Fig. 6 – ok. 260 m) oraz w innych odwiertach, w których została ona stwierdzona (Fig. 9).

Przedyskutowania wymaga również przedstawiona przez Połtowicza górna część miocenu w otworze Zawoja 1 i granica z nasuniętymi utworami fliszowymi. W otworze tym najniższy rdzeń z utworami fliszowymi wydobyto z głębokości 3421–3424 m. Następny rdzeń (3876–3880 m) pochodzi już z osadów miocenijskich (Fig. 6). W próbkach okrucowych materiał fliszowy „sypie” do około 3885 m, niżej zaś pojawiają się okruchy urobku pochodzącego z miocenu, stwierdzonego już w rdzeniach z głębokości 3876–3880 m i 3887.0–3887.5 m. Granica fliszu z mioceniem na podstawie wykresów geofizyki wiertniczej zaznacza się na głębokości 3867 m. Wspomniane rdzenie miocenijskie reprezentowane są przez żwirowce barwy pstrej, mozaikowej, złożone z okruchów iłowców zielonych, brązowo-czerwonych i czerwonych. Materiał terygeniczny spojony jest substancją łąstą, wapnistą, brązowo-ceglastą, zielonkawo-szarą, smugowaną, niekiedy z wkładkami tych iłowców rozdzielających, nieregularnie występujące, wkładki lub wprysnięcia grubszego materiału klastycznego.

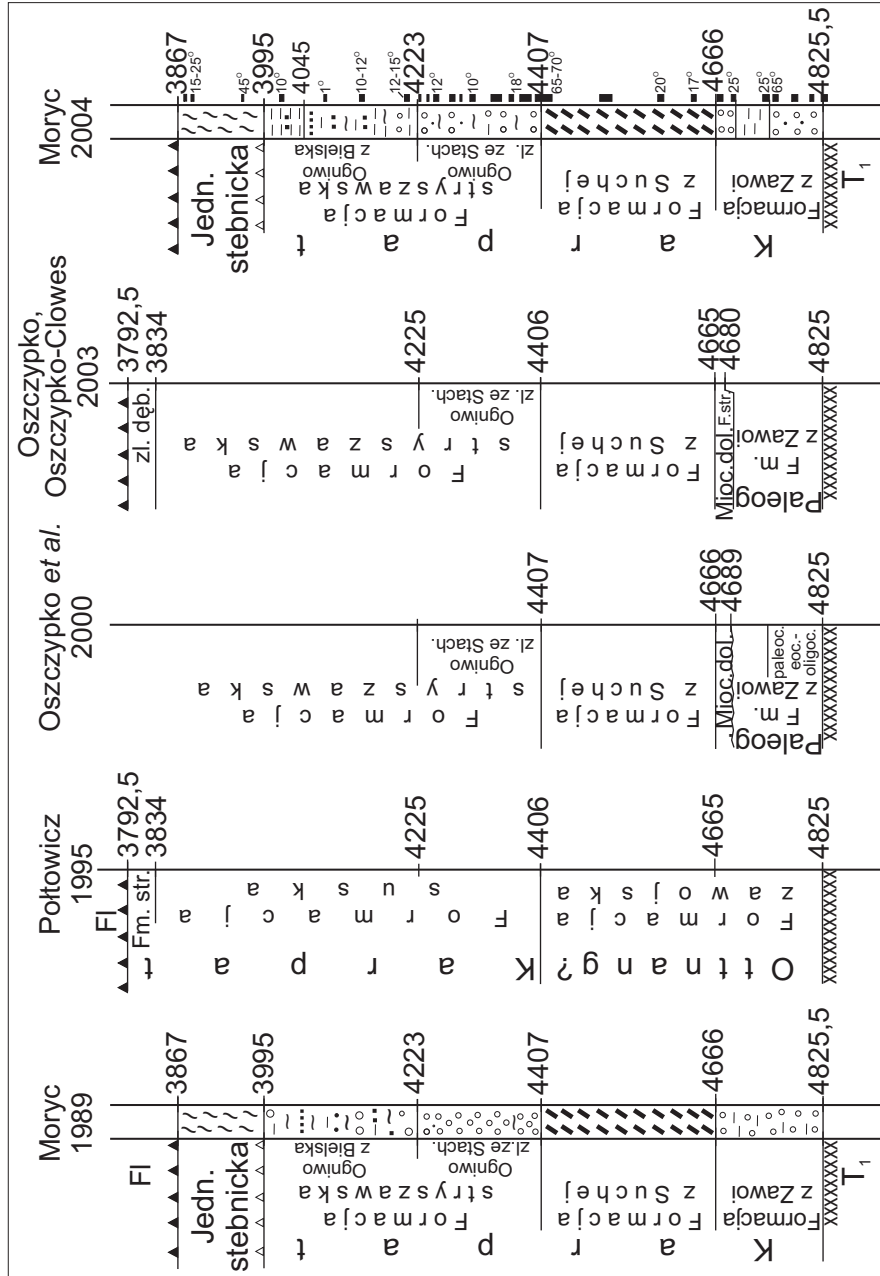


Fig. 6. Poglądy na litostratygrafię utworów mioценu z otworu Zawoja 1. Objasnienia przy figurze 4

Fig. 6. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Zawoja 1 borehole. Explanations as in Figure 4

Spotyka się w nich bowiem również drobniejsze wkłady typu brekcji sedymentacyjnej. Materiał terygeniczny ułożony jest w formie warstewek lub nieregularnych gniazdowych wtrąceń, zazwyczaj o nierównych powierzchniach. Ten typ osadów wykazuje pełne podobieństwo do utworów spotykanych niżej, w górnej części formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska). Różnica polega tylko na wielkości upadów warstw (Fig. 6), które w wyższej części (do 3995 m) osiągają 15–25° i 45°, poniżej zaś są już znacznie mniejsze (1–10°, 12–15°). Na tej podstawie autor jest skłonny uznać wyższą część tych utworów za allochtoniczne osady ogniwa z Bielska, odpowiadające jednostce stebnickiej, natomiast ich część niższą za ogniwo z Bielska występujące w pozycji autochtonicznej. Granica między nimi zaznacza się w wykresach geofizyki wiertniczej na głębokości 3995 m (Fig. 9).

Problematyką mioceńską m.in. otworu Zawoja 1 zajmował się w latach 1995–2003 również Oszczytko. Początkowo autor ten przyjmował podział miocenu zbliżony do proponowanego przez autora obecnej pracy, wprowadzając pewne zmiany w miąższościach niektórych kompleksów skalnych oraz uwagi odnoszące się głównie do kwalifikacji wiekowej formacji z Zawoi (Fig. 6). Szczegóły na ten temat przedstawione zostaną w rozdziale dotyczącym wieku tych utworów. Należy tu jednak nadmienić, że w pracy Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) przyjęte zostały głębokości granic zgodnie z przedstawionymi w pracy Połtowicza (1995), ale określające zupełnie inne jednostki litostratygraficzne (Fig. 6). W pracy tej autorzy wyróżniają po raz pierwszy w tym otworze zlepienie dębowieckie (= formacja stryszawska Połtowicza), które zdaniem autora obecnej pracy są osadami fliszu karpackiego.

Moryc (1989) opisując profil utworów miocenu otworu Zawoja 1, opierał się na wstępnych badaniach mikrofaunistycznych, ograniczających się na ówczes do pojedynczych przypadków jej występowania. Nowsze badania wskazują na częste jej występowanie, przy czym do tej pory znaleziona została w miocenie otworu Zawoja 1 tylko fauna redeponowana z fliszu karpackiego. Mikrofauna ta charakteryzuje utwory erodowanego fliszu i z tych względów zasługuje na jej opublikowanie. Ponadto obecnie przedstawiony zostanie, bardziej szczegółowo, opis litologiczny utworów miocenu tego otworu (również otworów Lachowice 1 i 2), który w wersji z 1989 roku był zreferowany w znacznym skrócie.

Formację z Zawoi podzielić można na trzy poziomy (Fig. 6, 9). Najniżej występuje 94-metrowy kompleks zlepieńców, w najniższej części (3 m) piaszczystych, wyżej ilastych, zawierających materiał otoczkowy pochodzący z fliszu i podłoża miocenu. Z kompleksu tego opisana była dotychczas na wtórnym złożu uboga mikrofauna fliszowa i karbońska (Kijakowa w: Moryc 1989, Malata w: Oszczytko *et al.* 2000) oraz dinocysty (Gedl w: Oszczytko *et al.* 2000), określające stratygraficznie odwrócony układ profilu skał fliszowych budujących tę część formacji. Górna część tego najniższego kompleksu formacji z Zawoi zawiera dinocysty paleocenu, niższa – eocenu-oligocenu (Fig. 6).

W wyższym poziomie o miąższości 42 m, składającym się z utworów ilastych, w górnej części (iłowce typu „warwowego” – Moryc 1989), występuje zespół otwornic późnokredowych i eoceńskich (Malata w: Oszczytko *et al.* 2000). W tych utworach S. Kijakowa (teczka otworu) stwierdziła zespół mikrofauny fliszowej złożony z gatunków dolnokredowych. Są to: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatliuk) i *Recurvoides* sp. Stwierdzone przez kilku badaczy dość liczne występowanie fauny i flory fliszowej w formacji z Zawoi nie pozostawia wątpliwości (Garecka *et al.* 1996), że flisz był już w tym czasie erodowany.

Najwyższy poziom formacji z Zawoi o grubości 23 m (Fig. 6) zbudowany jest ze zlepieńców, złożonych najprawdopodobniej tylko z materiału z podłoża miocenu. Podściela on już fliszową olistoplakę formacji z Suhej. Poziom ten zaliczany był już do molasy mioceńskiej również w pracy Oszczytko *et al.* (2000).

Z utworów formacji z Suhej w otworze Zawoja 1 pobrano pięć rdzeni wiertniczych, w których tylko w trzech w wyższej części (4407–4502 m), S. Kijakowa (archiwum – teczka otworu) stwierdziła

zespół mikrofauny: *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *G. charoides* (Jones et Parker), *Recurvoides* cf. *imperfectus* Hanzlikova, *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, *P. alternans* Nath, *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *H. nonioninoides* (Reuss), *Trochammina vocontiana* Moullade, *Ammodiscus* cf. *infimus* Franke, *Hormosina ovulum crassa* Geroch, *Recurvoides* sp. i *Trochammina*? Jest to zespół dolnokredowy charakterystyczny dla warstw Igcokich. Znamienne jest, że na ten wiek wskazują również występujące w tych interwałach dinocysty (Gedl 1997), które zostały stwierdzone ponadto w dwóch niższych rdzeniach tej formacji, w których mikrofauna nie występuje.

W ogniwie zlepieńców ze Stachorówki w otworze Zawoja 1 z wkładek mułowcowych S. Kijakowa oznaczyła, występujące pojedynczo, paleogeńskie otwornice *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Plectina conversa* (Grzybowski), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Rhabdammina* sp. i *Globigerina* sp. (głęb. 4237–4239 m), eoceński gatunek *Saccaminoides carpathicus* Geroch (około 4308 m) oraz *Nodellum velascoense* (Cushman) i *Haplophragmoides*? (4347 m).

W górnej części ogniwa ze Stachorówki (4271–4278 m) Gonera (w: Oszczytko 1997, 1998, 1999) oznaczyła dość liczny zespół otwornic wieku eggenburg-ottnang (N5–N6), wskazujący, według autorki, na „środowisko pozanerytyczne głębszej części zbiornika (górnym-środkowy batiał)”. Oszczytko (*op. cit.*) wskazuje na sprzeczność pomiędzy płytkowodnym typem osadów, w których mikrofauna ta występuje, a charakterem środowiska, które ta fauna reprezentuje. Na tej podstawie wyraża pogląd, że ta wczesnomiocenska mikrofauna jest również redeponowana z osadów fliszowych, a być może nawet z formacji zebrzydowickiej (Oszczytko 2001).

Górna część utworów formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska) w otworze Zawoja 1 wynosi 228 m. Rozwój litologiczny tych utworów opisany został już dość dokładnie przez autora w 1989 roku. Są to w przewadze iłowce i mułowce szare, oliwkowe i pstre z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców, różnobarwnych żwirowców a czasem zlepieńców lub pojedynczych otoczków skał fliszowych i podłoża miocenu. Materiał grubookruchowy ilościowo rośnie ku dołowi, wzrastając dość ostro w niżejleżących utworach ogniwa zlepieńców ze Stachorówki.

Mimo ogólnej przewagi materiału drobnoklastycznego w ogniwie z Bielska można w nim w otworze Zawoja 1 wydzielić dwa poziomy różniące się ilością materiału grubszego. W dolnej części występuje poziom o grubości 178 m (Fig. 6, 9), w którym materiał średniookruchowy (głównie żwirowce), rzadziej grubookruchowy (zlepienie) osiąga 25–40%. W wyższej części tego ogniwa (50 m) zdecydowanie przeważa materiał pelityczny, żwirowce stanowią najwyżej 5–10%. Ten ostatni poziom, od góry, graniczy już ze sfałdowanymi utworami ogniwa z Bielska.

W utworach autochtonicznych ogniwa z Bielska S. Kijakowa (teczka otworu) oznaczyła ubogi zespół mikrofauny fliszowej, złożonej z kredowych i paleogeńskich gatunków, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Acarinina* cf. *whitei* (Weiss), *Cystammina subgaleata* Vasicek oraz oznaczonych rodzajowo *Haplophragmoides* sp. i *Recurvoides* sp. Ubogi zespół mikrofauny fliszowej autorka oznaczyła również w wyżejleżących utworach sfałdowanych jednostki stebnickiej. Są to *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Ammobaculoides carpathicus* Geroch i *Recurvoides* cf. *deflexiformis* (Noth).

Struktura Lachowic

Otwory Lachowice 1 i 2. Pierwszy raz profile utworów miocenu występujących w tych otworach wiertniczych przedstawił Moryc w 1989 roku. Wyróżniono w nich (Fig. 7 i 8) formację suską i stryszawską (ta ostatnia rozdzielona na dwa ogniwa), nawiązując do profilu miocenu z otworu Sucha IG-1 (Ślaczka 1977) i otworu Zawoja 1.

Zupełnie inny podział miocenu w tych otworach przedstawił Połtowicz (1995). Podobnie jak w otworze Zawoja 1, w otworach tych wyróżnił formację suską i stryszawską (Fig. 7 i 8).

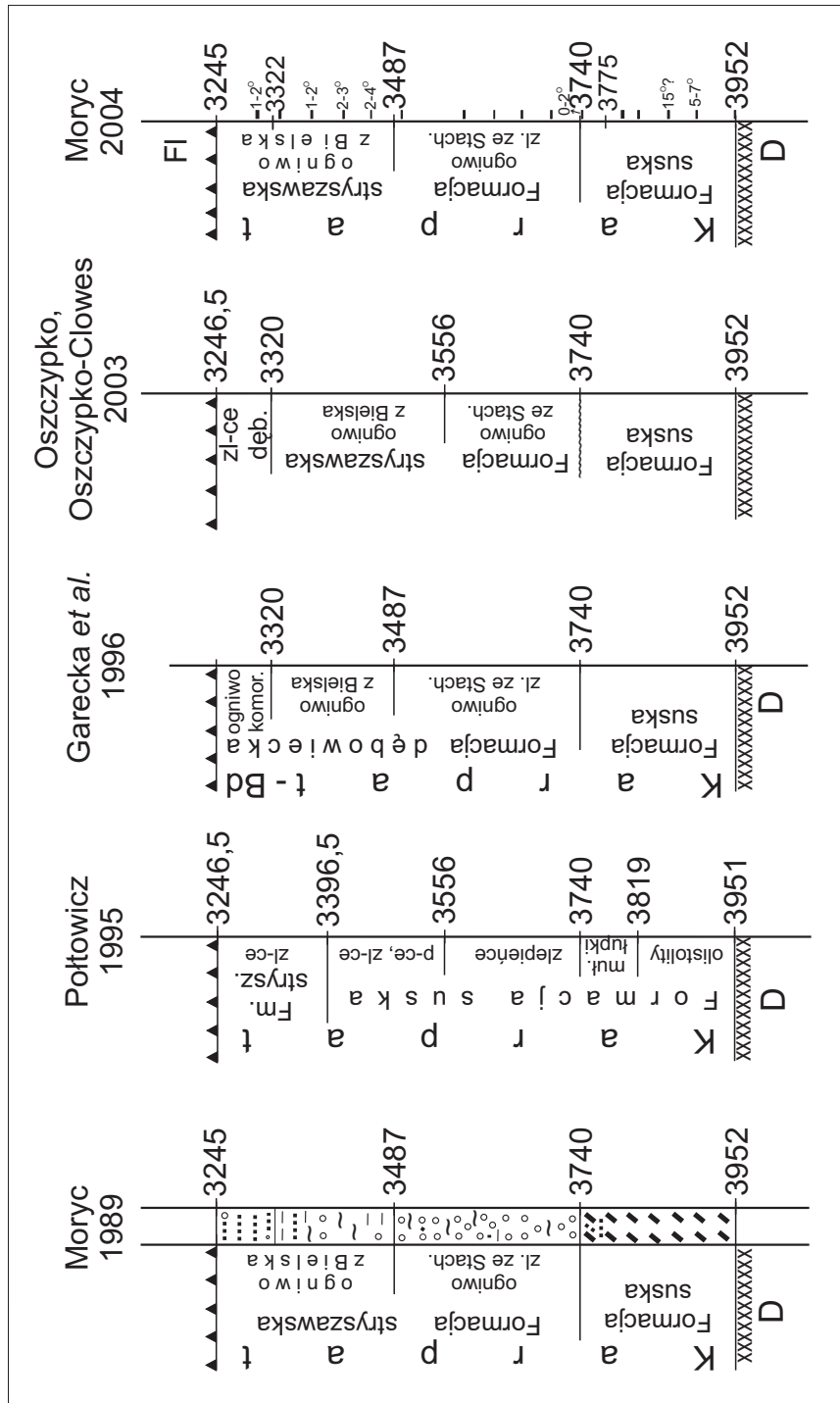


Fig. 7. Poglądy na litostratygrafię utworów miocenu z otworu Lachowice 1. Objasnienia przy figurze 4

Fig. 7. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Lachowice 1 borehole. Explanations as in Figure 4

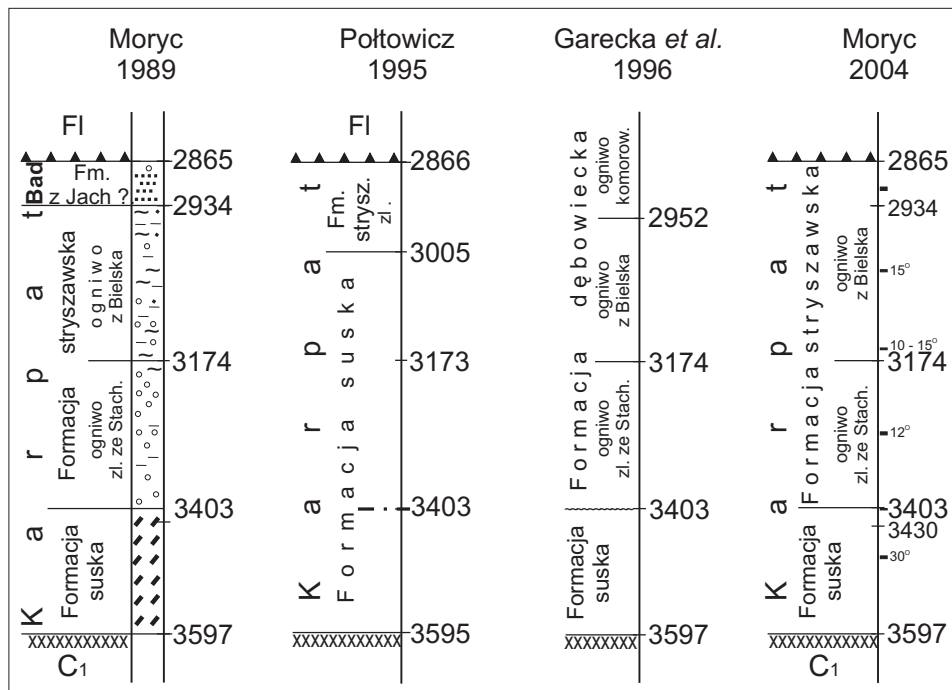


Fig. 8. Poglądy na litostratyfografię utworów miocenu z otworu Lachowice 2.
Objaśnienia przy figurze 4

Fig. 8. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Lachowice 2 borehole.
Explanations as in Figure 4

Znaczna część utworów formacji stryszawskiej wyróżnionej przez innych autorów została włączona przez Połtowicza do formacji suskiej. W otworze Lachowice 1 (Fig. 7), ponad olistolitami, Połtowicz (1995) wyróżnia około 80-metrowej miąższości poziom ilasto-mułowcowy, którego brak w otworze Lachowice 2 (Fig. 8) tłumaczy prawdopodobnym uskokiem (3403 m). W obydwu otworach osady te zaznaczają się podobnymi wykresami geofizyki wiertniczej (Fig. 9), wykazującymi prawie identyczny układ warstw, który nie uzasadnia istnienia wspomnianego wyżej uskoku. Wystarczyłoby w otworze Lachowice 1 (Fig. 7) włączyć do serii olistolitowej poziom ilasty „zawierający okruchy margli zielonych (...) podobnych do margli godulskich” (przerobiony flisz z materiałem mioceńskim), wówczas seria olistostromowa w tym otworze miałaby zbliżoną miąższość do występującej w otworze Lachowice 2. W konsekwencji tego wyżejległe zlepienie (uznawane przez innych za zlepienie ze Stachorówki) zostały przez Połtowicza (1995) sklasyfikowane jako korelujące się „ze zlepieniami spagowymi formacji suskiej w profilu Su. 1” (?), a według korelacji przedstawionej przez tego autora na figurze 3 odpowiadają one w całości formacji suskiej Ślączi (1977). W wyniku tej interpretacji, formacja suska w otworach Lachowice 1, 2 i Zawoja 1 według Połtowicza miałaby miąższość 554–590 m (Fig. 6, 7, 8), a w stratotypowym otworze Sucha IG-1 (łącznie z triasem) 267 m (Fig. 3). Do tej formacji bowiem w tych trzech pierwszych otworach autor włącza nie tylko zlepienie ze Stachorówki, ale również znaczną część ogniwa z Bielska.

Garecka *et al.* (1996) w otworach Lachowice 1 i 2 przyjmują tylko dwie formacje, suską i dębowiecką (Fig. 7, 8). W tej ostatniej wydzielają ogniwa: ze Stachorówki, z Bielska i komorowickie.

Oszczypko (1997, 1999, 2001) i Laskowicz (1997) stosują podział miocenu w tych otworach podobny do przyjętego przez Moryca (1989), ale różniący się wydzieleniem w nich zlepieńców dębowieckich. Oszczypko & Oszczypko-Clowes (2003) w otworze Lachowice 1, podobnie jak w Zawoi 1, przyjmują głębokości granic jednostek litostratygraficznych zgodnie z Połtowiczem (1995), wydzielając jednak zupełnie inne jednostki litostratygraficzne. Przykładem może być granica 3556 m (Fig. 7), która według pierwszych autorów wyznacza strop zlepieńców ze Stachorówki (dolna część formacji stryszawskiej), a według Połtowicza – strop zlepieńców występujących mniej więcej w środkowej części formacji suskiej. Te i inne przykłady świadczą, jak znaczne różnice występują w podziałach miocenu i jak niezbędne jest wprowadzenie jednolitej formy stosowania tego podziału.

Nowe obserwacje litostratygraficzne i badania mikropaleontologiczne wykonane po 1989 roku pozwalają autorowi na pewne uszczegółowienie profilu mioceńskiego również w otworach Lachowice 1 i 2.

Generalny profil osadów mioceńskich w otworze Lachowice 1 przedstawiony przez Moryca (1989) w zasadzie nie ulega zmianie (Fig. 7). W formacji suskiej tego otworu wyróżnić można obecnie dwa zespoły skał. W dolnej części formacja ta zbudowana jest ze 177-metrowego kompleksu olistolitowego (Fig. 7, 9), złożonego głównie z utworów fliszowych jednostki podśląskiej. Są to łupki ciemne, prawie czarne, słabo wapieniste z wkładkami piaskowców szarych, zbitych z licznymi żyłkami kalcytu oraz niekiedy z cienkimi wkładkami (3–5 cm) wapieni ciemnoszarych i brązowo-szarych podobnych do wapieni cieszyńskich (?). W górnej części tego kompleksu (rdzeń 3796.5–3800.0 m) spotyka się olistolity pstrych łupków (zielone i czerwone), zmieszane z materiałem drobnookruchowym (2–3 cm), słabo obtoczonym, złożonym z piaskowców typu kwarcytowego i drobnych otoczków czarnych skał ilastych. Badania mikrofaunistyczne wykonane przez S. Kijakową (teczka otworu) wykazały w prawie całym profilu brak mikrofauny, z wyjątkiem wspomnianego wyżej rdzenia. Są to dolnokredowe gatunki *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Plectorecurvoidea* cf. *irregularis* Geroch i *Recurvoidea imperfectus* Hanzlikova. W próbkach płuczkowych natomiast autorka stwierdziła znacznie bogatszą faunę fliszową (3750–3945 m), jednakże z uwagi na zarurowanie otworu rurami 9 5/8” do głębokości 2289 m może ona pochodzić nie tylko z olistostromowych utworów miocenu, ale również z osadów fliszowych. Są to: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. diffundens* (Cushman et Rezn), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Globotruncana tricarinella* (Querau), *Dorothia trochoides* (Marsson), *D. bulletta* (Carsey), *D. pupa* (Reuss), *Trochammina quadriloba* Grzybowski, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *G. nitidus* (Reuss), *Eponides haidingeri* (Brady), *Globigerina dissimilis* Cushman et Bermudes, *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Semivulvulina dentata* (Alth), *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Gavelinella* cf. *rubiginosa* (Cushman), *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. walteri* (Grzybowski), *H. cf. suborbicularis* (Grzybowski), *Recurvoidea imperfectus* Hanzlikova, *Nodellum velascoense* (Cushman), *Ammodiscus involvens* Grzybowski, *Globigerinoides sacculifera* (Brady), *Eponides haidingeri* (Brady), *Trochamminoides irregularis* (White), *Spiroplectammina navarroana* Cushman, *Tritaxia havenensis* (Cushman et Bermudez), *Plectorecurvoidea alternans* Noth, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerina* cf. *parabulloides* Blow i kilka form oznaczonych rodzajowo.

W pracy z 1989 roku autor wykorzystał wstępne badania mikrofaunistyczne próbek płuczkowych z otworu Lachowice 1, wymieniając z tych utworów *Globigerina (Subbotina) woodi connecta* (Jenkins) i *Globigerina ampliapertura* Bolli. Ze względu na zły stan zachowania okazów, przeprowadzone w późniejszym czasie dokładne badania nie pozwoliły na bezsporne potwierdzenie występowania tych gatunków.

W najwyższej części formacji suskiej w tym otworze (Fig. 7) występuje poziom o miąższości 35 m. Charakteryzuje go rdzeń z głębokości 3742–3744 m, reprezentowany przez iłowce barwy czekoladowej, zbite, z 2–3-centymetrowymi warstewkami piaskowców, żwirowców i pstrych, drobnookruchowych zlepieńców. Materiał okruchowy pochodzi z fliszu i częściowo z podłoża miocenu.

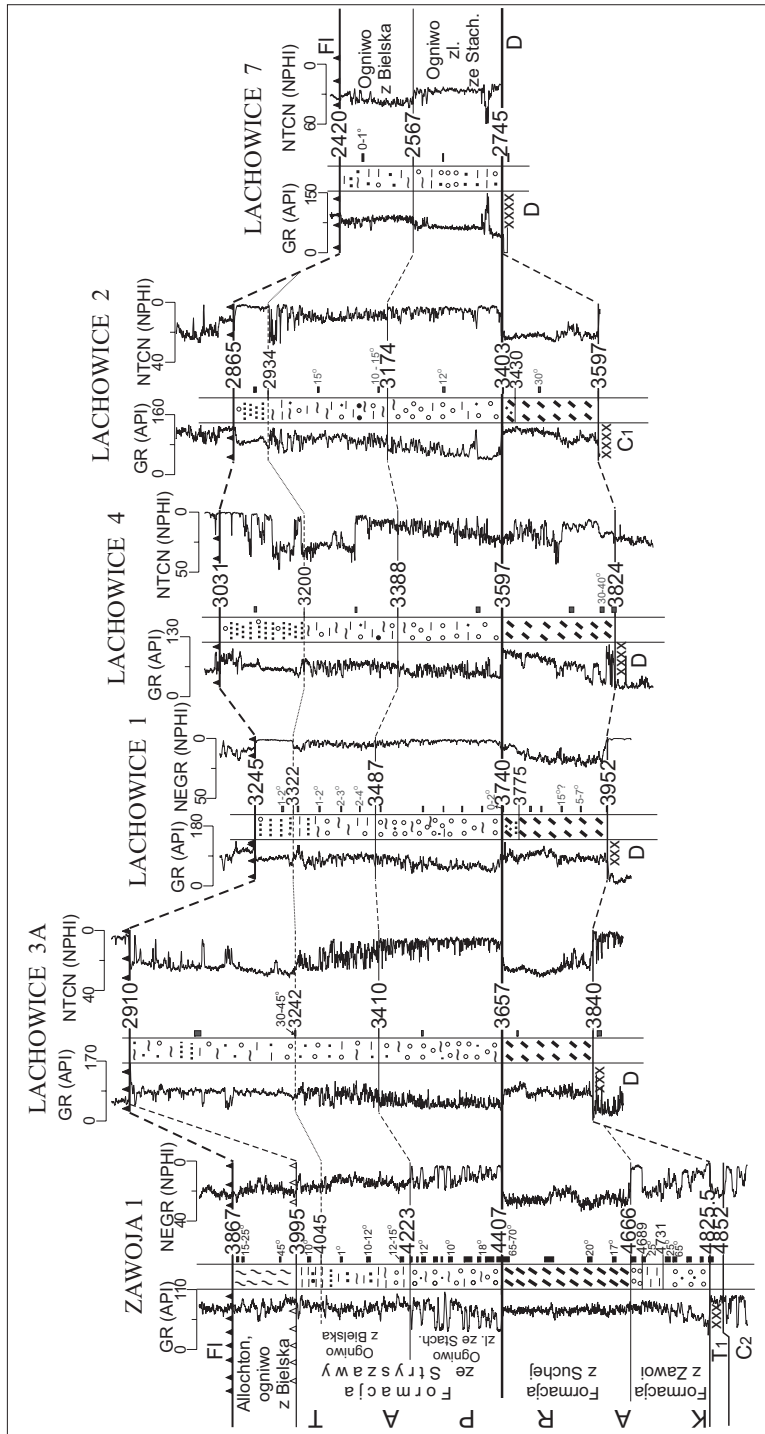


Fig. 9. Korelacja utworów miocenu w rejonie Zawoja – Lachowice. Objasnienia przy figurze 4

Fig. 9. Correlation of the Miocene deposits in the Zawoja – Lachowice area. Explanations as in Figure 4

Można tu wyróżnić otoczaki i żwirki z osadów podobnych do piaskowców godulskich, pstrych łupków, fliszowych skał dolnokredowych, wapieni górnopaleozoicznych różowych, fioletowych, szarych. W utworach tych obserwujemy cykliczną sedymentację i powtarzające się okresy frakcjonalnego układu warstw, świadczące o krótkotrwałych cyklach na ogół spokojnego osadzania się tych utworów. Badania mikrofaunistyczne rdzeni nie wykazały obecności fauny w tych utworach, występuje ona natomiast w próbkach okruchowych. Składa się ona z podobnego zespołu do opisanego wyżej. Najwyższy poziom formacji z Suchoj otworu Lachowice 1 jest litologicznie ogniwem przejściowym do wyżejległego zlepieńcowego ognia formacji stryszawskiej.

Z utworów zlepieńcowych ognia ze Stachorówki w otworze Lachowice 1 w rdzeniach nie uzyskano mikrofauny. Występuje ona natomiast w próbkach okruchowych, głównie jako mikrofauna fliszowa. Podkreślić jednak należy znalezienie na głębokości 3660–3665 m gatunku *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orbigny.

Ogniwo z Bielska w otworze Lachowice 1 podzielić można na dwie części (Fig. 7, 9). W dolnej części (3322–3487 m), podobnie jak w otworze Zawoja 1, znacznie większą rolę odgrywa materiał średnio- i grubookruchowy (zlepienie z otoczkami nawet 6–10 cm grubości), w wyższej (3245–3322 m) występuje natomiast materiał drobniejszy, piaszczysty. W dolnej części składniki grubsze osiągają 15–30% całego kompleksu, w wyższej, sądząc z jednego rdzenia, głównym składnikiem są tu piaskowce, brak natomiast wskazówki, czy i w jakiej ilości występuje materiał zlepieńcowaty.

W dolnej części tego ognia spotyka się materiał grubookruchowy w postaci wkładek zlepieńców, a także pojedynczych wtrąceń otoczek, tkwiących w masie ilasto-piaszczystej i żwirkowej. Są to otoczki piaskowców szarych i zielonych, mułowców zbitych, stalowoszarych, ilowców czerwonych, żółtawo-rdzawych, oliwkowych, niekiedy zwietrzałych, wapieni różowych i beżowych, ciemnych dolomitów ilastych oraz szarych, częściowo zwietrzałych skał typu granitowego. Jest to głównie materiał pochodzący z utworów podłoża miocenu (dewon, karbon, podłoże krystaliczne) w mniejszym stopniu z utworów fliszowych. Znaczną rolę, zwłaszcza w wyższej części, odgrywają otoczki węgla oraz czarny miał węglowy, z rozrarcia górnokarbońskiej formacji produktywnej. Roztarty węgiel obficie występuje również w piaskowcach (szarych, drobno- i średnioziarnistych) wydobytych z górnej części ognia z Bielska, w których przeważnie ułożony jest w formie cienkich warstewek. Wskazują one na upad warstw rzędu 1–2°, podkreślając spokojną sedymentację, w przeciwieństwie do zaburzonego osadu niższej części utworów ognia z Bielska w tym otworze. Różnorodność składników budujących utwory tego ognia wpływa na urozmaiconą barwę, wykazującą charakter mozaikowy. Są to, niekiedy przenikające się, barwy pstre, szare, brązowe, zielone, różowe, oliwkowe i czerwone, często z przejściami między tymi kolorami, tworzącymi tęczowo lub wstęgowo ułożone odcienie. Barwy te są charakterystyczne dla utworów formacji stryszawskiej również w innych otworach wiertniczych.

W utworach niższej części ognia z Bielska w Lachowicach 1 w rdzeniu z głębokości 3373.5–3456.0 m S. Kijakowa (teczka otworu) stwierdziła mikrofaunę fliszową, złożoną z gatunków *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski), *Haplophragmoides scitulus* (Brady), *Cystammina subgaleata* Vasicek, *Recurvoides walteri* (Grzybowski), *Thalmanammina subturbinata* (Grzybowski), *Plectina* cf. *coniformis* (Grzybowski), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Trochammina* cf. *quadriloba* Grzybowski, *Globotruncana* cf. *tricarinata* (Querau), *G. arca* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G.* cf. *linaperta* Finlay i kilka form określonych rodzajowo. W najwyższym rdzeniu kończącym ogniwo z Bielska S. Kijakowa oznaczyła tylko jeden gatunek fliszowy – *Plectina* cf. *apicularis* (Cushman). W próbkach okruchowych występuje również liczna fauna pochodząca z fliszu karpackiego, głównie dolnokredowa, z tym że wraz z nią, na głębokości 3245–3250 m, występuje *Globigerinoides trilobus* (Reuss). Należy podkreślić, że odcinek profilu zaliczony przez autora obecnej pracy do górnej części ognia z Bielska (3245–3322 m) Garecka *et al.* (1996 – ryc. 2), Laskowicz (1997), Oszczytko (1999, 2001) i Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) zaliczają do zlepieńców dębowieckich (for-

macji komorowickiej). Podobny profil litostratygraficzny utworów miocenu występuje również w otworze Lachowice 2 (Fig. 8). Na podstawie wykresów geofizycznych (Fig. 9), w formacji z Suchej można wyróżnić również dwa kompleksy skalne, dolny na głębokości 3430–3597 m i górny na głębokości 3403–3430 m. Z obydwu uzyskano tylko po jednym rdzeniu, w każdym zaledwie po około 50 cm materiału skalnego. W dolnym kompleksie, według tego rdzenia, występują iłotupki i łupki mułowcowe ciemnoszare, bezwapniste, silnie zdiagenezowane, niekiedy zlustrowane, o upadach warstw do 30°, przewarstwione cienkimi, jaśniejszymi, wapnistymi piaskowcami tworzącymi warstwki do 1 cm. W niektórych łupkach na płaszczyznach oddzielności spotyka się formy robaczkowe. Są to utwory litologicznie przypominające warstwy krośnieńskie, ale podobne również do osadów zaliczanych przez geologów czeskich do karpatianu, które autor miał możliwość oglądać w rdzeniach wierceń z Moraw. Mimo braku w otworze Lachowice 2 większej ilości rdzeni z dolnego kompleksu, podobieństwo tych utworów do olistostromowej serii z otworu Lachowice 1, w świetle wykresów geofizycznych, nie budzi wątpliwości (Fig. 9). Fliszowy charakter osadów budujących ten kompleks potwierdzają również próbki okruczowe i wyniki badań mikrofaunistycznych, wskazujące (podobnie jak utwory z opisanego jedyne rdzenia) na paleogeński i kredowy wiek tych skał. W zespole tym, według S. Kijakowej (teczka otworu), występują *Sphaerammina sub-galeata* Vasiček, *Anomalina affinis* (Hantken), *Dendrophrya* sp., *Turborotalia* sp., a także (próbki płuczkowe) *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Thalmanammmina neocomiensis* Geroch, *Psammosphaera laevigata* White, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. valteri* (Grzybowski), *Globotruncana* cf. *arca* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plummer i *G. velascoensis* Cushman.

W górnej, 27-metrowej, części formacji z Suchej w otworze Lachowice 2 (Fig. 8) w rdzeniu (50 cm) stwierdzono okruczki łupków szarych i piaskowców stalowoszarych, fliszowych, fragmenty wapieni krystalicznych szarych oraz zlepieńców drobnookruczowych, z licznymi drobnymi (5–8 mm), słabo obtoczonymi otoczkami czarnych iłowców, wapieni beżowych oraz białych i żółtych kwarców.

W wykresach geofizyki wiertniczej we wszystkich otworach szczególnie ostro zaznacza się górna granica formacji suskiej (Fig. 9). Określa ona zarazem dolną granicę ogniwa zlepieńców ze Stachorówki. W otworze Lachowice 2 z ogniwa tego uzyskano tylko jeden rdzeń (Fig. 8, 9). Występują w nim zlepienie polimiktyczne, o barwie mozaikowej, z przewagą odcieni szarych i szaro-zielonych, spojone materiałem ilastym lub ilasto-piaszczystym (żwirowcowym), zazwyczaj silnie wapnistym. Materiał otoczkowy z podłoża platformowego składa się z piaskowców różowo-szarych (kambr dolny?), iłowców czerwonych i piaskowców różowoszarych (trias dolny?) oraz drobniejszych (do 3 cm) otoczek wapieni beżowych i kremowych (dewon-karbon dolny). Z otoczek fliszu karpackiego wyróżnić można piaskowce zielone z glaukonitem typu warstw godulskich i piaskowce stalowoszare, kwarcytowe podobne do piaskowców lgoeckich. Większość otoczek osiąga średnicę nawet do 6 cm. W ocenie ogólnej wydaje się, że w rdzeniu tym nieznacznie przeważa materiał z fliszu karpackiego, chociaż zdarzają się również większe skupienia otoczek z podłoża miocenu. Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone w tych utworach przez S. Kijakową wykazały jedynie kilka gatunków kredowych i paleogeńskich: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Batysiphon* sp., *Recurvoides* sp., a w próbkach okruczowych ponadto *Globotruncana arca* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G.* cf. *linaperta* Finlay, *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Uvigerinammmina jankoi* Majzon, *Ammodiscus tenuissimus* Grzybowski, *Sphaerammina sub-galeata* Vasiček, *Recurvoides* cf. *deflexiformis* (Noth), *Anomalina affinis* (Hantken), *Eponides umbonatus* (Reuss), *E. lotus* (Schwager), *Saccammina placenta* (Grzybowski) i kilka innych okazów z fliszu oznaczonych rodzajowo.

Górne ogniwo formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska) w otworze Lachowice 2 (Fig. 8) wykazuje prawie identyczny rozwój jak w otworze Lachowice 1. Dzieli się również na dwa poziomy zaznaczające się w wykresach geofizyki wiertniczej (Fig. 9). W dolnym poziomie (2934–3174 m), według dwóch pobranych w nim rdzeni, wydaje się zaznaczać znacznie większy niż w górnym udział ma-

teriału średnio- i grubookruchowego. Są to zlepieńce, niekiedy zwirowce zlepieńcowate, zbite, ogólnie szare, o barwach mozaikowych, o otoczkach dobrze obtoczonych wielkości 3–5 cm. W skład ich wchodzi otoczki dolomitów i wapieni beżowych, piaskowców typu kwarcytowego i szarogłazów ciemnych, brązowych, piaskowców i łupków różowych i zielonych, łupków ilastych szarych oraz białe kwarcce. Typ tych utworów wykazuje podobieństwo do osadów paleozoicznych. Otoczki są źle wy-sortowane, różnie ułożone, wskazujące na spływy i środowisko o niespokojnej sedymentacji. Częste są przypadki pionowego ułożenia otoczek o osiach dłuższych skierowanych prostopadle do osadów ilasto-piaszczystych, w których one występują. Na zaburzenia tych utworów wskazują również upady warstw dochodzące do 15°. Otoczki te występują w skałach ilastych i ilasto-mułowcowych, szarobrazowych, ceglasto-brązowych, szarych z różnymi odcieniami i smugowymi przejściami barw między sobą. Zawierają one dość często pojedyncze żwirki (1–3 mm) słabo obtoczonych skał ilastych szarych, zielonych i czerwonych, tkwiących nieregularnie w tej ilastej masie skalnej. Wśród tych skał ilastych występują czasem wkładki piaskowców, niekiedy zlepieńcowatych, tworzących warstewki lub nieregularne gniazdowe skupienia.

W najniższym rdzeniu pobranym z tego kompleksu (3154–3157 m) S. Kijakowa (teczka otworu) oznaczyła: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Reticulophragmium amplexens* (Grzybowski), *Psammosphaera fusca* Schulze, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. linaperta* Finlay, *G. cf. trivialis* Subbotina, *Globorotalia subbotinae* Morozowa, i *G. cf. aequa* Cushman & Renz. W wyższym rdzeniu autorka stwierdziła pojedyncze okazy mikrofauny znanej również z paleogenu fliszowego.

Górny poziom ogniwa z Bielska w otworze Lachowice 2 (2865–2934 m) Moryc (1989, str. 187) zaliczył wstępnie do formacji z Jachówki (Fig. 8). Obecnie, po przeprowadzeniu dokładnej korelacji, autor niniejszego artykułu uważa, że należy go zaliczyć jeszcze do ogniwa z Bielska, jako odpowiednik osadów z otworu Lachowice 1, z głębokości 3245–3322 m (Fig. 9). W jedynym rdzeniu z tego poziomu w otworze Lachowice 2 (2905–2910 m) uzyskano tylko 50 cm okruchów złożonych z brązowej skały węglanowej (typ ankerytu) z żyłkami kalcytu, zlepieńca szarego drobnoklastycznego (żwirki węglanów beżowych, ciemnych skał ilastych, piaskowców, iłowców zielonych i liczny biotyt – „kocie złoto”) oraz z piaskowców drobnodziarnistych szarych z muskowitem i miałem rozartego węgla.

Otwory Lachowice 3 i 3A. W pierwszym z tych otworów, w wyniku technicznej awarii, ukończono wiercenie po osiągnięciu głębokości 3661 m, nie osiągając utworów podłoża miocenu. Ustalenie litostratygrafii utworów miocenu w tym otworze oraz granicy flisz/miocen nie nastęczało większej trudności, gdyż w strefie tej dysponujemy wykresami geofizyki wiertniczej oraz materiałem rdzeniowym i okruchowym. Granica fliszu z utworami miocenu w tym otworze występuje na głębokości 2948 m, czyli około 40 m niżej niż w dublującym otworze Lachowice 3A (Fig. 9). Na podstawie korelacji tych dwóch otworów możemy przyjąć, że w obydwu, pod fliszem, nawiercono osady ogniwa z Bielska (Tab. 1). Są to mułowce, czasem iłowce ciemnoszare, zapiaszczone, wapniste, niekiedy zwirowce zailone lub iłowce zawierające żwirki (1–2 mm) i drobne otoczki (3–4 cm) skał głównie podłoża miocenu. W skład materiału okruchowego wchodzi głównie iłowce czarne (typ łupków fliszowych), wapienie beżowe, szare, różowe o fioletowym odcieniu (paleozoik), białe kwarcce, skały krystaliczne i fylity (metaargility) zielone. Najliczniejsze są klasty węglanowe. Żwirki i drobne otoczki występują w postaci warstewek lub nieregularnych gniazd. Klasty przeważnie są słabo obtoczone, ostrokrawędziste, wskazujące na bliski transport. Znalezione również konkretne pi-rytu (około 1 cm), podobne do występujących *in situ* w wapieniach dewońskich otworu Lachowice 7. W materiale ilastym w pobranych z tych utworów nielicznych rdzeni obserwuje się poślizgi i zadziory świadczące o przemieszczaniu osadów w zbiorniku jeszcze przed ich skonsolidowaniem. W utworach tych w rdzeniach i próbkach płuczkowych S. Kijakowa i B. Świetlik (teczka otworu) stwierdziły występowanie wraz z paleoceńską mikrofauną fliszową kilku gatunków mioceńskich: *Eponides lotus* (Schwager), *Globorotalia cf. scitula* Brady, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. parabulloides* Blow i *Rugoglobigerina* sp.

Tabela (Table) 1

Miażdżość utworów miocenu w wybranych otworach wiertniczych z rejonu Bielsko – Kraków
The thickness of the Miocene deposits in the selected boreholes of the Bielsko – Kraków region

| Otwór Borehole | Formacja ze (z): Formation: | ZAWOJA 1 | BYSTRA IG -1 | KODYGOWICE IG-1 | LACHOWICE 1 | LACHOWICE 2 | LACHOWICE 3 | LACHOWICE 3A | LACHOWICE 4 | SUCHA IG -1 | LACHOWICE 7 | STRYSZAWA 1K | STRYSZAWA 2K | ŚLEMIEŃ 1 | ANDRYCZÓW 6 | JACHÓWKA 2K | TOKARNA IG-1 | BIELSKO 4 | KĘTY 2 | KĘTY 3 | KĘTY 9 | ANDRYCZÓW 2 | JACHÓWKA 1 | SUKKOWICE 1 | TRZEBUNIA 2 |
|-------------------------------|-----------------------------------|----------------|-----------------|-----------------|-------------|----------------|-------------|--------------|-------------|----------------|-------------|--------------|--------------|-----------|-----------------|----------------|----------------|-----------|----------------|--------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| MIOCEN DOLNY LOWER MIOCENE | Skawiny | | | | | | | | 13,5 | | | | | | | 236 | | 273 | 409 | 141 | 611 | 103 | 325 | 452 | 405 |
| | Dębowca | | | | | | | | 114 | | | | | | | 155 | | 201 | 102 | 77 | 78 | 49 | 81 | 68 | |
| | Jachówki | | | | | | | | 184 | | | | | | | ?31 | 228 | 242 | 56 | 66 | 13 | 112 | 13 | 130,5 | 32 |
| MIOCEN DOLNY LOWER MIOCENE | Ogniwo z Bielska | 228 | | | 242 | 309 | 362 | 500 | 357 | 210 | 147 | | | | | 244 | 140 | 186 | 127 | 101 | | | | | |
| | Ogniwo ze Stach. | 184 | | | 253 | 229 | 351 | 247 | 209 | 141 | 178 | 603 | 407 | | 596 | 319 | 160 | | | | | | | | |
| | Suchej | 259 | ? 79 | ?5,5 | 212 | 194 | np. | 183 | 227 | 242 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zawoi | 159,5 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Podłoże Basement | | T ₁ | P _{cm} | P _{cm} | D | C ₁ | | D | D | T ₁ | D | D | D | D | P _{cm} | C ₂ | J ₃ | D | C ₂ | D | C ₂ | C ₁ | T ₁ | J ₃ | J ₃ |

np. – nieprzewiercone (*unwelled*)

Poniżej utworów ogniwa z Bielska, w obydwu otworach, występuje kompleks zlepieńcowy (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki). Świadczą o tym wykresy geofizyki wiertniczej (Fig. 9) oraz rdzeń w otworze Lachowice 3A (głęb. 3496–3499 m). Są to zlepieńce grubookruchowe, typowe dla dolnej części formacji stryszawskiej, zbudowane z otoczków skał węglanowych, brązowo-wiśniowych, piaskowców rdzawożółtych, białych kwarców i pstrych łupków ilastych. Otoczki te występują bezładnie w szarym wapnistym tle mułowcowo-piaszczystym, wykazującym charakterystyczne dla tych zlepieńców i całej formacji stryszawskiej zabarwienie mozaikowe. Mimo małej ilości rdzeni wydaje się, że w zlepieńcach tych, a także w ogniwie z Bielska, materiał z podłoża miocenu przeważa nad drobniejszym materiałem z fliszu karpackiego.

Flisz karpacki natomiast dominuje w Lachowicach 3A w niżejległej formacji suskiej, o czym świadczy 3-metrowy olistolit w rdzeniu z głębokości 3687–3690 m (Fig. 9) oraz materiał okruchowy z płuczki wiertniczej. W rdzeniu tym stwierdzono łupki ilaste, głównie czarne i wiśniowe. W łupkach czarnych występuje mikrofauna dolnokredowa, charakterystyczna dla warstw lgockich.

Utwory formacji z Suchej w otworze Lachowice 3A leżą na utworach węglanowych dewonu. Otwór Lachowice 3, wskutek awarii technicznej, nie osiągnął osadów formacji z Suchej, a wiercenie zakończono najprawdopodobniej w utworach formacji stryszawskiej.

Ogólny profil miocenu otworu Lachowice 3A został podany przez Baran *et al.* (1996, 1997) i w oparciu o te publikacje przedstawiony również przez Oszczypkę (1997, 2001). W pracach tych utwory miocenu nie zostały rozdzielone, przedstawiono je w całości jako kompleks zlepieńcowy dolnego miocenu.

Otwór Lachowice 4. W otworze tym osady dolnego miocenu występują na głębokości 3031–3824 m (Fig. 9). Utwory te były również rzadko rdzeniowane, w związku z czym przy ich rozdzielaniu znaczną pomoc stanowiły wykresy geofizyczne i próbki okruchowe.

W najniższej części miocenu tego otworu występują osady formacji suskiej. W dwóch rdzeniach pobranych z najniższej części znaczną rolę odgrywa materiał pochodzący z podłoża miocenu (wapienie i dolomity beżowe i szare, piaskowce i otoczki kwarców). Występuje on wraz z materiałem fliszowym, złożonym z łupków ilastych pstrych, wiśniowych, czerwonych, czarnych i szarych. Osady te tkwią w masie ilasto-piaszczystej szarzielonej. Nie stwierdzono w nich żadnej mikrofauny. Występuje ona natomiast w próbkach płuczkowych, jako zespół wymieszanych gatunków z utworów fliszowych. Bogaty zespół mikrofauny fliszowej stwierdzono natomiast w wyższym rdzeniu pochodzącym ze środkowej części formacji suskiej (3732–3741 m). Jest to 9-metrowy olistolit zbudowany z łupków czarnych z wkładkami piaskowców, reprezentujących zapewne warstwy lgockie. Według badań mikrofaunistycznych S. Kijakowej i B. Świetlik (teczka otworu) występuje tu bogata mikrofauna dolnokredowa, złożona z następujących gatunków: *Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Hormosina ovulum crassa* Geroch, *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *H. nonioninoides* (Reuss), *Recurvoidea contortus* Earland, *R. imperfectus* Hanzlikova, *Thalmanammmina neocomiensis* Geroch, *Trochammina vocontiana* Moullade i *Saccamina* sp..

Górna granica formacji suskiej w tym otworze (3597 m) zaznacza się wyraźnie w wykresach geofizyki wiertniczej. Formacja ta graniczy z leżącym wyżej ogniwem zlepieńców ze Stachorówki (Fig. 9), należącym już do formacji stryszawskiej. Zlepieńce ze Stachorówki w otworze Lachowice 4 uchwycone zostały tylko w jednym rdzeniu, w którym uzyskano 8 m materiału skalnego. Są to zlepieńce pstre, mozaikowe, zbite, złożone z otoczków wapieni beżowych (dewon), piaskowców szarych, brunatnawych i zielonawo-szarych, iłowców szarych, kwarców i skał krystalicznych (podłoża prekambryjskie) oraz jasnych krzemieni. Materiał zlepieńcowy spojony jest substancją ilasto-piaszczystą, często żwirkową. Zlepieńce występują wraz z warstewkami piaskowców drobno- i średnioziarnistych (także żwirowców), szaro-żółtawych, brązowych i iłowców wiśniowo-brązowych, często o barwach układających się smugowo.

W oparciu o wykresy geofizyczne górną granicę zlepieńców ze Stachorówki w Lachowicach 4 możemy przyjąć na głębokości około 3388 m, a kontakt ogniwa z Bielska z nasunięciem fliszowym – na głębokości 3031 m (Fig. 9). Granicę dzielącą ogniwo z Bielska na część dolną (znaczniejszy udział materiału grubszego) i górną (przewaga drobnoklastycznego materiału) można określić w tym otworze na głębokości 3200 m.

W materiale mułowcowym pochodzącym z rdzenia z górnej części ogniwa z Bielska w otworze Lachowice 4 (3100–3105 m), S. Kijakowa i B. Świetlik (teczka otworu) stwierdziły wyłącznie mikrofaunę mioceniową, w tym: *Valvulineria bradyana* (Foren), *Globigerina* cf. *bulbosa* Le Roy, *G. concinna* Reuss, *G. parabolloides* Blow, *Cibicides floridanus* (Cushman), *Bulimina* sp. i *Globorotalia* sp. Należy podkreślić, że kilka gatunków mikrofauny mioceniowej zidentyfikowano w próbkach płuczkowych również w profilu utworów fliszowych (głęb. 2300 m i 2500 m), co świadczy o występowaniu w otworze Lachowice 4 złuskowanych osadów fliszowych z transgredującymi na fliszu utworami miocenu. Są to gatunki: *Globigerina parabolloides* Blow, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *G. trilobus* (Reuss), *Cibicides floridanus* (Cushman) i *Globorotalia fohsi* Cushman et Ellisor.

Struktura Stryszawy

Dewońska struktura Stryszawy występuje około 4 km na NE od struktury Lachowic (Fig. 1). Odwiercono na niej trzy otwory: Lachowice 7 oraz, z punktu lokalizacyjnego tego wiercenia, kierunkowe otwory Stryszawa 1K i 2K. Wyniki badań utworów mioceniowych na tej strukturze przedstawiono poniżej.

Otwór Lachowice 7. W otworze tym pod utworami fliszowymi Karpat stwierdzono wyłącznie osady formacji stryszawskiej (Fig. 9). Z osadów miocenu pobrano tylko dwa rdzenia. Pierwszy od dołu wydobyto z głębokości 2626–2628 m. Są to zlepieńce, ogólnie szare, z licznymi otoczakami różnych skał, w przewadze fliszowych. Otoczaki przeważnie mają wielkość do 10–15 cm, pojedynczo są większe, przekraczają nawet średnicę rdzenia. Mniejsze fragmenty skalne osiągają wielkość drobnych żwirków, tworząc w ilastym tle spajającym te otoczaki luźne wtrącenia lub drobne warstewki żwirowców. Materiał otoczakowy z fliszu jest na ogół słabo obtoczony, zazwyczaj gorzej niż otoczaki skał węglanowych z podłoża. Otoczaki skał fliszowych reprezentowane są przez łupki ilaste, czarne, szare, szaro-zielone, czekoladowo-wiśniowe, piaskowce szare, stalowoszare, zielone (przewaga piaskowców). Podłoże platformowe reprezentowane jest przez otoczaki wapieni i dolomitów (typ osadów dewonu). Ponadto spotyka się liczne bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu, niektóre z nich ze splekaniami różnej generacji. W utworach tych nie stwierdzono mikrofauny. Według wykresów geofizyki wiertniczej i porównania z wykresami innych wierceń tego rejonu (Fig. 9) otwory te odpowiadają litostratygraficznie zlepieńcom ze Stachorówki. Brak materiału rdzeniowego uniemożliwia wykazanie, czy w najniższej części tych utworów nie występują porwaki olistolitów fliszowych, które mogłyby świadczyć o obecności w tym otworze śladów formacji suskiej. Możliwość taka nie jest wykluczona, gdyż utwory tej formacji występują w niewielkiej odległości w rejonie Lachowic (Lachowice 1, 2, 3A, 4) i w Sucheju IG-1.

Na podstawie obecnych danych i podobieństwa do otworu Lachowice 2 (Fig. 9) przyjmujemy, że formacja stryszawska reprezentuje w otworze Lachowice 7 najstarsze utwory dolnego miocenu, osadzające się bezpośrednio na skałach węglanowych dewonu.

Utwory ogniwa zlepieńców ze Stachorówki tego otworu przechodzą wyżej w osady ogniwa z Bielska, znacznie ścięte przez nasunięty orogen karpacki. Ogniwo to możemy litologicznie scharakteryzować również tylko na podstawie jednego rdzenia (2464–2468 m). Występują w nim mułowce barwy brunatnej, wapieniste, zbite, przewarstwione żwirowcami pstryimi, złożonymi ze żwirków 1–3 mm wielkości, pochodzących z roztrarcia skał, głównie fliszowych. Są to drobne żwirki łupków czerwonych,

czarnych, szarych, zielonych, żółtych i białych ziarn kwarcu. Niekiedy materiał rozrartego fliszu jest bardzo drobny, o charakterze mułowców pelitycznych, ułożonych poziomo. Z materiałem podłoża wiążą się zapewne niektóre ciemne okruchy łupków oraz okruchy czarnego węgla. W rdzeniu tym mikrofauna nie występuje. W próbkach okruchowych natomiast S. Kijakowa i B. Świetlik (teczka otworu) oznaczyły mikrofaunę fliszową: *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker), *Kalamopsis grzybowski* (Dyląganka), *Dorothia trochoides* (Marsson), *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* sp. i *Marginotruncata* sp., a ponadto na głębokościach 2430 m, 2530 m i 2660 m (?) otwornice mioceńskie *Globorotalia* sp. i *Globigerina* div. sp.

Otwór Stryszawa 1K. Otwór ten został odwiercony z odchyleniem w kierunku WNW (azymut około 290°). Utwory miocenu, po przeliczeniu głębokości do pozycji pionowej, przewiercone zostały w interwale 2331–2934 m (Tab. 1). Nie odpowiada to jednak rzeczywistej miąższości osadów miocenu, gdyż w utworach tych przewiercono strefę uskokową na głębokości 2776–2845 m (Pietsch *et al.* 1996). W otworze tym z osadów fliszowych i mioceńskich nie pobierano rdzeni. Dwa rdzenie uzyskano tylko ze skał metamorficznych (Moryc & Heflik 1998). Według próbek okruchowych, utwory miocenu w otworze Stryszawa 1K wykazują profil litostratygraficzny podobny do stwierdzonego w otworze Lachowice 7 i spoczywają na węglanowych osadach dewonu. W próbkach płuczkowych pobranych ze strefy występowania osadów dolnomioceńskich S. Kijakowa i B. Świetlik (teczka otworu) oznaczyły dość liczny zespół otwornic fliszowych, paleogeńskich, górno- i dolnokredowych oraz pojedyncze formy źle zachowanych otwornic mioceńskich. Wśród gatunków fliszowych w profilu nie obserwuje się uporządkowanego ich występowania. Są to wymieszane, różnowiekowe gatunki: *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Dorothia oxycona* (Reuss), *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Globotruncana arca* (Bushman), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski), *Globigerina* cf. *linaperta* Finlay i *Globigerina triloculoides* Plummer. W kilku próbkach wraz z otwornicami fliszowymi występują formy mioceńskie: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Eponides* sp. i *Nonion* sp.

Należy odnotować, że w pracy Pietsch *et al.* (1996) miocen z otworu Stryszawa 1K został rozdzielony na „miocen warstwowy” (warstwowane utwory piaszczysto-ilaste, spąg na głębokości 2616 m), prawdopodobnie odpowiadający ogniwu z Bielska, i leżący niżej „miocen węglanowy”, określający kompleks złożony z brekcji, zlepieńców, piaskowców z fragmentami wapieni podłoża, który – zdaniem autora obecnej pracy – odpowiada ogniwu zlepieńców ze Stachorówki. Wspomniany uskok przecina utwory „miocenu węglanowego”.

Otwór Stryszawa 2K. Otwór ten odwiercony został z tego samego punktu terenowego i odchylony od pionu w kierunku południowym (azymut około 179°), dzięki czemu uzyskano odchylenie przy końcowej głębokości (3361 m = w pionie 3073 m) około 940 m. Utwory mioceńskie stwierdzone zostały na głębokości 2358–2765 m (w pionie), osiągając w sumie 407 m grubości (Tab. 1). Generalnie są to prawdopodobnie utwory formacji stryszawskiej, reprezentowanej tu głównie jako ogniwo zlepieńców ze Stachorówki. Uzyskano jeden rdzeń z tych utworów (2748.3–2751.5 m – uzysk 120 cm), w którym otrzymano m.in. materiał grubookruchowy. Są to zlepienie złożone z otoczków piaskowców występujących w materiale mułowcowo-piaskowcowym szarym, z brązowym odcieniem. Badania mikrofaunistyczne wykonane przez B. Świetlik (teczka otworu) wykazały obecność m.in. otwornic mioceńskich oznaczonych jako *Lenticulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Cibicides* sp. i *Orbulina* sp. Dodać należy, że w próbkach płuczkowych na głębokościach 2343 i 2347 m wraz z mikrofauną fliszową autorka stwierdziła zespół mikrofauny dolnobadańskiej. Są to *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina suturalis* Bronniman, *Valvulineria* sp., i *Elphidium* sp. Zespół tej mikrofauny może jednak pochodzić z utworów dolnego badenu transgredującego na fliszu karpackim.

Struktura Ślemienia

Struktura Ślemienia występuje około 6 km na NW od rejonu Lachowic. Początkowo przypuszczano, że zaznacza się ona również w węglanowych utworach dewonu, dopiero wynik wiercenia **Ślemień 1** (Fig. 10) wykazał, że w podłożu miocenu występują zmetamorfizowane skały, najprawdopodobniej prekambru (Moryc & Heflik 1998). W otworze tym, pod fliszem na głębokości 2348 m, nawiercono utwory, które na podstawie porównania litostratygraficznego należy zaliczyć do formacji stryszawskiej dolnego miocenu. Podobnie jak w innych wierceniach tego rejonu, w dolnej części tej formacji występuje kompleks osadów grubookruchowych (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki), w wyższej jej części rozwinięte są osady w przewodzie drobnoklastyczne, charakterystyczne dla ogniwa z Bielska. W otworze tym spotykamy się z najgrubszym w Karpatach Zachodnich kompleksem zlepieńców ze Stachorówki, osiągającym 596 m. Nieliczne rdzenie (Fig. 10) dokumentują obecność zlepieńców grubookruchowych, barwy mozaikowej, zbitych, z licznymi, różnej wielkości, otoczkami skał, głównie fliszowych. Otoczki spojone są substancją ilasto-piaszczystą, niekiedy żwirkową lub piaskowcową, głównie barwy szarej, ciemnoszarej i szarobeżowej. Wielkość otoczek osiąga głównie 2–5 cm, najczęściej jednak są one znacznie drobniejsze. Są to w przewodzie otoczki fliszowe, piaskowce zielone z glaukonitem, piaskowce szare, popielate, przeważnie wapieniste, ilowce ciemnoszare, szare, ceglasto-czerwone i zielonawo-szare. Spotyka się również drobne otoczki wapieni beżowych i szarych, górnopaleozoicznych oraz skał stalowo-szarych typu kwarcytowego. Drobniejszy materiał żwirkowy składa się również z podobnych utworów skalnych. Miejscami drobniejszy materiał piaskowcowy i żwirkowy tworzy warstewki o ułożeniu poziomym lub prawie poziomym. W niższej części (poniżej około 3000 m) występują zlepieńce, złożone z drobniejszego materiału, w przewodzie ze skał podłoża (Fig. 10). W rdzeniach i w próbkach okruchowych pobranych poniżej 3000 m nie stwierdzono występowania mikrofauny. Fakt ten wskazuje, że w najniższej części miocenu tego otworu zlepieńce te nie reprezentują formacji suskiej, gdyż zazwyczaj w jej składzie występują licznie olistolity fliszowe, które w mniejszym lub większym stopniu obecność swą zaznaczyłyby redeponowaną fauną tego górotworu. A zatem najniższą część tych zlepieńców w otworze Ślemień 1 należy zaliczyć również do ogniwa zlepieńców ze Stachorówki, formacji stryszawskiej. Dopiero powyżej głębokości 3000 m, w próbkach okruchowych, pojawia się mniej lub bardziej licznie mikrofauna fliszowa. Według badań S. Kijak i B. Świetlik (teczka otworu) w tym odcinku zlepieńców ze Stachorówki występują wymieszane otwornice dolno- i górnokredowe i paleogeńskie, złożone z następujących gatunków: *Haplophragmoides* cf. *nonioninoides* (Reuss), *Thalmanammia neocomiensis* Geroch, *Eponides* cf. *praemegastoma* (Mjatliuk), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Uvigerinammia jankoi* Majzon, *Dorothia oxycona* (Reuss), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Heterohelix* cf. *globulosa* (Ehrenberg), *Marginotruncana* cf. *marginata* (Reuss), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Saccammia placenta* (Grzybowski), *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski), *Recurvoides* cf. *deflexiformis* (Noth), *Trochammia globigeriniformis* (Jones et Parker), *Hormosina velascoensis* (Cushman), oraz wielu form oznaczonych w randze rodzajów. Wśród redeponowanych otwornic fliszowych z głębokości 2750 m autorki oznaczyły również gatunek mioceński, *Eponides umbonatus* (Reuss).

W otworze Ślemień 1, powyżej ogniwa zlepieńców ze Stachorówki, do granicy z utworami fliszowymi (Fig. 10), występują osady drobnoklastyczne i pelityczne, które – jak wynika z korelacji litostratygraficznej z innymi otworami – należą do ogniwa z Bielska, formacji stryszawskiej. W dolnej części tego ogniwa wyróżnia się 56-metrowy poziom piaskowcowy (wliczony w pracy Baran *et al.* (1996, 1997) do niższych zlepieńców – wiążący się litologicznie, zdaniem autora, z nadległymi osadami drobnoklastycznymi). Na podstawie analizy rdzenia z głębokości 2555–2562 m można przypuszczać, że są to piaskowce jasnoszare zwięzłe, wapieniste, z licznym muskowitem oraz z drobnym okruchowym materiałem ciemnych łupków i piaskowców a także czarnego węgla z erozji utworów karbonu górnego.

Wyższe warstwy ogniwa z Bielska w otworze Ślemień 1 nie były rdzeniowane, ale na podstawie analizy wykresów geofizyki wiertniczej i próbek płuczkowych można sądzić, że reprezentują serię ilasto-mułowcowo-piaskowcową. Nie dysponujemy dowodami, czy i w jakim stopniu zaznaczył się w tych osadach materiał zlepieńcowy. Próbki okruchowe świadczą, że występuje tu liczna, wymieszana mikrofauna fliszowa na wtórnym złożu, przewodnia dla kredy i paleogenu, podobna do występującej w ogniwie ze Stachorówki. Jedynie na głębokości 2530 m wraz z mikrofauną fliszową S. Kijak i B. Świetlik stwierdziły jeden rodzaj otwornicy mioceńskiej, *Globulina* sp.

W literaturze geologicznej spotykamy się z bardzo ogólnym opisem utworów miocenu z rejonu Stryszawy i Ślemienia. Informacje na ten temat znajdujemy w pracach Baran *et al.* (1996, 1997) oraz Oszczytko (1997, 1998, 1999, 2001) i Oszczytko & Lucińska-Anczkiewicz (2000).

Rejon Andrychowa

Badania geologiczno-rozpoznawcze kontynuowane były również w następnym ku północy bloku tektonicznym, w rejonie Andrychowa. W bloku tym, w odległości około 5.5 km na NNW od Ślemienia 1, wykonany został **otwór Andrychów 6** (Fig. 1).

Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) wyróżniają w tym otworze (*op. cit.*, Fig. 7 i 8) złożony profil utworów od oligocenu?-akwitany do dolnego badenu (Fig. 11). Z osadów mioceńskich uzyskano w tym otworze tylko trzy rdzenie wiertnicze, złożone głównie ze zlepieńców. W jednym z nich, na głębokości 2324–2333 m, we wkładkach mułowców występuje mikrofauna otwornicowa i nannoplankton wapienny, na podstawie których wyrażane są różne poglądy dotyczące wieku tych osadów.

Według L. Bobrek (teczka otworu) w mułowcach tych (2324–2333 m, II skrzynka) występuje zespół otwornic, z których trzy gatunki cytują również Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003, str. 105). Są to: *Cibicides borislaviensis* Aisenstat, *Bolivina plicatella mera* Cushman & Ponton i *Globigerinella evoluta* Subbotina. Ponadto L. Bobrek wymienia otwornice: *Globorotalia brevispira* (Subbotina), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Tenuitellinata (Globigerina) pseudoedita* (Subbotina), *Globigerina ciperoensis* Bolli i *Globigerinoides trilobus* Reuss.

Zespół tych otwornic jest charakterystyczny dla wyższej części dolnego miocenu. Kilka gatunków tego zespołu zostało znalezionych m.in. w utworach formacji stryszawskiej i suskiej otworu Sucha IG-1 oraz w warstwach jednostki stebnickiej (Strzępka 1981, Garecka *et al.* 1996, Garecka & Olszewska 1998, Olszewska 1999). Niektóre z nich znane są również z zespołów mikrofaunistycznych karpatu-dolnego Centralnej Paratetydy (Cicha *et al.* 2003).

W mułowcach pochodzących z tej samej głębokości Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003, str. 110–112) stwierdzają występowanie zespołu nannoplanktonu wapiennego, wskazującego na starsze ogniwa wczesnego miocenu. Autorzy przeprowadzają porównanie utworów zawierających nannoplankton z otworu Andrychów 6 (NN1–NN2) z podobnymi zespołami wielu formacji mioceńskich. Na tej podstawie wyrażają pogląd, że utwory, w których występuje nannoplankton (według autorów formacja zebrzydowicka – Fig. 11), należą do egeru/eggenburgu (akwitany).

Poniżej formacji zebrzydowickiej (Fig. 11) Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) wyróżniają nowo kreowaną jednostkę litostratygraficzną, formację z Andrychowa (2327–2538 m), przypisując jej wiek oligocenu?-akwitany. Leży ona już bezpośrednio na utworach podłoża miocenu, których strop autorzy przyjmują na głębokości 2538 m. Dodać należy, że autorzy (*op. cit.*, Fig. 8) w dolnej części formacji z Andrychowa (całkowity brak rdzeni) wydzielają (?) formację z Zawoi? Powyżej formacji zebrzydowickiej (Fig. 11) Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) wyróżniają formację stryszawską? (zlepienie ze Stachorówki), zaliczając ją do burdygału (ottang-karpat)? (*op. cit.*, Fig. 7). Autochtoniczne osady miocenu kończą się, według autorów, leżącymi wyżej zlepieńcami dębowieckimi (karpat-baden?). Ponad nimi, w kontakcie tektonicznym, wydzielają jednostkę podśląską (?), wyrażoną w postaci „olistostromy Domaczki”?, nawiązując do jednostki wyróżnionej na powierzchni w rejonie Andrychowa przez Wójcika *et al.* (1996, 1999). Na niej, w profilu Andrychowa 6, według Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) występuje formacja skawińska, podścielająca nasunięte utwory fliszowe płaszczowiny śląskiej.

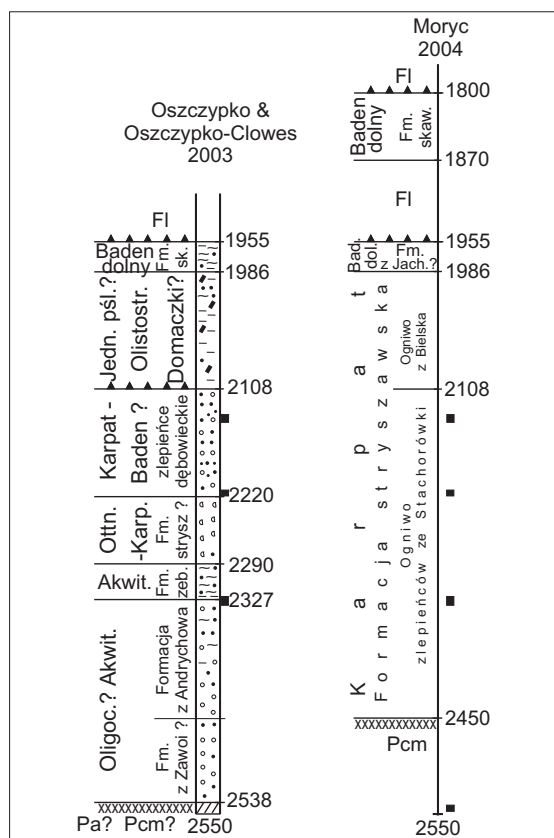


Fig. 11. Poglądy na litostratyfografię utworów miocenu z otworu Andrychów 6.
Objaśnienia przy figurze 4

Fig. 11. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Andrychów 6 borehole.
Explanations as in Figure 4

Wyróżnione przez autorów jednostki litostratigraficzne i ich kwalifikacja wiekowa w większości nie zostały szerzej opisane i uzasadnione i mogą budzić pewne wątpliwości.

Przedstawiony wyżej skomplikowany podział miocenu tego otworu oparty został tylko na trzech rdzeniach wiertniczych. Wskazane byłoby zatem porównanie profilu miocenu otworu Andrychów 6 z osadami miocenu innych wierzeń wykonanych w tym rejonie, z którymi utwory te mogą wykazywać pewne podobieństwo (Fig. 9, 10).

Podstawą określenia wieku skał przez wyżej wymienionych autorów jest nannoplankton wapienny, wskazujący na starszą część wczesnego miocenu. Otwornice natomiast wskazują na młodszy wiek tych osadów. Według autora obecnej pracy, nannoplankton wapienny stwierdzony w tych utworach najprawdopodobniej występuje na wtórnym złożu. Obecność nannoplanktonu w utworach zaliczonych przez wyżej wymienionych autorów do „formacji zebrzydowickiej” znacznie obniża jej wiek, co stanowi sprzeczność z dotychczasowymi poglądami dotyczącymi jej wieku. Formacja zebrzydowicka w rejonie Cieszyna (Buła & Jura 1983a, b) została wyróżniona pod utworami formacji dębowieckiej (lub ogniwa zamarskiego) i korelowana jest przynajmniej w części z utworami karpatu.

Przyjmuje się, że formacja zebrzydowicka mieści się w przedziale czasowym między ottnangiem a karpatem, obejmując część tego odcinka wiekowego (por. niżej). Być może nawet najwyższa jej część należy do najniższego badenu i odpowiada częściowo utworom formacji z Jachówki.

Uwzględniając powyższe uwagi, spróbujmy w inny sposób spojrzeć na stratygrafię utworów miocenu otworu Andrychów 6. Zdaniem autora obecnej pracy, wszystkie trzy rdzenie z utworów miocenu tego otworu (Fig. 11) wykazują cechy litologiczne osadów ogniwa zlepieńców ze Stachorówki, formacji stryszawskiej. Szczególnie typowe dla tych utworów są zlepieńce z dwóch niższych rdzeni (2324–2333 m i 2213–2219 m), z których najniższy, w górnej części, zawiera opisany wyżej nannoplankton wapienny (NN1–NN2) oraz mikrofaunę otwornicową wyższej części dolnego miocenu. Litologicznie są to zlepieńce polimiktyczne, barwy mozaikowej, z wkładkami piaskowców i mułowców. Przykłady tych zlepieńców z otworu Andrychów 6 przedstawione zostały w pracy Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) na figurach 5 i 6 (także z otworu Zawoja 1, Oszczytko 1997, Fig. 8), z tym że zlepieńce z figury 6 autorzy uważają za reprezentujące proponowaną, nową formację z Andrychowa.

Rdzeń trzeci (2135–2143 m) zaliczony został przez autorów do zlepieńców dębowieckich. Istnieje wprawdzie pewne podobieństwo litologiczne do tych zlepieńców, ale podobne cechy osadów spotykane są również w osadach formacji stryszawskiej. Widzimy to nawet na przykładach przedstawionych w pracy autorów, porównując zlepieńce z figury 4, z niektórymi odcinkami skał z rdzeni z figury 6. Ponadto bardzo charakterystyczne różowawe i zielonkawe zabarwienie osadów (*op. cit.*, Fig. 4) wyraźnie zbliża te utwory do cech formacji stryszawskiej.

Powyżej ogniwa zlepieńców ze Stachorówki w otworze Andrychów 6, według autora obecnej pracy, występują utwory ogniwa z Bielska (Fig. 11). Odpowiada ono interwałowi głębokościowemu, w którym Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) wyróżnili jednostkę określoną jako „olistostroma Domaczki”. Brak rdzeni z tej części profilu zmusza do przedstawienia jej charakterystyki litologicznej na podstawie ogólnego wykresu geofizycznego i w oparciu o próbki okrucowe. Są to osady ilaste i piaskowce, o typie utworów redeponowanego fliszu, zawierające również mniejsze i większe fragmenty skał węglanowych. Podobne otoczaki wapieni i dolomitów występują również w zlepieńcach, w opisanych trzech rdzeniach miocenijskich z ogniwa zlepieńców ze Stachorówki.

Wykonane przez L. Bobrek badania mikrofaunistyczne próbek płuczkowych (teczka otworu) oraz analiza płytek cienkich z kilku większych klastów z górnej części tych utworów (2000–2120 m) wskazują przede wszystkim na redeponowane otwornice fliszowe oraz na udział młodszej mikrofauny, wieku miocenijskiego. Zespoły mikrofauny fliszowej złożone są z otwornic paleocenu-eocenu, górnej kredy (mastrychtu) i dolnej kredy.

W zespole starszego paleogenu występuje: *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski), *Sphaerammina subgaleata* (Vasiček), *Morozowella marginodentata* Subbotina, *M. subbotinae* Morozowa, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman et Bermudez), *Globigerina eocenica* Terquem, *Subbotina linaperta* Finlay, *S. triloculinoides* Plummer i *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer).

Zespół mastrychcki złożony jest m.in. z gatunków: *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Stensioina pommerana* Brotzen, *Globotruncana* sp., *Globotruncanella havanensis* Voorwijk, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Matanzia varians* (Gloesner), *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Bolivina miliaris* Hilterman et Koch, *Gavelinella whitei* (Martin) i *Tritaxia amorfa subparisiensis* (Grzybowski).

Z dolnokredowych gatunków L. Bobrek wymienia: *Trochammina abrupta* Geroch, *Thalmanammina neocomiensis* Geroch, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Marssonella hauteryviana* Moulade i *Recurvoides imperfectus* Hanzlikowa.

Mikrofauna miocenijska reprezentowana jest przez gatunki: *Globigerinoides immaturus* Le Roy, *G. altiapertura* Bolli, *G. trilobus* (Reuss), *Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. bulloides* d'Orbigny, *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll), *Bulimina elongata* d'Orbigny i rodzaj *Globorotalia* sp.

W płytkach cienkich wykonanych z większych fragmentów klastów pobranych z próbek płuczkowych z głębokości 2120 m L. Bobrek stwierdziła, w wapieniach, liczne kalpionelle (górny tytonberias), igły gąbek i otwornice z rodzaju *Paalzowella* sp., *Trocholina* sp., *Spirulina* sp. i *Ophtalmidium* sp. Ponadto w spoiwie piaskowców wapnistych wyróżniła fragmenty inocerama, dinocysty i kredowe otwornice aglutynujące.

Stwierdzenie kalpionellidów w klastach wapieni świadczy o ich alpejskim pochodzeniu. Występowanie ich, podobnie jak medyterański typ rozwoju skałek, jest we fliszu rejonu Andrychowa powszechnie znane. Klasy te nie mogły pochodzić z południowej części podłoża Karpat, gdyż utwory tej (typowej dla Tetydy) facji występowały daleko na południu i były przykryte przez utwory fliszu i, być może, przez występujące w tej strefie, osady starszego miocenu. Nie mogły one pochodzić również z obszaru północnego, gdyż jura rozwinięta tu jest w facji epikontynentalnej. Musiały one zatem pochodzić ze skałek występujących w utworach odpowiadających „olistostromie Domaczki”, ale występujących wówczas jeszcze daleko na południu, w autochtonicznym zbiorniku, w którym tworzyła się ta jednostka. Przyjmując sugestie autorów (Wójcik *et al.* 1996, 1999) o podobieństwie „olistostromy Domaczki” do formacji z Suchej, stwierdzić należy, że jednostka ta tworzyła się bardzo blisko na południe od otworu Andrychów 6. Czołowa część formacji z Suchej, występuje zaledwie około 8 km na S od tego otworu (Fig. 21). Być może z tych utworów (lub występujących dalej na południu utworów fliszowych) pochodzi redeponowany nannoplankton wapienny występujący w utworach miocenu tego otworu.

Wyjaśnienia wymaga również problem stratygrafii utworów ze strefy granicznej z osadami fliszu karpackiego w tym otworze. Górna część utworów miocenu i dolna fliszu karpackiego nie była rdzeniowana. Rozdzielenie tych osadów i ich podział można próbować przeprowadzić w oparciu o próbki okruchowe i wykresy geofizyki wiertniczej.

W otworze Andrychów 6, według badań mikrofaunistycznych próbek okruchowych wykonanych przez L. Bobrek, do głębokości 1790 m występuje wyłącznie mikrofauna pochodząca z fliszu karpackiego. Na głębokości 1800–1860 m, w niektórych próbkach, wraz z mikrofauną fliszową autorka stwierdziła kilka form miocenijskich oznaczonych rodzajowo, w tym *Orbulina* sp. Według wykresów geofizyki wiertniczej w przedziale głębokości 1800–1870 m zaznacza się poziom w przewodzie ilasty, który być może w części lub w całości należy do miocenu (badenu), i z nim może być związane występowanie wspomnianych wyżej miocenijskich otwornic (Fig. 11). Poziom ten leży na utworach, w których w próbkach płuczkowych, od 1880 m do 1920 m, występuje ponownie wyłącznie mikrofauna fliszowa (kreda górna, paleogen), a następnie na głębokościach 1960 m i 1980 m liczne otwornice dolnego badenu. Są to: *Karriella bradyi* (Cushman), *K. chilostoma* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Paragloborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor) i inne formy oznaczone rodzajowo. Według wykresów geofizyki wiertniczej poziom ilasty odpowiadający zapewne utworom zawierającym mikrofaunę dolnobadeńską wyróżnić można w interwale 1955–1986 m. Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) wydziela go również w tych głębokościach, określając te osady jako należące do formacji skawińskiej (Fig. 11). Autor obecnej pracy uważa je również za dolnobadeńskie, ale skłonny jest zaliczyć je do formacji z Jachówki.

Przedstawiony wyżej podział litostratygraficzny miocenu otworu Andrychów 6 wskazuje, że profil przyjęty przez autora obecnej pracy jest porównywalny z podziałem tych utworów we wszystkich otworach odwierconych w tym rejonie. Umożliwia on przeprowadzenie pełnej korelacji tych utworów z osadami stwierdzonymi w innych wierceniach wykonanych w tym rejonie (Fig. 10), w przeciwieństwie do skomplikowanego podziału miocenu przedstawionego w pracy Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003).

Ponadto w oparciu o wykresy geofizyki wiertniczej autor niniejszej pracy proponuje przyjęć dolną granicę miocenu na głębokości 2450 m. Na tej głębokości stawiają granicę również Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003, Fig. 8), rozdzielając proponowaną formację z Andrychowa (Fig. 11) z przyjmowaną w tym otworze (?) formacją z Zawoi.

Blok Jachówka – Sułkowice

Utwory miocenu na obszarze tego bloku zostały stwierdzone wierceniami Jachówka 1 i 2K oraz Sułkowice 1 (Fig. 1).

Otwór Jachówka 1. W otworze tym utwory miocenu zostały po raz pierwszy opisane przez Moryca (1989). Jest to otwór stratotypowy nowej jednostki litostratygraficznej, wyróżnionej jako formacja z Jachówki (Fig. 12). Formacja ta została opisana jako jednostka litostratygraficzna występująca pod formacją dębowiecką, a powyżej osadów górnej części formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska) lub – w przypadku jej braku – na utworach podłoża miocenu. W publikacji (Moryc 1989) nie podano głębokości granic wyróżnionych w tym otworze formacji litostratygraficznych. Na figurze 12, w kolumnie „Moryc 1989”, głębokości te są wpisane w nawiasach. Granice te były przedstawione na profilu tego otworu na sesji referatowej w 1989 roku. Przedstawiony wówczas profil utworów mioceńskich w tym otworze w zasadzie nie ulega zmianie, z wyjątkiem ich końcowej głębokości. Informacje dotyczące tej zmiany zostaną przedstawione niżej.

Profil utworów miocenu tego otworu opublikował również Połtowicz (1995). Wyróżnia on, od dołu (Fig. 12), formację skawińską rozdzieloną poziomem zlepieńców dębowieckich (d) oraz formację bocheńską z poziomem ewaporatów (e) i warstwami chodenickimi (ch). Dolną granicę miocenu Połtowicz przyjmuje na głębokości 2831.5 m.

W 1989 roku, Moryc wyznaczył dolną granicę miocenu w otworze Jachówka 1 na głębokości 2880 m. Obecnie, po uwzględnieniu nowych wyników badań mikrofaunistycznych, granicę tę przyjmuje podobnie jak Połtowicz (1995), na głębokości 2831.5 m.

Wyjaśnienia wymaga również problem przynależności stratygraficznej utworów ze strefy granicznej fliszu z mioceniem w profilu otworu Jachówka 1. Rdzenie z głębokości 2125–2128 m i 2285–2288 m reprezentowane są jako łupki ilaste, „listkowate”, silnie zlustrowane, czarne, szarobieżowe, zielonkawe-szare ze strzałkami kalcytowymi, z wtrąceniami pstrych margli, tworzącymi w całości typ melanzu tektonicznego jednostki podśląskiej. W wyższym rdzeniu J. Waśniowska (teczka otworu) wyróżniła mikrofaunę dolnokredową (*Thalmannammina neocomiensis* Geroch, *Trochammina vocontiana* Moullad), natomiast w rdzeniu niższym mikrofauna nie występuje. Typ litologiczny tych utworów wskazuje jednak na podobieństwo do utworów fliszowych.

Niewątpliwie mioceńskie utwory z mikrofauną dolnego badenu uzyskano dopiero niżej w rdzeniach 2405–2407 m i 2420–2423 m (Fig. 12). Granica miocenu z fliszem karpackim występowałaby zatem, według wykresów geofizyki wiertniczej, na głębokości 2295 m. Wydzielenie przez Połtowicza (1995) powyżej tej głębokości (Fig. 12) poziomu ewaporatów i warstw chodenickich, na podstawie powyższych uwag, może zatem budzić pewne wątpliwości. Utwory te w Jachówce 1, podobnie jak w otworach Trzebnia 2 i Sułkowice 1, Połtowicz wyznacza wyłącznie na podstawie wykresów geofizyki wiertniczej.

Utworami miocenu z otworu Jachówka 1 zajmowała się również Laskowicz (1997). Przyjmuje ona podział zbliżony do wydzielenia autora obecnej pracy z publikacji z 1989 roku (Fig. 12).

Otwór Jachówka 2K. Otwór ten jest wierceniem kierunkowym, wykonanym pomiędzy Jachówką 1 a Suchą IG-1 (Fig. 1). W otworze Jachówka 2K utwory miocenu (Fig. 10) występują na głębokości 2205–3170 m (głębokości sprowadzone do profilu pionowego). Najstarszymi utworami leżącymi bezpośrednio na górnokarbońskiej formacji produktywnej są zlepieńce ze Stachorówki. Według trzech rdzeni uzyskanych z tego ogniwa, są to zlepieńce polimiktyczne, grubookruchowe z otoczkami, zwłaszcza w niższej części, skał podłoża miocenu. Otoczki osiągają wielkość 5–8 cm. Złożone one są z wapieni beżowych i szarobeżowych (typu dewońskiego), piaskowców czerwonych (trias dolny?), laminowanych, kwarców białych i szklistych, mułowców ciemnych i czarnego węgla górnokarbońskiego. Tkwią one w masie ilasto-piaszczystej i mułowcowej, ciemnoszarej, różowoszarej i brunatnej, często z nieregularnymi wtrąceniami żwirków pochodzących z rozróżnienia podobnych skał egzotycznych.

rzadko wkładki piaskowców szarych drobno- i średnioziarnistych oraz zlepieńców. Materiał zlepieńcowy złożony jest z otoczków kwarcu, piaskowców, ilowców i mułowców. Kolor szary jest głównym tłem barwnym wybijającym się w zlepieńcach. Przeprowadzone w utworach z tych rdzeni badania mikrofaunistyczne dały wynik negatywny. W próbkach płuczkowych, oprócz redeponowanej mikrofauny fliszowej, B. Świetlik oznaczyła gatunki: *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides sacculifer* (Brady) i *Globigerinoides* sp. Nie można jednak wykluczyć, że otwornice te mogą pochodzić z wyżejległych, nie zarurowanych wcześniej osadów formacji skawińskiej. Granica formacji z Jachówki ze zlepieńcami formacji dębowieckiej w tym otworze określona jest dokładnie, zaznacza się ona bowiem ostro w wykresach geofizyki wiertniczej. Podobnie wyraźnie zaznacza się granica formacji dębowieckiej z formacją skawińską oraz granica nasunięcia fliszowego. Utwory ilaste formacji skawińskiej w jednym rdzeniu z głębokości 2396.1–2397.7 m (Fig. 10) zawierają dolnobański zespół otwornic (według B. Świetlik – teczka otworu), złożony z gatunków *Bolivina antiqua* d'Orbigny, *B. cf. dilatata* Reuss, *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerina* cf. *bulbosa* Le Roy, *G. bulloides* (d'Orbigny), *G. parabulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss) i *Melonis padanum* Perconig. Ponadto w próbkach płuczkowych autorka oznaczyła *Orbulina suturalis* Bronniman i *Globorotalia fohsi* Cushman et Ellisor.

Otwór Sułkowice 1. W otworze tym przewiercony został profil autochtonicznych utworów miocenu (Fig. 13), podobny do stwierdzonego w otworze Jachówka 1 (Fig. 12). Z podobnych względów jak w przypadku otworu Jachówka 1, w kolumnie otworu Sułkowice 1 (Fig. 13), pod pozycją „Moryc 1989”, wpisano w nawiasach głębokości granic litostratigraficznych. W otworze Sułkowice 1 Połtowicz (1995) wydzielił 4-metrowy poziom anhydrytów i 56 m warstw chodenickich (Fig. 13), korelując je, z opisanymi wcześniej utworami ewaporatowymi i warstwami chodenickimi z otworu Jachówka 1 (Fig. 12).

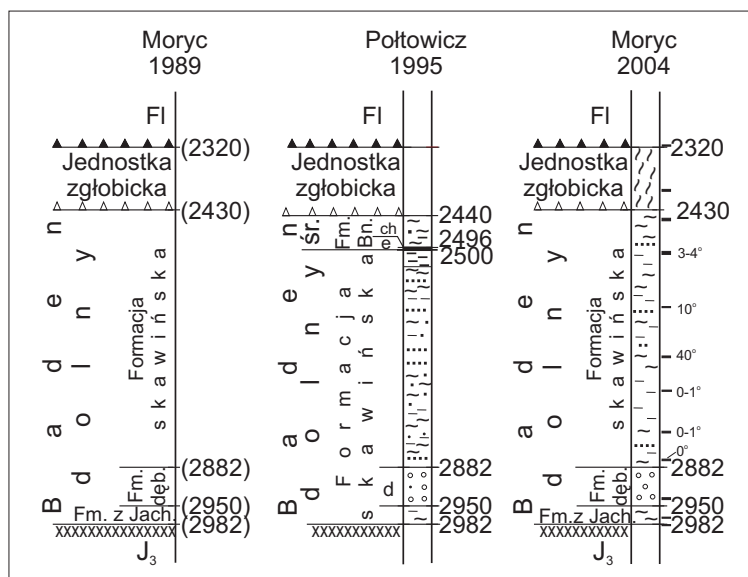


Fig. 13. Poglądy na litostratografię utworów miocenu z otworu Sułkowice 1. Objaśnienia przy figurze 4

Fig. 13. Views on the lithostratigraphy of Miocene deposits in the Sułkowice 1 borehole. Explanations as in Figure 4

Wydaje się wątpliwe występowanie anhydrytów i warstw chodenickich również w tym otworze, gdyż brak na to dowodów (rdzeni z anhydrytów i mikrofauny z jedynego rdzenia z utworów zaliczonych przez Połtowicza do warstw chodenickich). Autor obecnej pracy zalicza je do autochtonicznych utworów formacji skawińskiej (Fig. 10).

UWAGI DOTYCZĄCE WIEKU UTWORÓW MIOCEŃSKICH

Formacja z Zawoi

Są to najstarsze autochtoniczne utwory miocenu podłoża Karpat Zachodnich. Zawierają one ubogą, wyłącznie allochtoniczną faunę i florę, bez znaczenia dla określenia ich wieku. Moryc (1989), opierając się na ciągłości profilu mioceńskiego w tym rejonie, przyjął, że utwory te – występując poniżej formacji suskiej – muszą być od niej starsze, mogą się jednak mieścić jeszcze w granicach karpatu. Połtowicz (1995) formację tę, w znaczeniu przyjętym przez siebie, zalicza do ottnangu, mieszcząc w niej, według wydzieleni innych autorów, również formację suską (Fig. 6). Autor ten przedstawia sugestię (*op. cit.*, str. 120 i 130), że formację z Zawoi zaliczył do ottnangu w 1989 roku również autor obecnej pracy, nie znajduje to jednak potwierdzenia w tej publikacji. Nie można jednak wykluczyć, że jakaś część najniższego odcinka formacji z Zawoi (w rozumieniu autora obecnej pracy) mogła się zacząć tworzyć już w późnym ottnangu.

Nowak (1982), analizując utwory molasowe zawierające olistolity fliszowe (np. formacja z Suchej), poddaje w wątpliwość ich przynależność do ottnangu, uzasadniając to występowaniem we fliszu, jako najmłodszych, osadów późnoburdygalskich.

Oszczypko (1996), przeprowadzając dyskusję dotyczącą formowania się zapadliska przedkarpackiego i przypuszczalnego wieku najstarszych w nim osadów, wyraża pogląd, że najprawdopodobniej w polskiej części zapadliska nie występują osady starsze od ottnangu.

Brak autochtonicznej fauny i flory w utworach formacji z Zawoi uniemożliwił określenie jej dokładnego wieku. Na tej podstawie wyrażane były poglądy, że utwory te mogą należeć do ?wczesnego miocenu lub mogą być od niego starsze (Garecka *et al.* 1996, Garecka & Olszewska 1998, Garecka & Jugowiec 1999, Olszewska 1999).

Oszczypko (1995, 1996) sugerował po raz pierwszy, że formacja z Zawoi jest wieku paleogen?-dolny miocen. W rok później Oszczypko (1997), nawiązując do prac Pichy (1979, 1996), uznał osady formacji z Zawoi za odpowiednik utworów tworzących się w paleogenie w kanionach południowych Moraw. Tylko najwyższą część tej formacji uważa za molasę mioceńską. Pogląd ten powtarza w publikacjach z roku 1999 i 2001 oraz jako współautor w pracach Oszczypko *et al.* (2000) i Oszczypko & Oszczypko-Clowes (2003).

Oszczypko *et al.* (2000) w najwyższej części formacji z Zawoi (4666–4689 m) wyróżnili utwory dolnego miocenu (Fig. 6), natomiast niższą część tej formacji zaliczyli do paleogenu. Odcinek mioceński profilu formacji z Zawoi nie ma wprawdzie datowania biostratygraficznego, ale według wymienionych autorów przypomina litologicznie zlepienie ze Stachorówki.

W niższej, „paleogeńskiej” wg Oszczypko *et al.* (2000), części profilu formacji z Zawoi występuje redeponowana mikrofauna otwornicowa i dinocysty, wskazujące na pochodzenie

osadów z erozji Karpat fliszowych. Szczególne znaczenie mają dinocysty, które w profilu występują w układzie odwróconym. Najniżej datowane są najmłodsze utwory paleogenu reprezentujące eocen-oligocen, w wyższej części – paleocenu (Fig. 6). Jest to logiczne w procesie degradacji osadów karpaccich, gdyż w początkowym okresie erozji, lub spływu grawitacyjnego, niszczeniu ulegały górne, a zatem najmłodsze osady fliszowe. Deponowane były one zatem najwcześniej w zbiorniku mioceniowym, zajmując najniższe jego części. Następnie erozja wciniała się w osady starsze, osadzając je w zbiorniku w wyższych partiach tej formacji. Podobne zjawisko odwróconych profili litologiczno-stratygraficznych opisała Szymakowska (1986) z ogniwa zamarskiego na Górnym Śląsku. Autorka wykazała występowanie w tym ogniwie (formacji według autorki) najniżej utworów warstw najmłodszych (oligocen), wyżej – osadów coraz to starszych (eocen, paleocen, kreda górna i dolna). Utwory kredy dolnej, jako najstarsze, występują najwyżej, bezpośrednio pod zlepieńcami dębowieckimi. Już sam fakt niszczenia, a następnie deponowania w formacji z Zawoi oligoceniowych osadów fliszowych wskazuje, że do ich niszczenia i przenoszenia do zbiornika musiało dojść później, po oligocenie. Wiek formacji z Zawoi musi być zatem młodszy, pooligoceniowy, a zatem dolnomioceniowy. Próba tłumaczenia przez Oszczypkę *et al.* (2000) odwrócenia następstwa warstw przyczynami tektonicznymi jest interpretacją niczym nie uzasadnioną.

Formacja z Suchej

Formacja ta zbudowana jest prawie wyłącznie z materiału fliszowego, występującego na wtórnym złożu. Jest to seria olistostromowa, złożona z mniejszych lub większych olistolitów bądź też z grubych płyt fliszu karpacciego, zsuniętych z górotworu karpacciego do tworzącego się na przedpolu zbiornika mioceniowego. Z pierwszą formą budowy tej jednostki litostratygraficznej spotykamy się w rejonie Suchej – Lachowic, z drugą, określoną przez Moryca (1989) jako olistoplaka (Richter 1978), w otworze Zawoja 1.

Wyniki badań mikrofaunistycznych utworów formacji suskiej w otworach Zawoja 1 oraz Lachowice 1, 2 i 4 wskazują na występowanie wyłącznie zespołów fliszowych o wieku od wczesnej kredy do paleogenu. W otworze Zawoja 1 wczesnokredowy wiek utworów budujących tę formację potwierdzają również dinocysty (Gedl 1997). W żadnym z tych wierceń nie stwierdzono mikrofauny i flory, świadczących o ich autochtonicznym pochodzeniu.

Ślaczka (1976b, 1977), który jako pierwszy wprowadził do literatury formację z Suchej, wskazuje na brak w utworach tej formacji mikrofauny autochtonicznej i związane z tym trudności w określeniu jej wieku. Uwzględniając wyniki badań mikrofaunistycznych przeprowadzonych przez Strzępkę (1977), Ślaczka uważa, że formacja suska może odpowiadać jeszcze najniższemu karpatowi lub już ottangowi, chociaż nie wyklucza reprezentowania tu jeszcze niższych pięter miocenu.

Pogląd o starszym od karpatu wieku tych utworów kwestionuje Nowak (1982), sprzeciwiając się również eggenburskiemu wiekowi tych utworów sugerowanemu przez Koniora (1981). Uważa, jak wspomniano już wyżej, że osady najniższych ogniów miocenu zawierające olistolity fliszowe Karpat mogą być młodsze od wieku skał budujących te olistolity,

czyli późnoburdygalskie (N8a). Ze względu na brak w tej formacji autochtonicznej fauny i flory, większość autorów określa jej przypuszczalny wiek na podstawie następstwa warstw lub dominujących cech litologicznych.

Moryc (1989) zaliczył tę formację do karpatu. Połowicz (1995) zalicza ją również do tego wieku ale przyjmuje znacznie większą jej miąższość. Garecka *et al.* (1996) w utworach tej formacji w otworze Sucha IG-1 stwierdzają ubogi zespół małych otwornic, wskazując na pewne ich podobieństwo do zespołów znanych z wyższej części warstw krośnieńskich. Ubogi nannoplankton wapienny występujący również w tej formacji wskazuje, według tych autorów, na wiek nie starszy od poziomu NN2 (eggenburg). Niestety nie wiemy, które z wymienionych w tej pracy gatunków fauny i flory są autochtoniczne. Garecka *et al.* (1996) wyrażają pogląd, że na podstawie podobieństwa litologicznego utwory ogniwa zamarskiego z rejonu Cieszyna mogą odpowiadać formacji suskiej. Podobną opinię wyrażają Garecka & Jugowiec (1999). Jest to mało prawdopodobne, gdyż obecność redeponowanego materiału fliszowego w ogniwie zamarskim nie świadczy o korelacyjnym związku z – zawierającą również na wtórnym złożu materiał fliszowy – formacją suską. Te dwie jednostki litostratigraficzne różnią się bowiem dość znacznie wiekiem.

W miarę przesuwania się ku północy karpackiego górotworu erodowane osady fliszowe mogły być deponowane w zbiorniku mioceńskim w coraz to młodszych utworach, tworząc oddzielne, nie korelujące się z sobą litosomy. W związku z tym należy stwierdzić, że nie ma żadnych dowodów na to, że ogniwo zamarskie odpowiada formacji suskiej i jest jej najmłodszym elementem litostratigraficznym. Poglądy o młodszym („co najmniej”) od NN2 wieku formacji z Suchej i diachronicznym przebiegu jej górnej granicy wyrażono również w pracach Garecka & Olszewska (1998), Garecka & Jugowiec (1999) i Olszewska (1999). W pracach tych przyjęto również pogląd, że utwory ogniwa zamarskiego są ekwiwalentami formacji suskiej. Wiek kompleksu łączącego formację suską z ogniwem zamarskim mieściłby się w przedziale czasowym eggenburg-karpat, a nawet – najniższy dolny baden (*op. cit.*)

Pozostaje pytanie, w jaki sposób można by łączyć formację suską z ogniwem zamarskim, gdy pomiędzy nimi, w wielu profilach, występuje bardzo gruby kompleks utworów zwanych przez autorów formacją dębowiecką, obejmujący łącznie osady od zlepieńców ze Stachorówki do zlepieńców komorowickich.

Oszczypko (2001), podobnie jak autor obecnej pracy, wiąże formację suską z olistoplaką powstałą w ottnangu-karpacie?, która w tym czasie oderwała się od czoła ówczesnych Karpat fliszowych. Oszczypko (1997) uważa, że występujące w tej formacji w otworze Zawoja 1 olistolity fliszowe podobne są do warstw wierzowskich i lgoeckich jednostki podśląskiej i śląskiej, a nawet do łupków spaskich płaszczowiny skolskiej. Tę ostatnią obserwację Żytko (2001) wysuwa również jako jeden z argumentów za występowaniem w tym rejonie utworów sukcesji skolskiej, do której proponuje zaliczyć jednostkę Obidowej-Słopnic.

Ostatnio Wójcik *et al.* (1996, 1999) przedstawiają pogląd o występowaniu na powierzchni, w rejonie Andrychowa, utworów formacji suskiej (olistostromy z potoku Domaczka). Autorzy ci są skłonni przyjąć, że są to utwory tej formacji nasunięte z południa z bardziej wewnętrznej strefy basenu mioceńskiego. Wiek tej formacji określają jako karpat.

Formacja stryszawska

Formacja ta wyróżnia się w dolnej części występowaniem materiału grubookruchowego (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki), w górnej – materiału drobniejszego, miejscami pelitycznego (ogniwo z Bielska).

Ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

W utworach tych w kilku otworach wiertniczych stwierdzono redeponowaną mikrofaunę lub florę fliszową, a w niektórych również autochtoniczną, dolnomiocenią. Redeponowana mikrofauna fliszowa stwierdzona została w otworach Zawoja 1, Lachowice 1, 2 i Ślemień 1, natomiast mikrofauna z wtórnego złoża niższej części dolnego miocenu opisana była z tych osadów z wiercenia Zawoja 1 (badania Gonery – rdzeń z głęb. 4271–4278 m, w: Oszczytko 1997). Ponadto w Lachowicach 1, wśród okruchów pochodzących z tego zlepieńca, stwierdzono mioceni gatunek *Globigerina* cf. *bulloides*.

W otworze Andrychów 6 w osadach ilastych występujących jako wkładka w zlepieńcach należących, według autora obecnej pracy, do ogniwa ze Stachorówki występuje mikrofauna dokumentująca wyższą część dolnego miocenu, najprawdopodobniej karpata. W tych samych osadach, uznawanych za formację zebrzydowicką, Oszczytko & Oszczytko-Clowes (2003) stwierdzili nannoplankton wapienny, charakteryzujący niższą część dolnego miocenu (eger/eggenburg). Flora ta, według autora niniejszej pracy, najprawdopodobniej występuje na wtórnym złożu.

Ogniwo z Bielska

Utwory górnej części formacji stryszawskiej są podstawowym kompleksem skalnym dolnego miocenu, umożliwiającym biostratygraficzne określenie wieku tych utworów. W utworach tych wprawdzie występuje również fliszowa mikrofauna na wtórnym złożu, ale obecność dość licznej mioceni fauny autochtonicznej na wiek ten bezspornie wskazuje. Dowodzą tego w pierwszym rzędzie badania Strzępki (1981), która pierwsza wykazała karpacki wiek mikrofauny. W związku z pojawianiem się niektórych gatunków (*op. cit.*, str. 119) już wcześniej, autorka byłaby skłonna wiek ten (przynajmniej części tych utworów) obniżyć do ottnangu. W świetle nowych badań mikrofaunistycznych i nannoplanktonu wapiennego (Garecka *et al.* 1996, Garecka & Olszewska 1998, Garecka & Jugowiec 1999, Olszewska 1999), utworom tego ogniwa przypisać jednak należy wiek karpata (wyższa część zony NN4), a nawet jego wyższej części. Ten wiek przyjmowany był już w otworze Bielsko 4 (Konior & Krach 1964, 1965, Ney *et al.* 1974). Ślącza (1977, str. 405), opierając się na wcześniejszych oznaczeniach biostratygraficznych Strzępki (1977), zaliczył te utwory z otworu Sucha IG-1 do karpata, „a nawet być może do wyższego ottnangu”.

Badania mikrofaunistyczne utworów ogniwa z Bielska wykonano również w otworach Zawoja 1, Lachowice 1, 2, 3, 3A, 4, 7 i Ślemień 1. Wśród licznej, redeponowanej fauny fliszowej stwierdzono również pojedyncze otwornice mioceni, nie precyzujące ściśle wieku tych osadów. Większe znaczenie ma mikrofauna mioceni z otworu Andrychów 6 wydobyta w czasie przewiercania utworów tego ogniwa. Są to m.in. gatunki: *Globigerina ciperensis*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. trilobus* i *G. immaturus*. Na podstawie zają-

biających się zasięgów wiekowych tych gatunków można uznać, że reprezentują one wiek starszy od badenu, najprawdopodobniej karpata.

Wprowadzenie do literatury geologicznej kilku różn naznaczonych jednostek litostratygraficznych określanych nazwą pochodzącą od miejscowości Bielsko, powoduje wiele nieporozumień. W celu uniknięcia tych nieporozumień i uzyskania najprostszej korelacji utworów górnego karpata autor proponuje pozostawienie w profilu miocenu nazwy ogniwa z Bielska (*sensu* Moryc 1989), jako odpowiadającego górnej części formacji stryszawskiej. Jednostka ta odpowiada bowiem utworom z fauną karpata otworu Bielsko 4 (Konior & Krach 1964, 1965), warstwom bielskim (Ney *et al.* 1974), górnej części formacji stryszawskiej karpata (Ślącza 1977, Strzępka 1981), określając zawsze tę samą jednostkę litostratygraficzną w profilu dolnego miocenu. Ogniwo z Bielska korelowane jest również z utworami karpata NE części Moraw (Pálenský & Sikula w: Adámek *et al.* 2003, str. 81).

Wprowadzona przez Kucińskiego *et al.* (1975) „formacja bielska”, przyjmowana przez Połtowicza (1995) i Oszczypkę (1996, 1999, 2001), nie posiada dokumentacji biostratygraficznej karpata i jest różnie interpretowana. Połtowicz (1995) przyjmuje ponadto jej szerszy zakres, włączając do niej również formację hałcnowską Kucińskiego *et al.* (1975). Proponowane w pracy Garecka *et al.* (1996) ogniwo z Bielska obejmuje ogniwo z Bielska (Moryc 1989) oraz wyróżnioną przez tego autora formację z Jachówki. Niejasne jest również przedstawione w pracy Garecka *et al.* (1996, tab. 1) porównanie tego ogniwa z odpowiednimi wydzieleniami litostratygraficznymi innych autorów. Między innymi ogniwo to w znaczeniu proponowanym przez tych autorów korelowane jest z górną częścią ogniwa zlepieńców ze Stachorówki lub ze środkową częścią formacji zebrzydowickiej. W tym ostatnim przypadku korelacja ta mogłaby być bardzo prawdopodobna. Buła & Jura (1983a, b) wyróżnili formację zebrzydowicką jako formację dolnomioceńską, występującą w osiowych partiach paleodolin zaznaczających się w podłożu miocenu. Autorzy ci uważają, że utwory te litostratygraficznie są podobne do formacji stryszawskiej. Porównują je również z warstwami górnego karpata z otworu Bielsko 4 i z obszaru Moraw. W tym ostatnim obszarze (Jurkova *et al.* 1983) – w świetle aktualnych zasięgów stratygraficznych gatunków uznawanych za najważniejsze, np. *Discoaster drugii*, *Globorotalia (Globoconella) bykovae* – również i te osady dolnego miocenu mogą być zaliczone stratygraficznie do późnych ogniw wczesnego miocenu. Podobny wiek można by również przypisać formacji zebrzydowickiej, na podstawie przeprowadzonych porównań biostratygraficznych tych utworów z paralelnymi osadami basenu mioceńskiego (Olszewska & Garecka 1996).

Dotychczasowe badania biostratygraficzne mogą wskazywać, że utwory formacji zebrzydowickiej odpowiadają części odcinka czasowego w przedziale późny eggenburg-wczesny baden (Garecka *et al.* 1996, Garecka & Jugowiec 1999) lub mieszczą się w interwale otnang-karpat (również Garecka & Olszewska 1998, Olszewska 1999). Autor jest skłonny zaliczyć te utwory do wyższego karpata, być może w górnej części reprezentujących również wiek wczesnobadeński (odpowiednik formacji z Jachówki).

Formacja z Jachówki

W 1989 roku autor wprowadził do profilu mioceńskiego tego obszaru jednostkę stratygraficzną z Jachówki w randze formacji, jako dolnobadeńską jednostkę występującą między formacją dębowiecką a ogniwiem z Bielska (górna część formacji stryszawskiej).

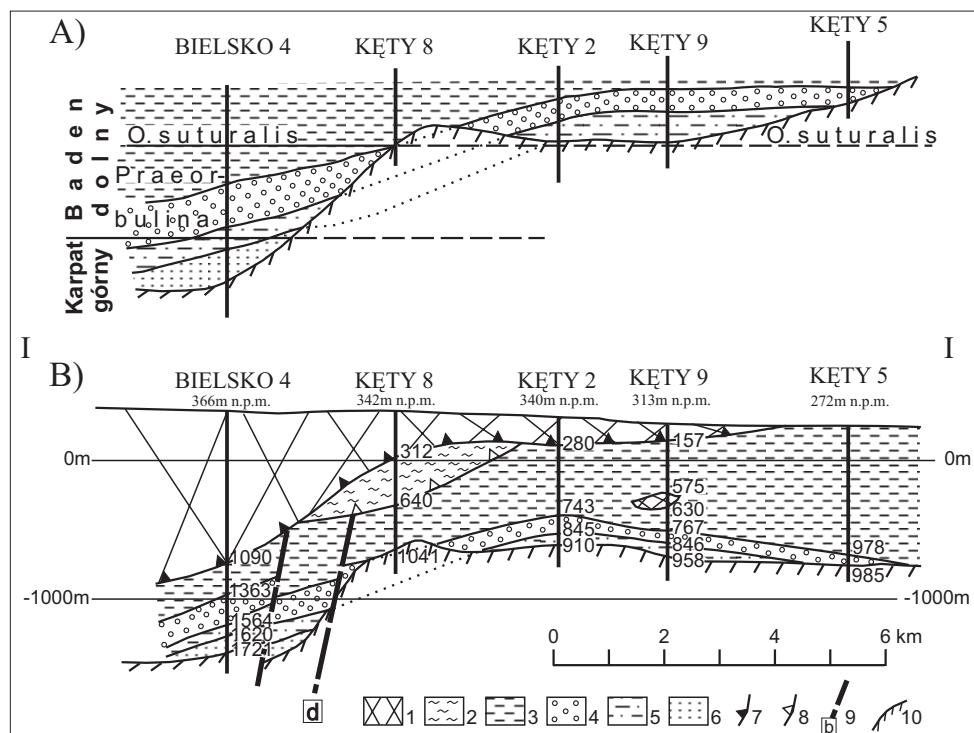


Fig. 14. Przekrój geologiczny I-I przez utwory miocenu w strefie Bielsko 4 – Kęty 5. A) Przymyślany przebieg sedymentacji (bez zachowania proporcji w miąższościach); B) Dzisiejszy układ strukturalny: 1 – utwory fliszowe Karpat, 2 – sfałdowane osady miocenu (jednostka zgłobicicka), 3 – formacja skawińska (autochton), 4 – formacja dębowiecka, 5 – formacja z Jachówki, 6 – ogniwo z Bielska (górna część formacji stryszawskiej), 7 – linia nasunięcia Karpat, 8 – linia nasunięcia jednostki zgłobicickiej, 9 – uskoki (a–d – ważniejsze, b – Rzeszotary – Żywiec), 10 – podłoże miocenu

Fig. 14. Geological cross-section I-I across the Miocene deposits along the line Bielsko 4 – Kęty 5. A) Probable course of the sedimentation (out of proportion); B) Present-day structural configuration: 1 – The Carpathian Flysch, 2 – The Zgłobice Unit (allochthonous Miocene), 3 – Skawina Formation (autochthonous deposits), 4 – Dębowiec Formation, 5 – Jachówka Formation, 6 – Bielsko Member (upper part of the Stryszawa Formation), 7 – line of the Carpathian overthrust, 8 – line of the Zgłobice Unit overthrust, 9 – faults (a–d – major faults, b – Rzeszotary – Żywiec), 10 – Miocene basement

Formacja z Jachówki, podobnie jak inne jednostki litostratygraficzne występujące na tym obszarze, wykazuje w kierunku północnym przebieg diachroniczny. Przykładem takiego układu zaznaczającego się w formacjach dębowieckiej i z Jachówki są profile Bielsko – Kęty (Fig. 14), Sucha – Potrójna i Tokarnia – Trzebrunia – Głogoczków IG-1 (Fig. 15). Wskazują one, że na obszarze położonym na południowy zachód od strefy Kęty – Andrychowa – Jachówki – Trzebuni (Fig. 1) utwory tych formacji tworzyły się wcześniej, już przynajmniej we wczesnobadeńskim poziomie preorbulinowym, natomiast na północny wschód od niej, osadziły się one z pewnym opóźnieniem, dopiero w poziomie orbulinowym.

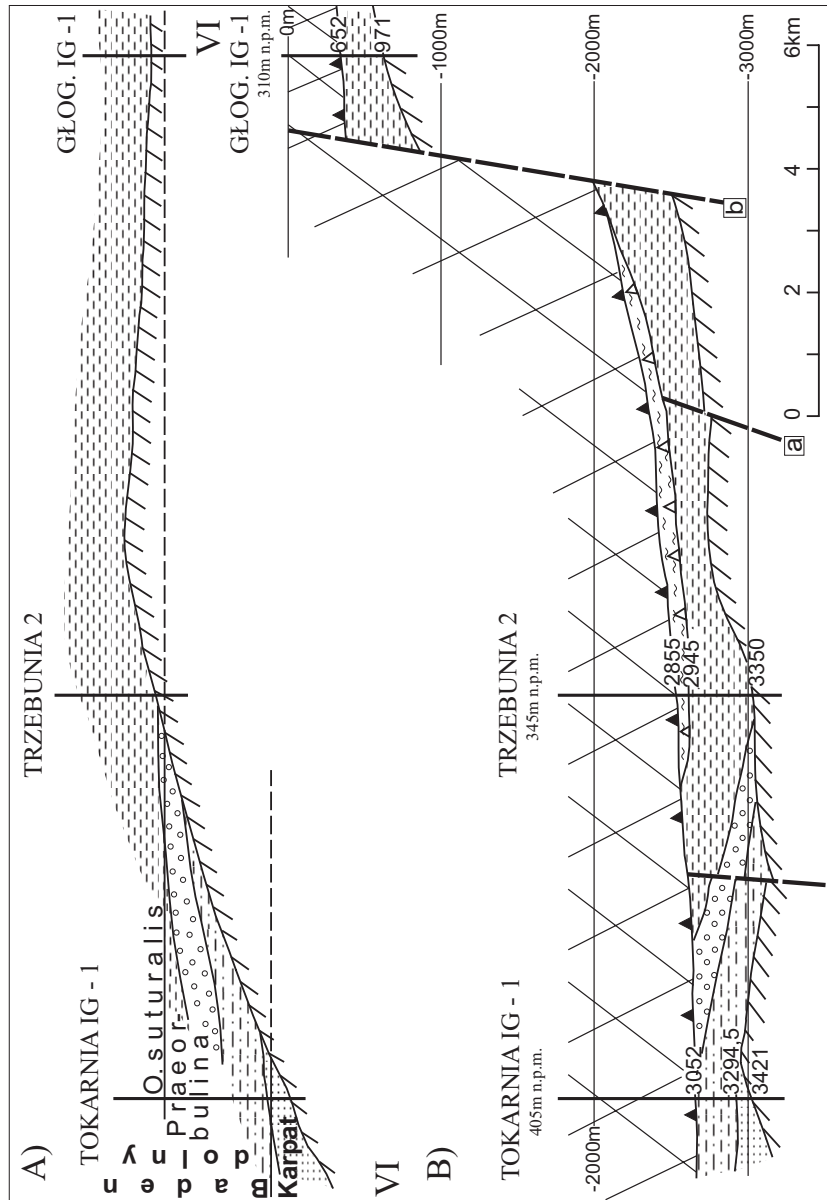


Fig. 15. Przekrój geologiczny VI–VI przez utwory miocenu w strefie Tokarnia IG-1 – Trzebunia 2 – Głogoców IG-1. A) Przymuszczalny przebieg sedimentacji (bez zachowania proporcji w miąższościach); B) Dzisiejszy układ strukturalny. Objasnienia jak na figurze 14

Fig. 15. Geological cross-section VI–VI across the Miocene deposits along the line Tokarnia IG-1 – Trzebunia 2 – Głogoców IG-1. A) Probable course of the sedimentation (out of proportion); B) Present-day structural configuration. Explanations as in Figure 14

Na diachronizm, m.in. formacji skawińskiej, wskazywali już Kuciński & Nowak (1975). Sugestie o różnym czasie powstawania np. zlepieńców dębowieckich przedstawiła Łuczowska (1986), określając ich wiek w rejonie Cieszyna jako karpat, a w rejonie Dębowca jako dolny baden. Łuczowska (1995) wskazuje również na różny wiek formacji skawińskiej. Diachronizm różnych formacji i ich granic przyjmowali również Garecka *et al.* (1996), Garecka & Olszewska (1998) i Oszczytko (1999). Dotychczasowe wyniki badań utworów formacji z Jachówki wskazują, że jednostka ta zapoczątkowuje pełnomorski cykl sedymentacyjny badenu, oddzielając te utwory od dolnomiocenских osadów formacji stryszawskiej, kończącej etap tworzenia się utworów o przeważającym charakterze lądowym. W utworach formacji z Jachówki w wielu otworach tego rejonu stwierdzono dość liczną mikrofaunę dolnobadeńską, wskazującą na pierwszy w miocenie wpływ środowiska otwartego morza. Stwierdzono ją w wierceniach Kęty 2, Bielsko 4, Sucha IG-1, Tokarnia IG-1 (Kuciński *et al.* 1975, Szotowa 1975b, Strzępka 1977, 1981) oraz Kęty 9, 11 i Jachówka 1, 2K (Z. Kirchner, J. Waśniowska – teczki otworów). Są to zespoły mikrofauny preorbulinowej i orbulinowej, dokumentujące wczesnobadeński wiek tych utworów.

Formacja dębowiecka

Formacja ta, i wprowadzane pod tą nazwą różne synonimy grupujące utwory zlepieńcowe, jest jednostką litostratygraficzną wymagającą szerszej dyskusji. Pod tą nazwą wprowadzane są, zwłaszcza ostatnio, nowe jednostki, obejmujące niekiedy bardzo różne kompleksy skalne, i przedstawiane są próby określenia ich granic i wieku. W wyniku tego formacja ta określana jest niekiedy całkowicie inaczej i nie spełnia kryteriów przyjmowanych dla niej w pierwotnym jej znaczeniu. W historii rozwoju badań tej jednostki litostratygraficznej pojawiały się pewne uzupełnienia lub zmiany dotyczące nazw, a nawet jej granic. Nie powinny one jednak powodować łączenia w jej obrębie innych elementów litologicznych. Zlepieńce dębowieckie, od czasu ich odkrycia i nadania im nazwy geograficznej przez Tołwińskiego (1950), przez wiele następnych lat określane były zawsze tą nazwą geograficzną i przypisywano im tę samą lub zbliżoną pozycję w profilu utworów mioceńskich. Charakteryzowały się one podobnymi cechami litologicznymi, tworząc kompleks zlepieńcowo-piaskowcowy, wykluczający odniesienie ich do innej jednostki litostratygraficznej. Jako litosom tworzą jednostkę litostratygraficzną, częściowo diachroniczną (Fig. 14), ze względu na cechy litologiczne i ostre granice łatwą do wyróżnienia i śledzenia.

W tym znaczeniu formację dębowiecką przedstawiają również Buła & Jura (1983a), którzy po raz pierwszy w literaturze geologicznej podali jej definicję i propozycję stratotypu.

Po raz pierwszy w randze formacji zlepieńce dębowieckie wyróżnili Kuciński & Nowak (1975) i Kuciński *et al.* (1975), utrzymując tę nazwę dla tych utworów w otworze Kęty 2. Przeciwstawili im wówczas podobne zlepieńce z otworu Bielsko 4 (Fig. 14), wyróżniając je jako formację komorowicką. W obecnej pracy przy opisie otworu Bielsko 4 autor wykazał, że mimo pewnych różnic wieku tych zlepieńców w obydwu otworach mogą one stanowić tę samą, diachroniczną jednostkę litostratygraficzną. Nieuzasadnione zatem byłoby wprowadzenie dla litotypu dębowieckiego w otworze Bielsko 4 nazwy formacji komorowickiej.

Bardzo kontrowersyjna propozycja określenia „formacji dębowieckiej” wprowadzona została w pracy Garecka *et al.* (1996). W myśl tej propozycji, formacja dębowiecka obejmuje zespół utworów występujących powyżej formacji z Suchej (przy niepełnych profilach, od najstarszego ogniwa utworów młodszych od tej formacji), a poniżej formacji skawińskiej. W tym ujęciu, w pełnym rozwoju, formacja dębowiecka obejmowałaby trzy ogniwa (por. wyżej), od dołu: ogniwo zlepieńców ze Stachorówki, następnie ogniwo z Bielska oraz jako trzecie ogniwo (formację według Kucińskiego *et al.* 1975) komorowickie. Z tabeli 1 (Garecka *et al.* 1996, str. 498) wynika, że do formacji dębowieckiej tych autorów włączona być powinna również formacja zebrzydowicka Buły & Jury (1983). Podział ten jest niejednoznaczny i skomplikowany. Dodać należy, że wyodrębniona w otworze Kęty 2 (również w otworach Kęty 3–7, 9 i 11) formacja dębowiecka jest również trudna do umieszczenia w schemacie podziału proponowanym przez tych autorów.

Podsumowując dotychczasowe wyniki badań biostratygraficznych formacji dębowieckiej, można określić jej wiek w przewadze na wczesnobadeński, a w południowej części obszaru być może późnokarpacki. Podobny, dolnobadeński wiek przyjmowany jest dla tych utworów („detryt”, „bazalne klastyki”) na obszarze północno-wschodnich Moraw (Jurkova 1959, 1971, 1973, 1979, 1984, Jurkova *et al.* 1983).

Formacja skawińska

Utwory formacji skawińskiej w strefie przed- i podkarpackiej tworzą gruby kompleks osadów, głównie ilastych, z wkładkami piaskowców i lokalnie, materiału gruboklastycznego (Bachorowice, Gdów, Sypka Góra, Łysa Góra, rejon Andrychowa, Wieprz, Pogórze-Międzyrzecze, Dębowiec). Opisywano je jako serię łupków i piaskowców lub serię łupkowo-mułowcową (Tołwiński 1950, Konior 1959, 1960, 1965, 1972, 1974, 1975, 1978, 1981, Konior & Krach 1964, 1965), także jako mułowce i piaskowce podsolne, spągowe iły margliste i iły lub iłowce podsolne oraz serię podewaporatową (Poborski 1952, Poborski & Skoczylas-Ciszewska 1963, Olewicz 1952, 1973, Garlicki 1968, Połtowicz 1974, 1989, 1995 i in.).

Alexandrowicz (1963a) wprowadził dla tych utworów nazwę warstw skawińskich, przeciwstawiając je warstwom baranowskim, występującym w środkowej i północnej części zapadliska przedkarpackiego. Warstwy te opisane zostały przez Alexandrowicza (1957, 1958, 1963a, b, c, 1965, 1969a, w: Alexandrowicz *et al.* 1982, Alexandrowicz & Krach 1963) z wielu profili ze strefy występującej na północ od zasięgu zlepieńców dębowieckich, w związku z czym autor ten, w stratotypowym ujęciu warstw skawińskich, nie włączał do nich – tak jak czynią to później inni badacze (Ney *et al.* 1974, Kuciński & Nowak 1975, Kuciński *et al.* 1975) – utworów formacji dębowieckiej.

Warstwy skawińskie po raz pierwszy zostały określone jako formacja skawińska w pracy Kucińskiego & Nowaka (1975) i Kucińskiego *et al.* (1975) i od tego czasu opisywane są pod tą nazwą już przez wielu badaczy. Wiek tych utworów na podstawie badań mikrofauny przeprowadzonych przez wielu autorów odpowiada wczesnemu badenowi (poziomy preorbulinowy, *Orbulina suturalis*, *Uvigerina costai*, zespoły mikrofauny IIA i IIB).

Najnowsze badania biostratygraficzne w zasadzie potwierdzają ten wiek utworów formacji skawińskiej, z tym że w strefie południowej (rejon Cieszyna) dolnej ich części przy-

pisywany jest wiek późnego karpatu (Łuczowska 1986, Garecka *et al.* 1996, Garecka & Jugowiec 1999, Olszewska 1999), a wyższej części – nawet środkowego badenu (Łuczowska 1995).

WYSTĘPOWANIE UTWORÓW MIOCENU W KARPATACH ZACHODNICH I ICH ROZWÓJ SEDYMENTACYJNO-STRUKTURALNY

Osady miocenijskie na przedpolu i w podłożu Karpat Zachodnich tworzą gruby zespół utworów, o syntetycznej miąższości dochodzącej do około 3000 m. Prawie połowę tej grubości osiagają osady dolnego miocenu.

Utwory te tworzą szereg jednostek litostratygraficznych, wykazujących mniej lub bardziej ciągly rozwój w basenie sedymentacyjnym.

W miarę stopniowego, wieloetapowego nasuwania się ku północy górotworu karpaciego następowało przesuwanie się w tym kierunku miocenijskiego zbiornika i wkraczanie kolejno coraz to młodszych osadów na przedpole tego górotworu. Proces ten powodował diachroniczne osadzanie się utworów poszczególnych jednostek litostratygraficznych, tworzących się ku północy z pewnym opóźnieniem. Szczególnie wyraźne przykłady diachronicznego tworzenia się osadów zaznaczają się w utworach dolnobadeńskich formacji z Jachówki, dębowieckiej i skawińskiej.

W utworach dolnego miocenu między Bielskiem a Myślenicami wyróżnić można trzy jednostki litostratygraficzne w randze formacji. Są to formacje z Zawoi, z Suchej i ze Stryszawy. Wyraźniejsze różnice litologiczne w formacji stryszawskiej umożliwiają w jej obrębie wydzielenie, w dolnej części, ogniwa zlepieńców ze Stachorówki, w górnej – drobno-klastycznego ogniwa z Bielska.

Dolnobadeńskie jednostki litostratygraficzne między Bielskiem a Krakowem reprezentowane są przez formację z Jachówki, dębowiecką i najmłodszą formację skawińską.

Jednostki litostratygraficzne dolnego miocenu

Formacja z Zawoi. Formacja ta została dotychczas stwierdzona jedynie w otworze Zawoja 1, odległym około 35 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat fliszowych. Są to dotychczas najstarsze utwory miocenu dolnego w tym rejonie, osiagające w otworze Zawoja 1 około 160 m miąższości. Brak tych utworów na północ, w odwiertach Lachowice, Sucha, Andrychów i Jachówka (Fig. 16–19), ogranicza od tej strony zasięg tej formacji do obszaru położonego blisko otworu Zawoja 1 (Fig. 20). Nie wyklucza to jednak możliwości występowania formacji z Zawoi na południe i w kierunku równoleżnikowym od tego otworu. Mogły one występować pierwotnie również we wschodniej strefie obszaru Ustroń – Żywiec – Zawoja, pozbawionej dziś erozyjnie w większości osadów miocenijskich.

Północny zasięg formacji z Zawoi na południku Wadowic występuje około 30 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat (Fig. 20, 27). Zasięg ten wyznacza północną granicę basenu wczesnomiocenijskiego, zarysowanego na pograniczu ottnangu z karpatem, w czasie tworzenia się w tym rejonie pierwszej formacji litostratygraficznej wczesnego miocenu.

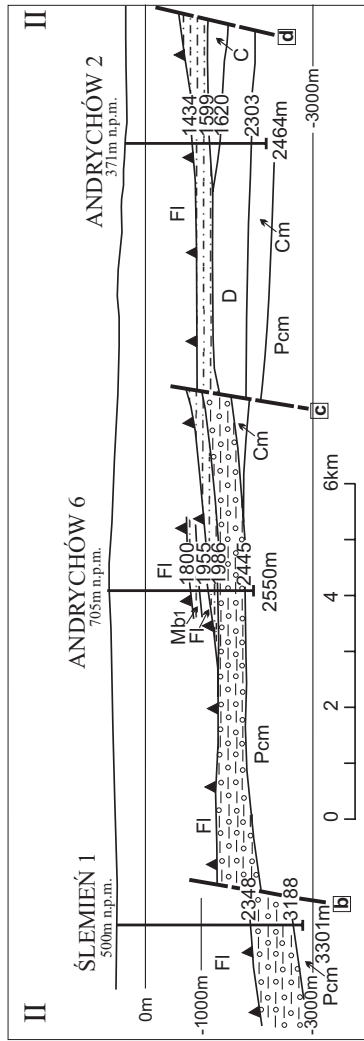


Fig. 16. Przekrój geologiczny II-II na linii Ślęmień - Andrychów. Objasnienia na figurze 18

Fig. 16. Geological cross-section along the line II-II Ślęmień - Andrychów. Explanations as in Figure 18

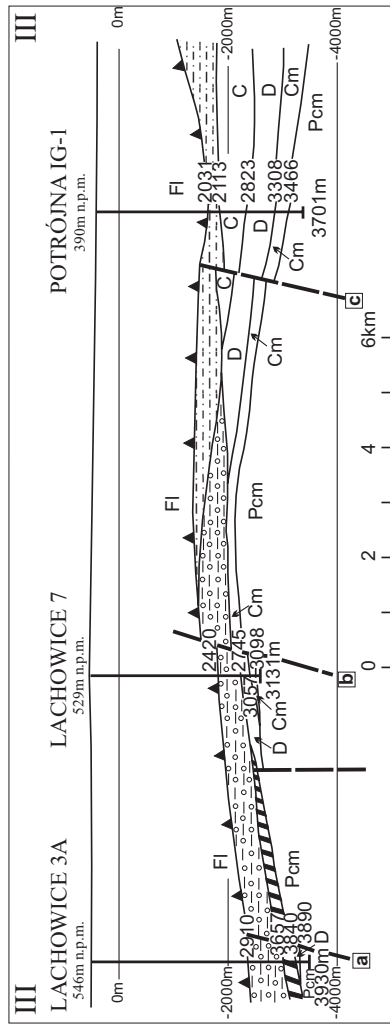


Fig. 17. Przekrój geologiczny III-III na linii Lachowice 3A - Potrójna IG-1. Objasnienia na figurze 18

Fig. 17. Geological cross-section along the line III-III Lachowice 3A - Potrójna IG-1. Explanations as in Figure 18

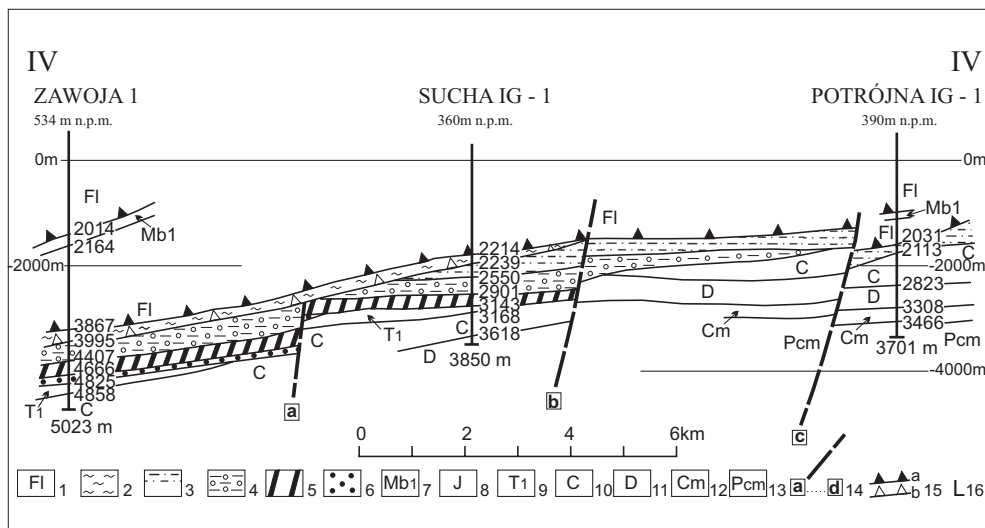


Fig. 18. Przekrój geologiczny IV-IV na linii Zawoja 1 – Sucha IG-1 – Potrójna IG-1: 1 – flisz karpacki, 2 – miocen sfałdowany (jednostka zgłobicka lub stebnicka), 3 – baden dolny (formacja skawińska, dębowiecka, z Jachówki), 4–6 – miocen dolny (4 – formacja stryżawska, 5 – formacja suska, 6 – formacja z Zawoi), 7 – łuska tektoniczna badenu dolnego (formacja skawińska), 8 – jura, 9 – trias dolny, 10 – karbon, 11 – dewon, 12 – kambr dolny, 13 – prekambr, 14 – uskoki (a–d – ważniejsze, b – Rzeszotary – Żywiec), 15 – linie nasunięć (a – Karpat fliszowych, b – jednostki zgłobickiej lub stebnickiej), 16 – lamprofiry

Fig. 18. Geological cross-section IV-IV along the line Zawoja: 1 – Sucha IG-1 – Potrójna IG-1. 1 – The Carpathian Flysch, 2 – Zgłobice or Stebnik Units (allochthonous Miocene), 3 – Lower Badenian (Skawina, Dębowiec, Jachówka Formations), 4–6 – Lower Miocene (4 – Stryżawa Formation, 5 – Sucha Formation, 6 – Zawoja Formation), 7 – thrust slice of the Lower Badenian (Skawina Formation), 8 – Jurassic, 9 – Lower Triassic, 10 – Carboniferous, 11 – Devonian, 12 – Lower Cambrian, 13 – Precambrian, 14 – faults (a–d – major faults, b – Rzeszotary – Żywiec), 15 – the overthrust of lines (a – the Carpathians Flysch, b – Zgłobice or Stebnick Units), 16 – lamprophyres

Znacznie trudniejsza jest próba określenia południowej granicy tego basenu, którą możemy utożsamiać z północnym przebiegiem wczesnostyryjskiego (późny otnang) brzegu Karpat. Wielu autorów przyjmowało tę granicę w odległości około 50–55 km na południe od dzisiejszej granicy nasunięcia Karpat fliszowych (Ney *et al.* 1974, Konior 1981, Kotlarczyk 1985, Oszczytko & Tomasz 1985, Oszczytko & Ślęczka 1985, 1989, Oszczytko 1998). Były również próby określenia przebiegu tej granicy dalej na południu, nawet poza przebiegiem lineamentu perypienińskiego i pienińskiego pasa skałkowego (Oszczytko 1995, Połtowicz 1995, Oszczytko & Oszczytko-Clowes 2003).

Położenie południowej granicy basenu było niewątpliwie dość znacznie odległe od otworu Zawoja 1, gdyż w utworach formacji z Zawoi w tym otworze występuje drobniejszy materiał fliszowy, świadczący o dłuższej drodze transportu. Autor jest skłonny przyjąć pierwszą z określonych wyżej prób przebiegu tej granicy, która na południku Wadowic odpowiadałaby odległości około 50–60 km od dzisiejszego czoła Karpat. Przebiegałaby ona

na obszarze polskich Karpat Zachodnich mniej więcej na linii Krynica – Nowy Targ – Jabłonka – Rajcza (Fig. 28). Południowy brzeg tego basenu, a zarazem północna granica Karpat wczesnostyryjskich, występowałaby w przybliżeniu około 20 km na południe od otworu Zawoja 1, określając ówczesną szerokość basenu dolnomioceńskiego na około minimum 25 km. Depocentrum formacji z Zawoi najprawdopodobniej przebiegało w południowej części tego basenu, szacunkowo w odległości około 5–10 km na północ od ówczesnego, południowego jego brzegu (Fig. 28).

Formacja z Suchej. Stwierdzono ją już przynajmniej w sześciu otworach wiertniczych (Fig. 21, Tab. 1). W rejonie Zawoja – Sucha formacja ta osiąga największą miąższość, rzędu 240–260 m (Fig. 18). Podobnie jak w przypadku formacji z Zawoi, zasięg formacji suskiej jest również trudny do dokładnego określenia. Brak wierceń uniemożliwia określenie zasięgu tej formacji od strony południowo-wschodniej i północnej (blok Andrychowa 6). Zasięg ten dobrze określają od strony północno-wschodniej otwory Jachówka (Fig. 19).

Przyjmując za Żytką (1978) i Ryłko & Żytką (1980) sugestię zaliczenia utworów mioceńskich z otworu Bystra IG-1 do formacji suskiej, można uznać, że granica zachodnia tej formacji określałaby jej zasięg erozyjny (Fig. 21). Możliwość taką potwierdzać by mógł również całkowity brak utworów miocenu w części strefy Żywiec – Ustroń – Puńców (Fig. 27). Formacja suska, w stosunku do formacji z Zawoi, wykazuje ku północy zasięg większy o około 6–8 km. Najbardziej na północ wysunięty zasięg formacji z Suchej w strefie południka Wadowic występuje w odległości około 25 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat. W okresie tworzenia się formacji suskiej Karpaty fliszowe znajdowały się nadal na południe od otworu Zawoja 1. W stosunku do formacji z Zawoi przesunęły się one dość znacznie ku północy, gdyż głównym materiałem deponowanym w zbiorniku wczesnomioceńskiej formacji z Suchej są utwory pochodzące z niszczonej erozyjnie osadów fliszu karpackiego. Na stosunkowo bliskie położenie w tym czasie czoła Karpat fliszowych w stosunku do otworu Zawoja 1 wskazuje występowanie w tym otworze w formacji suskiej utworów fliszowych, pochodzących ze sływu lub zsuwu tektoniczno-grawitacyjnego, o charakterze olistoplaki. Przenoszony dalej na północ z degradacji Karpat materiał fliszowy wykazuje już mniejsze rozmiary, typu olistostromy lub pojedynczych olistolitów, które obserwujemy w tej formacji w profilach wierceń Lachowice i Sucha IG-1. Na tej podstawie możemy przyjąć, że ruch Karpat ku północy w okresie początku sedymentacji formacji suskiej (początek karpatu) był dość znaczny i doprowadził do wyraźniejszego zbliżenia górotworu do otworu Zawoja 1. Przypuszcza się, że łąd Karpat z granicy starostyryjskiej przesunął się w czasie tworzenia się formacji z Suchej (początek karpatu) ku północy o około 10–15 km (Fig. 28). Nie mogło to być jednak przesunięcie większe, gdyż Karpaty przykrywałyby wówczas rejon otworu Zawoja 1, w którym nie mogłyby się osadzić, istniejące w tym otworze, najmłodsze utwory dolnego miocenu, osady formacji stryszawskiej. O kilka kilometrów zapewne uległo przesunięciu ku północy również depocentrum formacji suskiej, w stosunku do formacji z Zawoi (Fig. 28).

Formacja stryszawska. Dolną część formacji stryszawskiej reprezentuje *ogniwo zlepieńców ze Stachorówki*. Zajmuje już znacznie większy obszar, przekraczając uskoki Rzeszotary – Żywiec (Fig. 20, 27), wkraczając na obszar bloku Andrychowa 6 (Fig. 16, 22), po okolice uskoku (c) rozdzielającego blok Potrójnej od bloku Andrychowa 6.

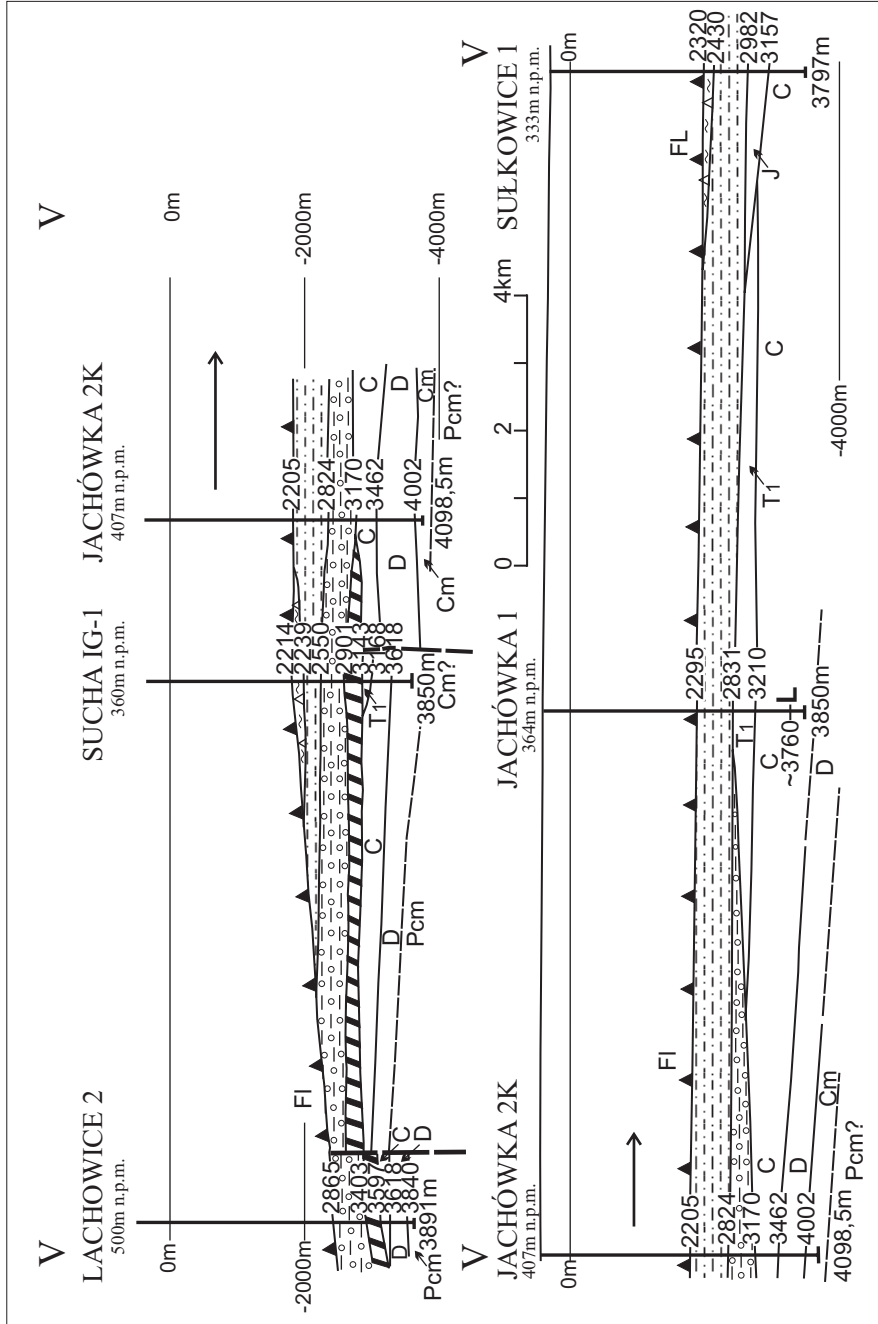


Fig. 19. Przekrój geologiczny V-V na linii Lachowice – Sucha – Jachówka – Sułkowice. Objasnienia na figurze 18

Fig. 19. Geological cross-section along the line IV-IV Lachowice – Sucha – Jachówka – Sułkowice. Explanations as in Figure 18

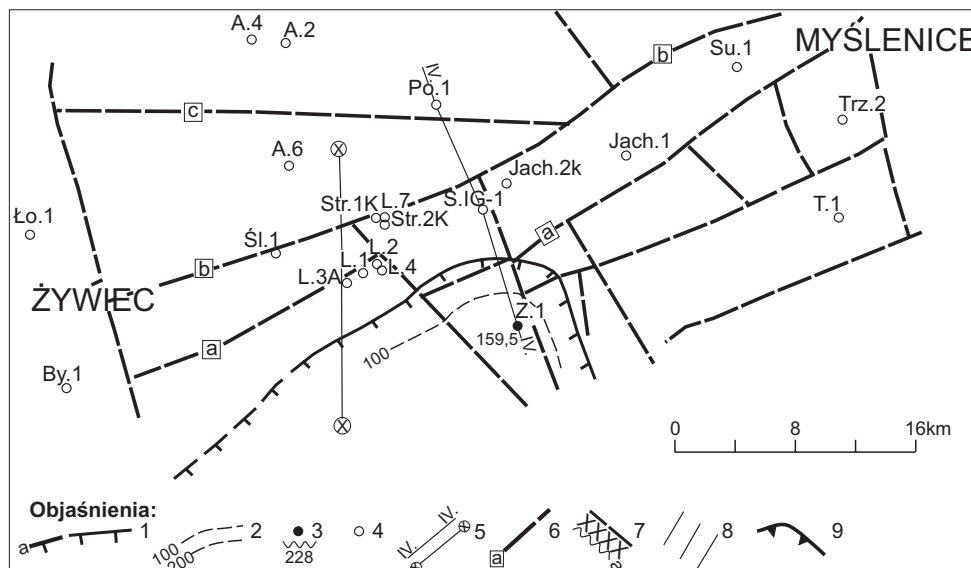


Fig. 20. Występowanie formacji z Zawoi. Objasnienia do figur 20–26: 1 – przypuszczalne zasięgi formacji lub ogniw (a – zasięg ograniczony uskokiem), 2 – izopachy w metrach, 3 – otwory wiertnicze, w których występują utwory danej formacji lub ogniw, i ich miąższość (linią ząbkowaną zaznaczono częściową ich redukcję), 4 – otwory wiertnicze, w których brak utworów danej formacji lub ogniw litostratygraficznego, 5 – linie przekrojów geologicznych, 6 – uskoki (a–d – ważniejsze, b – Rzeszotary – Żywiec), 7 – przypuszczalny obszar częściowego, tektonicznego zniszczenia osadów (egzaracja tektoniczna) przez nasunięcie Karpat lub jednostkę allochtoniczną miocenu, granica zaznaczona wężykiem (a) określa wartość zerową osadów, 8 – występowanie formacji zebrzydowskiej (według Buły & Jury 1983a), 9 – linia nasunięcia Karpat

Fig. 20. Distribution of the Zawoja Formation. Explanations to 20–26 Figures: 1 – probable extents of the Formations or Members (a – extent limited by the fault), 2 – isopachs (m), 3 – boreholes, in which definite Formation or Member deposits occur, and their thickness (notched lines mark their partial reduction), 4 – boreholes, in which deposits are absent, 5 – geological cross-section lines, 6 – faults (a–d – major faults, b – Rzeszotary – Żywiec), 7 – presumable region of the partial tectonic destruction of deposits (tectonic removal), zigzag line (a) marks zero define zero deposits, 8 – occurrence of the Zebrzydowice Formation (after Buły & Jura 1983a), 9 – overthrust line of the Carpathians

Brak ogniwia zlepieńców ze Stachorówki w bloku Andrychów 4 – Potrójna IG-1 (Fig. 22) świadczy, że uskoki (c), podobnie jak uskoki (b) odegrały pewną rolę przy akumulacji osadów dolnomiocenских w tym rejonie. Nie stanowiły one jednak w całości nieprzekraczalnych zapór dla osadów tego wieku, gdyż gromadziły się również na północ od uskoku Rzeszotary – Żywiec (b). Połtowicz (1995), nie znając jeszcze wyników otworu Andrychów 6, przyjął nawet, że żadna z trzech formacji dolnomiocenских (z Zawoi, suska, stryszawska – w znaczeniach przyjętych przez tego autora), nie przekroczyła krawędzi uskoku rzeszotarskiego (b). Rowy tektoniczne występujące na południe od krawędzi uskoku miały pewien, ale nie decydujący, wpływ na akumulację i miąższość osadów miocenских. Znaczniejszą rolę odgrywały obniżenia morfologiczne, w tym paleorynny erozyjne zaznaczające się w podłożu miocenu (Fig. 1).

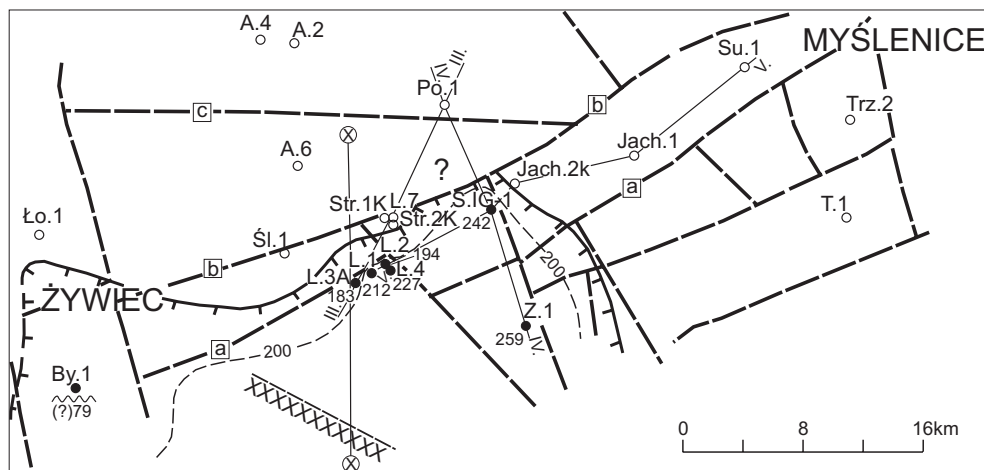


Fig. 21. Szkic miąższości utworów formacji z Suchej. Objasnienia na figurze 20

Fig. 21. Sketch of the thickness of Sucha Formation. Explanations as in Figure 20

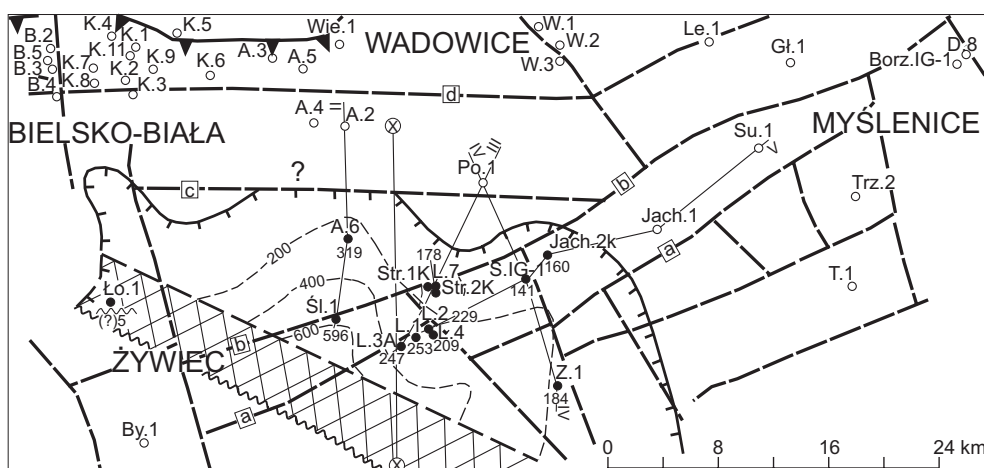


Fig. 22. Szkic miąższości utworów ogniwa zlepieńców ze Stachorówki (dolna część formacji stryszawskiej). Objasnienia na figurze 20

Fig. 22. Sketch of the thickness of Stachorówka Member deposits (lower part of the Stryszawa Formation). Explanations as in Figure 20

Liczny i gruby materiał ogniwa zlepieńców ze Stachorówki wskazuje, że zarówno twory fliszowe Karpat, jak i podłoże miocenu ulegały intensywnemu niszczeniu. Osady deponowane były w obniżeniu występującym w rejonie Zawoja – Żywiec – Andrychów 6 (Fig. 22). Z obniżeniem tym łączyły się rozgałęzione rynny, zachodnie w kierunku Cieszyńska i Bielska (Fig. 1) oraz północne, w kierunku Andrychowa i Leńcz – Głogoczowa.

Pomiędzy tymi dwoma ostatnimi rozgałęzieniami występowała w dolnym miocenie elewacja Potrójnej, opanowana przez morze dopiero we wczesnym badenie (formacja dębowiecka).

Ogniwo zlepieńców ze Stachorówki osiąga największą miąższość (Fig. 22) w strefie Ślemień 1 (około 600 m) – Andrychów 6 (ok. 320 m). W południowej części obszaru utwory te częściowo lub w całości uległy egzaracji tektonicznej, spowodowanej przez nasuwający się orogen karpacki. Najprawdopodobniej resztki tych utworów zachowały się w otworze Łodygowice IG-1, gdzie pod fliszem, a na utworach prawdopodobnie paleozoicznych podłoża, występuje ok. 5 m osadów ilastych i żwirowych (Fig. 22), zawierających bloki i otoczaki skał podłoża i fliszu. Wśród bloków wapieni Tomasz (1974) wyróżnia otoczaki skał dewońskich. Nowak (1974) wskazuje ponadto na występowanie otoczków wapieni górnourajskich, piaskowców kambryjskich lub dolnodewońskich, gnejsów prekambryjskich oraz fliszowych pstrych margli, gezwów i skał cieszynitowych. Nowak (1974) utwory te zalicza do karpatu, jako wschodnie przedłużenie osadów występujących na Morawach, na południe od grzbietu przyborsko-cieszyńskiego.

Według Nescieruka (1996) utwory te wykazują dużą zbieżność litologiczną z „olistostromą Domaczkii”, co upodabnia je do formacji suskiej. Liczny materiał otoczkowy pochodzący z podłoża miocenu skłania do zaliczenia utworów z Łodygowic do ogniwa zlepieńców ze Stachorówki (Fig. 22). Obserwując rozprzestrzenienie utworów tego ogniwa, zauważa się pewne przesunięcie ku zachodowi (rzęd 10 km) strefy zwiększonej miąższości tych utworów przebiegającej, mniej więcej, na linii Ślemień – Andrychów. W formacji suskiej oś ta wykazywała kierunek mniej więcej w strefie paleodoliny Sucha – Leńcze, czyli po wschodniej stronie elewacji Potrójnej. Północny zasięg ogniwa zlepieńców ze Stachorówki przekroczył zasięg formacji suskiej o około 6–8 km (Fig. 27). Występuje on w rejonie Andrychowa mniej więcej około 10–12 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat.

Zasięg utworów *ogniwa z Bielska* również przekracza granice występowania dolnego ogniwa formacji stryszawskiej, zlepieńców ze Stachorówki. Szczególny postęp w rozszerzaniu się zbiornika obserwujemy w kierunku wschodnim i północno-zachodnim obszaru (Fig. 23), gdzie utwory te obejmują już obszary położone w rejonach otworów Tokarnia IG-1 i Bielsko 4. Z tym ostatnim rejonem, a szczególnie z występującymi nieco dalej na południu paleodolinami podłoża miocenu (Fig. 1), autor skłonny jest wiązać te utwory z przebiegającymi w rejonie Cieszyna i Zebrzydowic (Fig. 23) osadami formacji zebrzydowickiej, które mniej lub bardziej, przynajmniej częściowo, zajmują zbliżoną pozycję litostratygraficzną z utworami ogniwa z Bielska. Największa miąższość ogniwa z Bielska, mimo jego częściowego ścięcia przez nasuwający się orogen, zachowała się w rejonie Lachowic, około 360–500 m (Tab. 1, Fig. 23). Znaczne grubości utworów tego ogniwa (mimo ich również częściowej redukcji), występują wzdłuż strefy Ślemień – Zawoja. Fakt ten najprawdopodobniej wiąże się z ówczesnym występowaniem w tym rejonie obniżenia, najprawdopodobniej subsyducentnego, być może związanego ze strefami uskoków (a) i (b). Nie można wykluczyć, że dalej na południe od tej strefy miąższość utworów ogniwa z Bielska była jeszcze większa, a izopachyta 400 m pierwotnie nie zamykała się tak blisko, jak to sugeruje figura 23. W świetle powyższych faktów możemy przyjąć, że depocentrum ogniwa z Bielska mogło występować nawet na południe od osi największej miąższości ogniwa zlepieńców ze Stachorówki (Fig. 28).

Fakt ten nie miał jednak większego znaczenia dla północnego zasięgu ogniwa z Bielska, który w mniejszym lub w większym stopniu przekroczył granicę ogniwa ze Stachorówki (Fig. 27), wyznaczając północną granicę basenu wczesnomioceńskiego (Fig. 28). Granicę tę utrwały wyżejległe osady dolnego badenu, wykazujące w jeszcze większym stopniu charakter przekraczający. Czoło górotworu karpackiego w okresie depozycji osadów formacji stryszawskiej najprawdopodobniej występowało w zbliżonej pozycji do zajmowanej w czasie sedymentacji utworów formacji suskiej, czyli 5–10 km na południe od otworu Zawoja 1. Szerokość basenu wczesnomioceńskiego w okresie tworzenia się formacji stryszawskiej, w strefie południka Wadowic, wynosiła zatem najprawdopodobniej minimum 20–25 km. Dalszy ku zachodowi przebieg basenu wczesnomioceńskiego wyznaczają osady tego wieku z rejonu Cieszyna i Zebrzydowic (Buła & Jura 1983a, b) określone jako formacja zebrzydowicka (Fig. 27, 28). Ten typ utworów przedłuża się na obszar Moraw (paleodoliny detmarowicka, bludowicka, szereg wierceń w tym rejonie, m.in. Bystřice 2, Jablonkov 1), gdzie przypisywany jest im wiek od eggenburgu do karpatu włącznie (Jurkova 1976, 1979, 1984, Jurkova & Novotna 1974, Jurkova *et al.* 1983, Menčík 1984 w: Oszczypko & Tomáš 1985, Čtyroký & Stráňík 1995, Pálenský *et al.* 1995). Szerokość i przebieg linii brzegowej basenu wczesnomioceńskiego uzależnione były od morfologii podłoża, którego rzeźba wpływała na zasięg kolejno wkraczających na ten obszar osadów.

Reasumując próbę rekonstrukcji basenu wczesnomioceńskiego w Karpatach Zachodnich, możemy założyć, że utwory wczesnomioceńskie (wyższy ottnang?-karpát), tworzyły się w basenie o łącznej szerokości około 35–40 km (Fig. 28). Basen ten na początku ograniczony był od południa starostyryjskim (intraurduygalskim) czołem orogenu karpackiego, a od strony północnej – przesuującym się w tym kierunku brzegiem morza, ukształtowanym przez morfologię platformy. Przesuwanie się ku północy kolejno młodszych formacji dolnomioceńskich i przemieszczanie się ich depocentrow uwarunkowane było aktywnością górotworu karpackiego i związaną z nią dysjunktywną tektoniką podłoża platformowego.

Jednostki litostratygraficzne dolnego badenu

Formacja z Jachówki. Zachowała się na tym obszarze (Cieszyn – Myślenice) tylko jej najbardziej północna część (Fig. 24). Pełna miąższość utworów tej formacji musiała być znaczna, skoro w otworze Tokarnia IG-1 (Fig. 24), mimo częściowej redukcji jej górnej części, osiąga 242 m. Utwory tej formacji, podobnie jak formacji stryszawskiej, najprawdopodobniej osadziły się w dwóch obniżeniach paleomorfologicznych, zachodnim, kontynuującym się po okolice Kęt – Bielska (i dalej w kierunku Cieszyna i Zebrzydowic) i wschodnim, rozciągającym się po okolice Sułkowic i Tokarni. Pomiedzy tymi obniżeniami występowała jeszcze wówczas elewacja Potrójnej, zalana przez postępujące morze dopiero w czasie tworzenia się formacji dębowieckiej. Podobnie jak utwory starszych formacji, również formacja z Jachówki została w południowej części w znacznym stopniu zniszczona przez nasuwający się górotwór karpacki. Dzisiaj utwory tej formacji występują tylko jako fragmenty pod przykryciem formacji dębowieckiej, zachowane w części północnej (Fig. 24) w pasie Bielsko – Andrychów 2 i Sucha IG-1 – Tokarnia IG-1 – Sułkowice 1 (Fig. 27). Większy północny zasięg formacji z Jachówki, w stosunku do formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska), świadczy o dalszym postępie morza mioceńskiego.

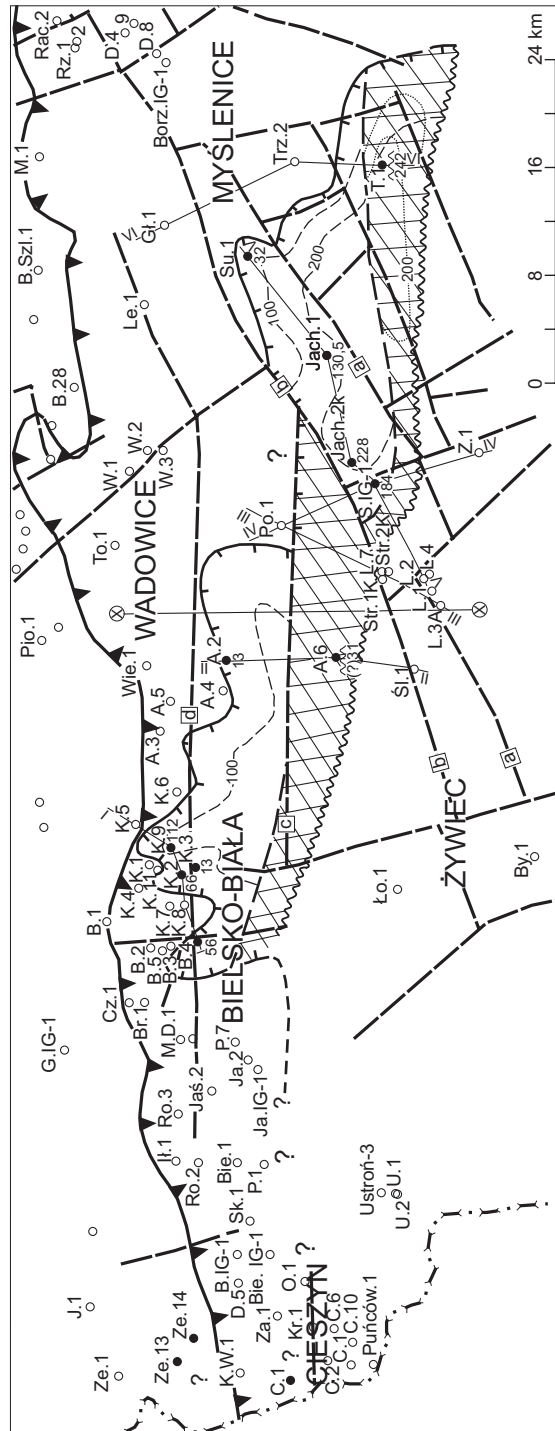


Fig. 24. Mapa zasięgu i miąższości utworów formacji z Jachówki. Objasnienia na figurze 20

Fig. 24. Map of the extent and of the thickness of Jachówka Formation deposits. Explanations as in Figure 20

Na początek wczesnego badenu przypada bowiem uaktywnienie się morza miocenińskiego. Do końca karpatu w basenie tworzyły się głównie osady pochodzenia lądowego stożków napływowych oraz spływów podmorskich w warunkach zapewne płytkiego zbiornika. Utworom tym towarzyszy bardzo uboga fauna i flora, której w dodatku przeważająca część niewątpliwie znajduje się na wtórnym złożu.

W formacji z Jachówki zaznaczył się pierwszy znaczniejszy impuls transgresji wczesnobadeńskiej, uwidaczniającej się nie tylko charakterem osadów, ale przede wszystkim pojawieniem się nowej młodszej mikrofauny wczesnego badenu. Postęp transgresji wczesnobadeńskiej w początkowym stadium odpowiadającym tworzeniu się formacji z Jachówki nie był jeszcze zbyt duży. Nie uległo jeszcze wówczas zalaniu podniesienie Potrójnej, gdyż w otworze tym sedymentację miocenu rozpoczynają dopiero zlepieńce dębowieckie (Ślaczka 1976a, 1985). Postęp transgresji jest jednak widoczny, gdyż północny zasięg formacji z Jachówki w okolicach Kęt (Fig. 24) osiąga miejscami dzisiejszą granicę Karpat fliszowych, a na wschodzie przekracza otwór Sułkowice 1.

Z końcem osadzania się utworów formacji z Jachówki (najniższy baden-przełom poziomu preorbulinowego z poziomem orbulinowym), a przed rozpoczęciem tworzenia się formacji dębowieckiej nastąpił następny akt przesunięcia ku północy czoła Karpat fliszowych (faza późnostyryjska, intrabadeńska (Kotlarczyk 1985)). Z tym okresem należy wiązać tworzenie się w rejonie Cieszynaolistostromy zamarskiej (Buła & Jura 1983a, Kotlarczyk 1985). Ten typ osadów fliszowych znany jest również na Morawach, m.in. w paleodolinie bludowickiej. Jurkova (1976, 1979, 1984) uważała te utwory za nie zniszczone erozyjnie resztki nasunięcia wczesnostyryjskiego.

Formacja dębowiecka. Dalszy postęp transgresji wczesnobadeńskiej zaznaczył się również w zasięgu młodszych utworów badenu dolnego, zlepieńców dębowieckich (Fig. 25, 27).

Formacja dębowiecka na obszarze Karpat Zachodnich stanowi jednolity element litostratigraficzny, zazwyczaj nieznacznie zróżnicowany miąższościowo. Jest to litosom wykazujący w kierunku W-E niewielkie różnice miąższości, natomiast ku N i w kierunku lokalnych wzniesień podłoża – zmniejszanie się jego miąższości aż do całkowitego wykliniowania (Fig. 25). Północny zasięg tej formacji układał się zgodnie z przebiegiem izohipsów podłoża, ku południowi osady wypełniały najniższej położone jego części. Wyższe partie morfologiczne charakteryzują się już niewielkimi miąższościami lub całkowitym brakiem tych utworów.

Największa miąższość zlepieńców dębowieckich występuje w zachodniej części obszaru (Bielsko – Cieszyn), gdzie przekracza 200 m (Fig. 25).

W otworze Pogórz 1 osiągają one 265 m i, jak dotychczas, jest to największa grubość tej formacji w Polsce. Znaczna ich grubość stwierdzona została również w Skoczowie (234 m) i Jaworze IG-1 (około 210 m), a zatem w najdalej na południe wysuniętym pasie obszaru między Bielskiem a Cieszynem. W strefie garbów morfologicznych (np. Kęty 8, Drogomyśl 1) zlepieńców tych brak lub (np. rejon Cieszyna) ich miąższość jest ograniczona. Brak zlepieńców dębowieckich w strefie Puńców – Ustroń oraz na zewnątrz od pasa częściowej ich degradacji (Żywiec – Lachowice – Zawoja 1) wiąże się, być może, ze zniszczeniem ich przez nasuwające się płaszczowiny karpackie. Występowanie tych utworów w odwiertach Sucha IG-1, Jachówka – Sułkowice i Potrójna IG-1 przemawia za możliwością, że formacja dębowiecka, przynajmniej w części wschodniej, może występować również na obszarze bloku Andrychowa 6 (Fig. 25).

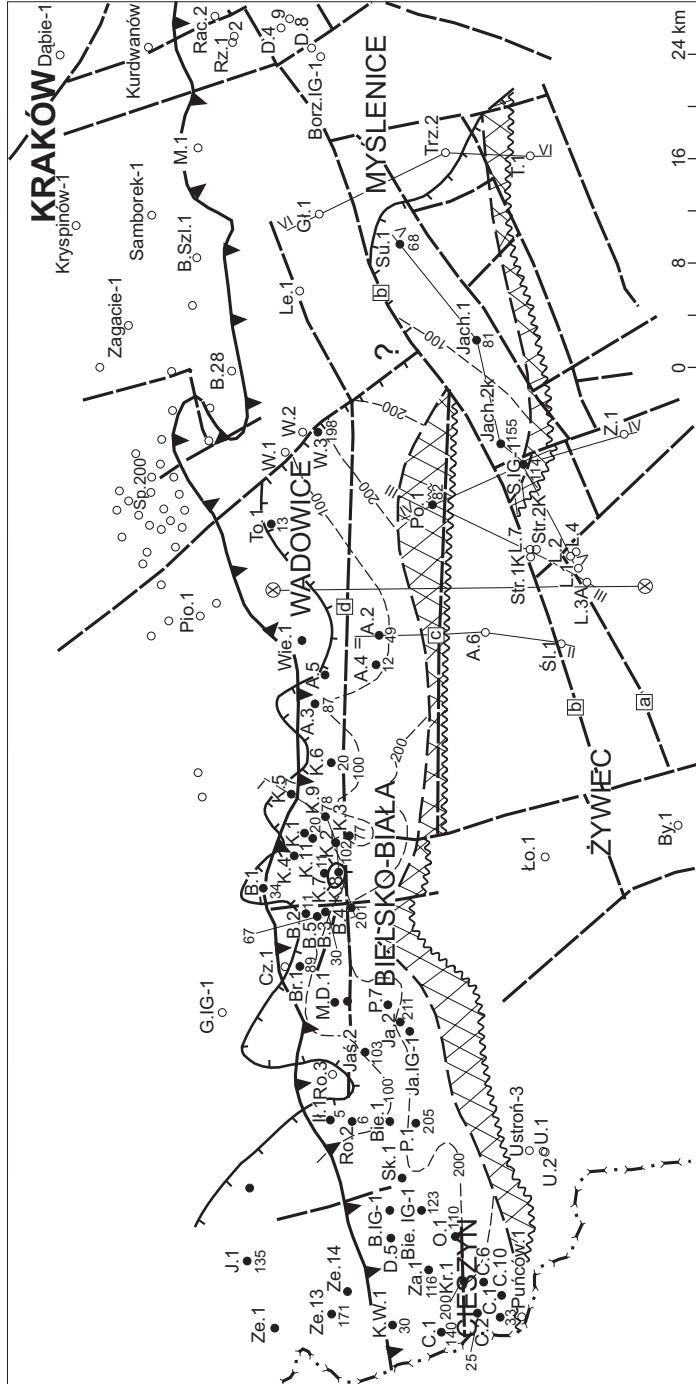


Fig. 25. Mapa miąższości utworów formacji dębowieckiej. W rejonie Cieszyn – Bielsko, miąższości przybliżone. Objasnienia na figurze 20

Fig. 25. Map of the thickness of the Dębówiec Formation deposits. In the Cieszyn – Bielsko area, thickness is approximate. Explanations as in Figure 20

Podkreślić należy fakt, że po zachodniej stronie uskoku w rejonie Wysokiej, w otworze Wysoka 3, stwierdzono prawie 200 m formacji dębowieckiej, mimo że w otworach Wysoka 1 i 2, utwory te w ogóle nie występują (Fig. 25). Obecność tych zlepieńców w otworze Tomice 1 (13 m) przemawia za prawdopodobieństwem synsedymencyjnej aktywności tego uskoku, wpływającej na miąższość i zasięg tej formacji w północno-wschodnim obszarze jej występowania.

Formacja dębowiecka w północnej części przykryta jest przez utwory formacji skawińskiej (Fig. 26 i Fig. 27 na wklejce). Na południe od granicy erozyjnej formacji skawińskiej, utwory dębowieckie ukazują się bezpośrednio pod fliszem karpackim (Fig. 27), tworząc wąskie pasy wychodni (m.in. Potrójna IG-1 i w okolicach Suchej IG-1), odkrytych przez egzarację tektoniczną górotworu karpackiego (Fig. 25).

W literaturze geologicznej rzadko spotykamy się z poglądem, że morze wczesnobadeńskie wkroczyło na ten obszar Karpat fliszowych już w okresie tworzenia się formacji dębowieckiej. Przykładem tego może być przekrój geologiczny z obszaru Moraw, gdzie w zapadlisku przedkarpackim zlepieńce dębowieckie (wiercenie NP 239) i seria odpowiadająca formacji skawińskiej (NP 241) leżą w pozycji autochtonicznej na utworach jednostki podśląskiej (Jurkova 1979, Fig. 1).

Podobnie Konior (1981) interpretuje występowanie zlepieńców dębowieckich na osadach jednostki podśląskiej (Kęty 3), a za nim możliwość tę przyjmuje Połtowicz (1995). Należy jednak zaznaczyć, że w otworze Kęty 3 zlepieńce dębowieckie występują w miocenie parautochtonicznym, w dodatku trzykrotnie (Konior 1981, str. 6) oraz czwarty raz w pozycji autochtonicznej. Występowanie ich w pozycji allochtonicznej zapewne wiąże się z trzema łuskami tektonicznymi, z których najniższa potwierdza możliwość wkraczania między Bielskiem a Andrychowem formacji dębowieckiej na Karpaty fliszowe. W tym rejonie mogło istnieć w Karpatach obniżenie morfologiczne, wykorzystane przez morze mioceńskie nie tylko we wczesnym badenie (wspomina o tym również Konior), ale również w późnym badeniu, o czym świadczy obecność w otworze Kęty 8 nasuniętych utworów badenu górnego na autochtoniczne osady formacji skawińskiej badenu dolnego (Moryc 1989).

Formacja skawińska. Na początek formacji skawińskiej przypada zasadnicze rozszerzenie transgresji wczesnobadeńskiej. Impulsem intensywnego postępu morza było dalsze ku północy przesunięcie się górotworu karpackiego. Morze przelewa się daleko na północ, przekraczając granicę formacji dębowieckiej, miejscami wkracza szeroko na obszar Karpat. Przed czołem Karpat tworzy się rów przedgórski wypełniany sukcesywnie osadami. Generalnie miąższość utworów formacji skawińskiej rośnie w kierunku południowym, ku północy natomiast zmniejsza się wyraźnie. Budowa blokowa podłoża miocenu oraz ścinający charakter górotworu karpackiego powodują często występowanie w poszczególnych blokach zróżnicowanej miąższości tych osadów. Największa miąższość utworów formacji skawińskiej w Karpatach Zachodnich (Fig. 26) występuje w strefie Wieprz (860 m) – Kęty 5 (970 m) – Zebrzydowice 13 (965 m). Buła & Jura (1983a) określają ich miąższość w Zebrzydowicach nawet do 1100 m.

Ku południowi miąższość tych osadów obecnie wyraźnie się zmniejsza, co wiąże się z ich tektonicznym zdarciem przez Karpaty fliszowe, a miejscami przesunięciem ich ku północy (jednostka zgłobicka).

Natomiast w kierunku północnym od dzisiejszej osi największej miąższości tych warstw grubość ich zmniejsza się stopniowo, osiągając w rejonie Krakowa (Fig. 26) i w dalszym północno-wschodnim kierunku zapadliska przedkarpackiego zaledwie kilkadziesiąt metrów. Górną granicę tej formacji w tym rejonie stanowi już spąg utworów chemicznych, poziomu ewaporatowego (Garlicki 1968).

W Karpatach Zachodnich występowanie utworów formacji bocheńskiej nie zostało udowodnione (Połtowicz 1989, 1995). Stwierdzono jednak w otworze Kęty 8 biostratygraficznie udowodnione utwory badenu górnego (Z. Kirchner w: Moryc 1989), przemawiające za możliwością występowania również na tym obszarze osadów tej formacji.

W niniejszej pracy pominięto szczegółowy opis najmłodszych etapów tektoniki Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Zagadnienia te wymagają oddzielnych badań, zwłaszcza biostratygraficznych. Należy jednak podkreślić, że w czasie końcowej fazy tektogenetycznej Karpaty fliszowe dosunęły się mniej więcej do pozycji dzisiejszego ich brzegu erozyjnego. Nastąpiło wówczas odrywanie przez orogen karpacki z podłoża fliszu (często wraz z fliszem) mniejszych lub większych fragmentów utworów mioceńskich i przemieszczanie ich ku północy w postaci łusek tektonicznych (np. Zawoja 1, Lachowice 4, 7, Stryżawa 2K, Andrychów 6) lub allochtonicznych jednostek tektonicznych, zgólbickiej i stebnickiej. W Karpatach Zachodnich te ostatnie występują również w otworach wiertniczych opisanych w niniejszej pracy (Fig. 28 na wklejce), np. Kęty 8, Sułkowice 1, Trzebusia 2 (jednostka zgólbicka) lub Zawoja 1 i Sucha IG-1 (jednostka stebnicka). Z tym etapem tektonicznym należy wiązać dzisiejszą pozycję występujących w podłożu Karpat fliszowych, na południe od Bochni i Brzeska (Jadowniki – Muchówka – Jaworsko), parautochtonicznych utworów stebnickich (Ney 1968, 1973, Połtowicz 1972), których pierwotna, autochtoniczna pozycja, odpowiadałaby zapewne utworom formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska?), występującym we wczesnomioceńskim basenie z rejonu Limanowej – Nowego Sącza (Fig. 28). Podobne pochodzenie tych utworów przyjmował również Połtowicz (1972), lokalizując miejsce osadzenia się tych warstw co najmniej 20 km na południe od dzisiejszego brzegu Karpat.

Wiek tektoniki określają najmłodsze osady biorące w niej udział. Są to, na tym obszarze, parautochtoniczne utwory badenu górnego w otworze Kęty 8, wskazujące na pobański wiek tej tektoniki. W świetle prowadzonych ostatnio badań (Wójcik & Jugowiec 1998, Wójcik *et al.* 1999), sugerujących występowanie w tym rejonie osadów bardzo młodego wieku (sarmat-panon), wiek najmłodszych fałdowań mógłby odpowiadać fazie bardzo młodej, przyjmowanej dotychczas tylko dla wschodniej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego. W Karpatach Zachodnich z wiekiem tych fałdowań wiąże się również nowa jednostka tektoniczna „Roczyny – Andrychów” (Wójcik *et al.* 1999). Osady autochtoniczne tej jednostki, według autorów, pochodzą z rejonu położonego na południe od Żywca. Wątpliwości nasuwają się jednak co do sugerowanego wieku tych osadów.

Ostatnio przedstawiony został nowy pogląd dotyczący jednostki Obidowej – Słopnic. Utwory te, uważane dotychczas za podmagurskie przedłużenie jednostki dukielskiej, zostały przez Jawora & Sikorę (1979) wyróżnione jako jednostka tektoniczna Obidowej – Słopnic. Obecnie (Żytko 2001, Żytko & Malata 2001) utwory te uznawane są za zachodnie przedłużenie płaszczowiny skolskiej (południowe odgańlenie). Autorzy, na kilku przekładach z wierceń – m.in. Słopnice, Obidowa, Chabówka, Niedźwiedz – przedstawili szereg obserwacji wskazujących na duże prawdopodobieństwo przynależności tych osadów do sukcesji skolskiej.

W świetle tych spostrzeżeń, zachodnie przedłużenie, południowego elementu jednostki skolskiej (jego północna granica – Fig. 28) przebiegałoby w strefie Siekierczyna IG-1 – Słopnice – Leśniówka – Mszana Dolna – Chabówka (Żytko 2001). Element ten oddzielony jest od północnej strefy skolskiej (bloku fałdów Pleśnej) obszarem pozbawionym utworów tej sukcesji. Na obszarze tym utwory fliszowe jednostki śląskiej i podśląskiej nasunięte są na znacznie zredukowane tektonicznie osady mioceńskie, a miejscami (Wolica 1, Uszew 1 – Lepusznica 1) nawet bezpośrednio na jurajsko-kredowe utwory podłoża (Jednorowska & Moryc 1966). W strefie tej bowiem w podłożu platformowym występuje garb morfologiczny, który w czasie nasuwania się orogenu karpackiego ułatwił zderzenie z niego i przesunięcie ku północy osadów miocenu (jednostka stebnicka i zgłębicka) oraz prawdopodobnie występujących w najniższej części tego górotworu utworów sukcesji skolskiej. Te ostatnie, jako oderwane fragmenty jednostki skolskiej, tworzą dziś w Karpatach Zachodnich mniejsze lub większe porwaki tektoniczne (m.in. „flisz zewnętrzny”, łuska Szydłowca), zaklinowane wśród utworów płaszczowiny podśląskiej (Koszarski 1985, Balcer & Koszarski 1992). Strefa pozbawiona dziś utworów płaszczowiny skolskiej, mniej więcej na południku Bochni, osiąga szerokość około 25 km (do okolic Limanowej). Ku wschodowi zwęża się w okolicach Stawisk-Zalasowej do około 10 km (Fig. 28). Dalej na wschodzie, w okolicach Kamienicy Górnej, obydwa elementy skolskie łączą się pod utworami płaszczowiny śląskiej i podśląskiej, tworząc już szeroką, jednolitą strefę skibowo-fałdową płaszczowiny skolskiej.

Nawiązując do przebiegu basenu wczesnomioceńskiego w Karpatach Zachodnich (Fig. 28), należy wspomnieć, że zastanawiająca jest jego zbieżność z przebiegiem południowego elementu tektonicznego odpowiadającego jednostce Obidowej – Słopnic, uznawanej przez wspomnianych wyżej autorów za zachodnie przedłużenie płaszczowiny skolskiej.

Autor składa podziękowanie Paniom mgr: Lucynie Bobrek, Stanisławie Kijakowej, Barbarze Świątkiewicz i Janinie Waśniowskiej, za wykorzystanie badań mikrofaunistycznych z opisanych wierceń. Wyrażam również wdzięczność za umożliwienie wykorzystania badań wykonanych przez dra Zbigniewa Kirchnera. Anonimowemu Recenzentowi dziękuję za szereg cennych uwag. Pani Stanisławie Leńczowskiej dziękuję za pomoc techniczną przy wykonywaniu tej pracy.

LITERATURA

- Adámek J., Brzobohatý R., Pálenský P. & Šikula J., 2003. The Karpatian in the Carpathian Foredeep (Moravia). In: Brzobohatý R., Cicha I., Kováč M. & Rögl F. (eds), The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 75–92, Masaryk University, Brno.
- Alexandrowicz S., 1957. Profile stratygraficzne miocenu w południowej części Zagłębia Górnośląskiego. *Prz. Geol.*, 12, 552–555.
- Alexandrowicz S., 1958. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, 2, 54–77.

- Alexandrowicz S.W., 1963a. Zarys stratygrafii miocenu okolic Krakowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 17, 520–523.
- Alexandrowicz S., 1963b. Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Prace Inst. Geol.*, 39, 3–147.
- Alexandrowicz S.W., 1963c. Osady dolnego tortonu w Brzezówce koło Cieszyna. *Kwart. Geol.*, 7, 319–336.
- Alexandrowicz S.W., 1965. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w świetle badań nad stratygrafią miocenu południowej Polski. *Geof. i Geol. Naft.*, 7–9, 243–247.
- Alexandrowicz S.W., 1969. „Karpat” i „Baden” w schemacie stratygraficznym miocenu Zagłębia Górnośląskiego. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 12, 2, 550–553.
- Alexandrowicz S.W., 1974. Profil wzorcowy warstw skawińskich (badenian) w Skawinie koło Krakowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 17, 1, 194–195.
- Alexandrowicz S.W., Garlicki A. & Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, 26, 470–471.
- Alexandrowicz S.W. & Krach W., 1963. Dolny torton w Przeciszowie koło Oświęcimia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, 493–515.
- Balcer J. & Koszarski L., 1992. Pozycja geologiczna i mikrofauna warstw z Szydłowca i Gorzenia w Karpatach. *Spraw. z Pos. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 34, 226–228.
- Baran U., Jawor E. & Jaworowa W., 1996. Wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Szczyrk 6–9 czerwca 1996, Kraków, 31–45.
- Baran U., Jawor E. & Jawor W., 1997. Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 45, 66–75.
- Buła Z. & Jura D., 1983a. Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Kwart. AGH Geologia*, 9, 5–27.
- Buła Z. & Jura D., 1983b. Uwagi o rozwoju molasy rowu przedgórskiego Karpat na Śląsku Cieszyńskim. *Prz. Geol.*, 12, 659–662.
- Cicha I., Rögl F. & Čtyroká J., 2003. Central Paratethys Karpatian Foraminifera. In: Brzobohatý R., Cicha I., Kováč M. & Rögl F. (eds), *The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*, 169–174, Masaryk University, Brno.
- Čtyroký P. & Stráňík Z., 1995. Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionalním dělení Západních Karpat. *Věst. Česk. geol. úst.*, 70, 67–72.
- Garecka M. & Jugowiec M., 1999. Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 168, 29–42.
- Garecka M., Marciniak P., Olszewska B. & Wójcik A., 1996. Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów miocenijskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, 44, 495–501.

- Garecka M. & Olszewska B., 1998. Biostratigraphy of the Early Miocene of the Southern Poland based on planktic foraminifera and calcareous nannoplankton. *Prz. Geol.*, 46, 712–721.
- Garlicki A., 1968. Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215, 5–77.
- Gedl P., 1997. Palynological study of an olistolith from the so-called Sucha Formation, Zawoja 1 borehole (Flysh Carpathians, Poland): age and palaeoenvironment. *Ann. Soc. Pol. Geol.*, 67, 203–215.
- Jasionowicz J., 1975. Wstępne wyniki badań podłoża fliszu w otworze wiertniczym Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol.*, 19, 953–954.
- Jawor E. & Sikora W., 1979. Jednostka Obidowej – Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.*, 23, 499–501.
- Jednorowska A. & Moryc W., 1966. Profil utworów fliszowych w wierceniu Uszew A. *Geof. i Geol. Naft.*, 9–10, 1–8.
- Jurkova A., 1959. Starší miocen na severním svahu ostravsko-karvinského karbonského hřbetu. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 34, 372–375.
- Jurkova A., 1971. Vyvoj badenské čelni hlubiny v Moravské brane a na Ostravsku. *Geol. Práce*, 57, 155–159.
- Jurkova A., 1973. Geologicky průzkuni pokryvných útvarů karbonu es. části hornoslezského panve v letech 1952–1972. *Sbor. GPO*, 4, 5–19.
- Jurkova A., 1976. Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na Moravě. *Čas. Miner. Geol.*, 21, 349–362.
- Jurkova A., 1979. Konfrontace geologické stavby neoidního a variského strukturního patra v Moravskoslezských Beskydách a jejich předhůzi. In: Mahel E. (ed.), *Tektonické profily západních Karpat*: 31–36.
- Jurkova A., 1984. Straroštyrské a mladoštyrské příkrovy ve vztahu k miocenním sedimentům karpatské předhlubně na Ostravsku. *Sbor. GPO*, 28, 121–130.
- Jurkova A., Molčíkova V., Čtyrský P. & Polický J., 1983. Nové nálezy eggenburgu na severovýchodní Moravě. *Geol. Práce, Spravy*, 79, 153–168.
- Jurkova A. & Novotná E., 1974. Facie a stavba karpátů na sv. Moravě. *Sbor. GPO*, 8, 73–88.
- Konior K., 1959. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska. Z badań geologicznych w Karpatach, T. IV. *Biul. Inst. Geol.*, 141, 33–60.
- Konior K., 1960. Kontakt płaszczowiny podśląskiej z mioceniem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna. *Acta Geol. Pol.*, 10, 149–164.
- Konior K., 1962. Miąższość zlepieńców spagowych miocenu i jej stosunek do ogólnej miąższości miocenu autochtonicznego na obszarze Cieszyn – Bielsko. *Nafta*, 8, 207–210.
- Konior K., 1964. O zlepieńcach dębowieckich miocenu na obszarze między rzekami Wisłą i Sołą. *Spraw. z Pos. Nauk. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 234–235.
- Konior K., 1965. Budowa grzbietu cieszyńskiego w świetle ostatnich wierceń i prac geofizycznych. *Kwart. Geol.*, 9, 324–334.

- Konior K., 1972. Prognozy poszukiwań złóż węglowodorów w obszarze Cieszyn – Liplas. *Geof. i Geol. Naft.*, 9–10, 257–265.
- Konior K., 1974. Budowa geologiczna „wypiętrzenia rzeszotarskiego” w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, 321–375.
- Konior K., 1975. Charakterystyka skał zbiornikowych autochtonicznego miocenu z głębokich wierceń obszaru Bielsko – Wadowice – Wysoka. *Geof. i Geol. Naft.*, 9–12, 221–231.
- Konior K., 1978. Ogólna analiza paleostrukturnalna i charakterystyka skał zbiornikowych wypiętrzenia rzeszotarskiego i obszarów sąsiednich. *Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 12, p. 63.
- Konior K., 1981. Rola miocenu w budowie i tektogenezie brzeżnej strefy Karpat obszaru Cieszyn – Wadowice. *Prz. Geol.*, 1, 5–13.
- Konior K. & Krach W., 1964. Autochthonous Miocene of the B.4 Borehole in the West Carpathian Foreland. *Bull. Pol. Ac. Sci., ser sci. geol. et. geogr.*, 12, 3, 181–185.
- Konior K. & Krach W., 1965. Zlepienie dębowieckie i fauna mioceńska z wiercenia B4 koło Bielska. *Acta Geol. Pol.*, 15, 39–80.
- Koszarski L. (ed.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., XIII Congress Cracow. Guide to exc. 3*, 5–94, Kraków.
- Koszarski L., 1992. Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 34, 217–220.
- Kotlarczyk J., 1985. An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen in the Rzeszów – Przemyśl. In: Kotlarczyk J. (ed.), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., XIII Congr. Cracov. Guide to exc. 4*, 39–64. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kuciński T.M., 1982. Propozycja ramowego schematu stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwart. Geol.*, 2, 471–472.
- Kuciński T. & Mitura F., 1952. Przyczynek do budowy geologicznej rejonu Dębowca i Drogomyśla. *Geol. Biul. Inf., Państ. Inst. Geol.*, 3, 77–78.
- Kuciński T.M. & Nowak W.A., 1975. Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn – Andrychów. *Kwart. Geol.*, 19, 962–963.
- Kuciński T.M., Nowak W.A. & Szotowa W., 1975. Problem stratygrafii utworów mioceńskich w otworach Bielsko 4 (B.4) i Kęty 2 (K. 2). *Kwart. Geol.*, 19, 963–964.
- Laskowicz I., 1997. Osady miocenu pod nasunięciem karpackim w rejonie Suchej Beskidzkiej. *Biul. Inst. Geol.*, 367, 61–74.
- Łuczowska E., 1986. Problemy starszego miocenu okolic Cieszyna. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 27, 220–222.
- Łuczowska E., 1995. Korelacja biostratygraficzna miocenu z nowych wierceń w Wieliczce. *Kwart. AGH Geologia*, 21, 255–265.
- Moryc W., 1989. Miocen przedgórza Karpat Zachodnich w strefie Bielsko – Kraków. In: *Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych. Referaty sesji*, Kraków 30 marca 1989. Komisja Tektoniki Komitetu Nauk Geologicznych PAN, Polskie Górn. Naft. i Gazownictwo, Zakład – Geofizyka Kraków, Stow. Nauk. Tech. Inż. i Techn. Przem. Naft. i Gazow., 170–198.

- Moryc W. & Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biała and Cracow. *Geol. Quart.*, 42, 1–14.
- Nescieruk P., 1996. A.9. Łodygowice – budowa geologiczna południowego obrzeżenia Beskidu Małego. *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 97–100.
- Ney R., 1968. Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenie złóż ropy i gazu. *Prace Geol. PAN*, 45, p. 85.
- Ney R., 1973. Nowe dane o jednostce stebnickiej w strefie brzeżnej Karpat na południe od Bochni. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 16, 204–205.
- Ney R., Burzewski W., Bachleđa T., Górecki W., Jakóbczak K. & Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 32, 1–65.
- Nowak W., 1974. Wstępne wyniki z otworu badawczego Łodygowice IG-1. *Kwart. Geol.*, 18, 929–930.
- Nowak W., 1982. Miocenne molasy obszaru Cieszyn – Kraków a problem głównej fazy orogenicznej Karpat zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 26, 469–470.
- Nowak W., 1984. Próba zdefiniowania miocennych jednostek stratygraficznych Polski południowej. *Kwart. Geol.*, 28, 775–776.
- Nowotarski Cz. & Gara A., 1994. Mapa strukturalna podłoża miocenu przedgórz Karpat. Zestawiona na podstawie dokumentacji sejsmicznej; K. Cianciara (1993) i I. Kowal (1991–92). *Archiwum Geofizyka*, Kraków.
- Olewicz Z. R., 1952. Sprawozdanie z prac terenowych w roku 1949 przeprowadzonych w okolicy Gdowa i Bochni. *Geol. Biul. Inform.*, 3, 78–81.
- Olewicz Z. R., 1973. Geologia przedkarpackiego obszaru między Wieliczką a Bochnią. *Prace Inst. Naft.*, p. 52.
- Olszewska B., 1999. Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 168, 9–28.
- Olszewska B. & Garecka M., 1996. Problemy biostratygrafii otwornicowej i nanoplanktonowej wczesnego miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 44, 1049–1053.
- Oszczypko N., 1982. Explanatory Notes to Lithotectonic Molasse Profiles of the Carpathian Foredeep and in the Polish Part of the Western Carpathians (comment to annex 6–8). In: Lutzner H., Schwab G. (Ed.), Tectonic regime of molasse epochs, *Veröf. Zentr. Inst. Phys. Erde*, 66, 95–115.
- Oszczypko N., 1995. The Miocene subsidence history of the Carpathian Foredeep in Poland. *Proceed. of XV Congr. Carp.-Balcan Geol. Assoc. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.*, 4, 372–379.
- Oszczypko N., 1996. Miocenna dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 44, 1007–1018.
- Oszczypko N., 1997. The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45, 1054–1063.

- Oszczypko N., 1998. The Western Carpathian Foredeep-development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpathica*, 49, 415–431.
- Oszczypko N., 1999. Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpacciego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 168, 209–230.
- Oszczypko N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpacciego w miocenie. *Prz. Geol.*, 49, 717–723.
- Oszczypko N. & Lucińska-Anczkiewicz A., 2000. Early stages of the Polish Carpathian foredeep development. *Slovak Geol. Mag.*, 6, 2–3, 136–138.
- Oszczypko N., Lucińska-Anczkiewicz R., Gedl P. & Malata E., 2000. Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish Outer Carpathians and their paleogeographical implications. *Slovak Geol. Mag.*, 6, 2–3, 143–145.
- Oszczypko N. & Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. *Acta Geol. Polon.*, 53, 101–122.
- Oszczypko N. & Ślącza A., 1985. An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene Basin in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55, 55–75.
- Oszczypko N. & Ślącza A., 1989. The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpath.*, 40, 23–36.
- Oszczypko N. & Tomasz A., 1985. Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29, 109–128.
- Pálenský P., Sikula J. & Novotná E., 1995. Paleogeografie a litologie autochtonního miocenu na S Morave. In: Hamršíd B. (ed.), *Nové výsledky v terciéru Západních Karpat. II. Zem. Plyn a Nafta*, 16, 119–128, Hodonín.
- Picha F., 1979. Ancient submarine canyons of Thethyan continental margins, Czechoslovakia. *AAPG Bull.*, 63, 67–86.
- Picha F., 1996. Exploring for hydrocarbons under thrust belts – a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere. *AAPG Bull.*, 80, 1547–1564.
- Pietsch K., Strzetelski W., Jarzyna J. & Górecki W., 1996. Geologiczno-geofizyczna interpretacja podkarpaccich struktur gazonośnych dewonu na obszarze Lachowice – Stryszawa. *Prz. Geol.*, 44, 454–463.
- Poborski J., 1952. Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biul. Inst. Geol.*, 78, 3–160.
- Poborski J. & Skoczylas-Ciszewska K., 1963. O miocenie w strefie nasunięcia karpacciego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, 339–348.
- Połowicz S., 1972. Warstwy balickie na zachód od Dunajca. *Geof. i Geol. Naft.*, 11–12, 357–363.
- Połowicz S., 1974. Problem utworów karpaccianu w podłożu Karpat Zachodnich. *Geof. i Geol. Naft.*, 5–6, 121–127.
- Połowicz S., 1989. Miocen w Trzebuni koło Myślenic (polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, 33, 225–240.

- Połowicz S., 1995. Miocen w podłożu polskich Karpat Zachodnich. *Kwart. AGH Geologia*, 21, 117–152.
- Richter D., 1973. Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 143, 3, 304–344.
- Ryłko W. & Żytko K., 1980. Kierunki poszukiwań węglowodorów we fliszu Karpat Zachodnich na podstawie wyników dotychczasowych badań. *Prz. Geol.*, 10, 547–552.
- Strzępka J., 1977. Wyniki badań mikrofauny mioceńskiej z otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.*, 21, 405–406.
- Strzępka J., 1981. Mikrofauna miocenu dolnego w otworze Sucha IG-1. Z bad. geol. w Karpatach, 21, *Biul. Inst. Geol.*, 331, 117–122.
- Szotowa W., 1975a. Wyniki badań nad mikrofauną mioceńską w otworze wiertniczym Głogoczków IG-1. *Kwart. Geol.*, 19, 939–940.
- Szotowa W., 1975b. Wyniki badań mikrofauny mioceńskiej w otworze wiertniczym Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol.*, 19, 954–955.
- Szotowa W., 1980. Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 49. Trzebnia IG-1. Wyniki badań mikrofaunistycznych, Mikrofauna mioceńska. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 87–90.
- Szymakowska F., 1986. Zjawiska olistostromowe w obrębie mioceńskiego rowu przedgórskiego w rejonie Cieszyn – Zamarski – Dębowiec, na podstawie danych z głębokich wierceń. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN w Krakowie*, 27, 215–216.
- Ślącza A., 1976a. Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 337–350.
- Ślącza A., 1976b. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.*, 20, 958–959.
- Ślącza A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.*, 21, 404–405.
- Ślącza A. (red.), 1985. *Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego. Potrójna IG-1, z. 59, Miocen*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 24–25.
- Teczki otworów wiertniczych: Bielsko 4, Trzebnia 2, Zawoja 1, Lachowice 1, 2, 3, 3a, 4, 7, Ślemień 1, Jachówka 1, 2K, Sułkowice 1, Andrychów 6, Kęty 2, 8, 9, 11. *Archiwum Biura Geologicznego „Geonafta” Kraków*.
- Tokarski A., 1954. Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego. *Acta Geol. Polon.*, 4, 3, 307–340.
- Tołwiński K., 1950. Brzeg Karpat. *Acta Geol. Polon.*, 1, 13–35.
- Tołwiński K., 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. *Acta Geol. Polon.*, 6, 75–226.
- Tomaś A., 1974. Otoczaki wapieni z wyższego dewonu w otworze Łodygowice IG-1. *Kwart. Geol.*, 18, 933–934.
- Wójcik A. & Jugowiec M., 1998. The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Prz. Geol.*, 46, 763–770.

- Wójcik A., Olszewska B., Garecka M. & Szydło A., 1996. A.6. Profil potoku Domaczka i jego znaczenie dla stratygrafii i tektogenezy Karpat. *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 86–92.
- Wójcik A., Szydło A., Marciniak P. & Nescieruk P., 1999. Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 168, 231–248.
- Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i metody badań geologicznych*, z. 33. Instytut Geologiczny, Warszawa, 1975.
- Żyto K., 1978. Profil otworu badawczego Bystra IG-1 (Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, 22, 943–945.
- Żyto K., 2001. Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Prz. Geol.*, 49, 703–709.
- Żyto K. & Malata T., 2001. Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej-Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 49, 425–430.

Summary

Numerous deep boreholes (Fig. 1) encountered Miocene deposits in the Polish Western Carpathians. These deposits belong to the Lower Miocene (Ottangian?-Karpatian) and the Middle Miocene (Badenian). Their lithostratigraphy was studied by many researchers, who presented considerably different opinions (Figs 2–8, 12, 13). The present author proposes the uniform stratigraphic division of the studied Miocene deposits. He applied the criteria of this new lithostratigraphy to divide the Miocene deposits in several new boreholes (Figs 9–11, Tab. 1). It has been shown that the lithostratigraphic units (e.g. the Dębowiec Formation, the Jachówka Formation) may be diachronous, representing increasingly younger age in the direction of the expansion of the marine basin, i.e. from south to north (Figs 14, 15). Three Lower Miocene lithostratigraphic formations (Zawoja, Sucha, Stryżawa) and three Lower Badenian (Jachówka, Dębowiec, Skawina) have been distinguished within the Miocene profiles of the studied area. Moreover, the conglomerate Stachorówka Member has been distinguished in the lower part of the Stryżawa Formation and the Bielsko Member in its upper part. The present author compares the Bielsko Member, especially its upper part, to the Zebrzydowice Formation from the Cieszyn area. The age of the Upper Miocene formations is most probably Karpatian, while the lowest part of the oldest Zawoja Formation may belong to the later Ottangian. The location of particular formations depends on the northward extent of the Miocene basin (Figs 14–19). As the Carpathian orogen moved north, subsiding grabens were formed before its front, filled with deposits representing successive lithostratigraphic formations (Figs 20–27). Simultaneously the overthrusting orogen caused the destruction of the Miocene deposits (tectonic removal) in the southern part of this area, displacing them northwards. These displaced deposits are known as the tectonic Zgłobice and Stebnik Units. The original Lower Miocene basin covered a large area of the Western Carpathians (Fig. 28). It continued westwards into the Moravia region and eastwards to Przemyśl and the Eastern Carpathians. The last phase of the Carpathian tectonics shifted the edge of the Carpathians approximately to its present day position.