

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

## DEWON

Jarosław ZACHARSKI

### LITOLOGIA Z HISTORIĄ BADAŃ SERII WĘGLANOWEJ (DEWON–NIŻSZY KARBON)

Utwory węglanowe dewonu oraz missisipu w otworze wiertniczym Sucha Beskidzka IG 1 zostały po raz pierwszy opisane przez Ślączkę (1976) na etapie przygotowywania dokumentacji wynikowej otworu. Równolegle, w tejże dokumentacji, A. Tomasz opisała wyniki badań biostratygraficznych i przedstawiła mikrofacjalne opracowanie serii węglanowej, której górną część zaliczyła do górnego wizeny a wiek jej spągu określiła pierwotnie na dewon wyższy pomiędzy żywetem i famenem. Należy przy tym zauważyć, że przy sporządzaniu dokumentacji wynikowej otworu Sucha Beskidzka IG 1 dysponowano ubogim materiałem badawczym, gdyż z całej serii węglanowej o miąższości 282 m, pobrano jedynie 9 rdzeni z czego, ze względu na słaby średni uzysk (ok. 31,6 %), otrzymano łącznie 21,65 m rdzenia. Z powodu braku materiału rdzeniowego oraz mocno ograniczonego profilu tych utworów w otworze Sucha Beskidzka IG 1, szczegółowa interpretacja serii węglanowej jest utrudniona. Takie próby podejmowano kilkakrotnie, m.in. Narkiewicz (2005), który stwierdził, że z powodu braku odpowiednich materiałów rdzeniowych oraz słabej jakości danych geofizycznych nie można skorelować węglanowego profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 z profilami innych otworów wiertniczych.

Do chwili sporządzania niniejszego opracowania w archiwum zachowało się nieco ponad metr rdzenia (w stosunku do pierwotnie wydobytych w sumie 4,8 m), w tym ok. 12 cm z interwału głęb. 3618,0–3627,0 m oraz ok. 1 m z interwału 3837,0–3845,2 m (fig. 3). Ilość ta była niewystarczająca do przeprowadzenia jakichkolwiek uzupełniających badań biostratygraficznych pozwalających zweryfikować wiek przewierconych utworów węglanowych. W rozważaniach dotyczących podziału serii węglanowej na formalne i nieformalne jednostki chrono- i litostratygraficzne posłużono się wynikami badań oraz opisami litologicznymi przewierczanych utworów w otworach sąsiednich (fig. 4, 5, 6), które potraktowano jako reperowe. Dodatkowo wykorzystano pomiary geofizyczne z tychże otworów wykonując korelacje dostępnych krzywych pomiarowych (GR i NEGR). Ponadto do opisu dewońsko–missisipskiej serii węglanowej wykorzystano inne, cytowane poniżej opracowania archi-

walne, w tym również badania i opracowania własne autora niniejszego rozdziału.

Jak dotychczas, najbardziej kompletny podział chrono- i litostratygraficzny utworów dewonu (ale także niższego karbonu) opracował Narkiewicz (2005) dla otworu Goczałkowice IG 1. Publikacja ta stała się również podstawą opisu litostratygrafii utworów węglanowych dewonu i missisipu przyjętego w niniejszej pracy (fig. 4). Ten otwór należy obecnie do reperowych profili epikontynentalnego paleozoiku Polski południowej. Zgodnie z zaproponowanym przez Narkiewicza (2005) podziałem litostratygraficznym utworów węglanowych w południowej części bloku górnośląskiego wydziela się obecnie w spągu serii trzy formacje i cztery ogniwa, natomiast wyżej, w obrębie wyższego dewonu i missisipu, osiem nieformalnych jednostek litostratygraficznych.

W wyniku przeprowadzonych badań biostratygraficznych, już w dokumentacji wynikowej otworu Sucha Beskidzka IG 1 podkreślano istnienie dużej luki erozyjnej pomiędzy dewonem i karbonem, która obejmuje przedział pomiędzy dewonem górnym a wizenem górnym (Ślącza, 1976). Faunę górnowizeńską w otworze Sucha Beskidzka IG 1 otrzymano po raz pierwszy z rdzenia nr 82 (skrzynki nr 638–640) pozyskanego z głęb. 3566,0–3574,3 m, przy czym pierwotnie uzyskano jedynie 36% planowanej jego długości, więc brak jest wiedzy na temat dokładnej głębokości uzyskanych materiałów do badań biostratygraficznych. W analizowanym rdzeniu zaobserwowano przejście litologiczne od piaskowców mułowcowych oraz iłowców czarnych do czarnych wapieni organodetrytycznych z krynoidami i licznymi szczątkami organicznymi koralami i ziarnami kwarcu. W górnej części rdzenia były widoczne nieliczne spęknięcia wypełnione kalcytem. Poniżej tego interwału, w rdzeniu z głęb. 3586,5–3595,5 m opisano wapień organodetrytyczną, czarną, zwięzłą, lekko zapiaszczoną, z przeławieniami margli i zailonych wapieni. Była również obecna liczna fauna ramienionogów i liliowców. Występowały też, wypełnione kalcytem oraz materiałem ilastym, spęknięcia. Jeszcze niżej zaobserwowano wapień krystaliczny, zbity, masywny, brunatno-beżowy oraz wapień o teksturze gruzłowej, brunatnoszary. Jak stwierdził autor dokumentacji (Ślącza,

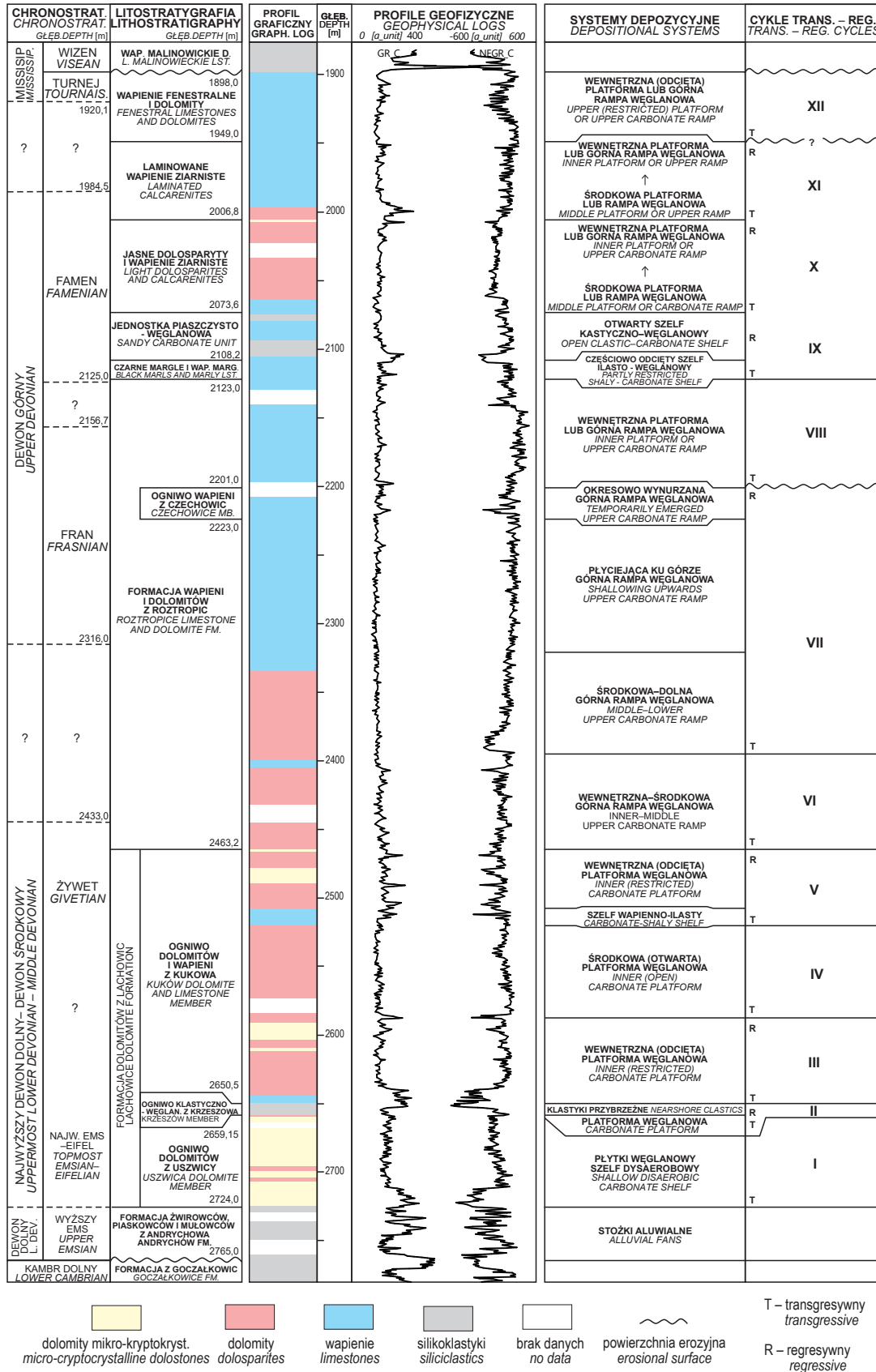


Fig. 4. Podział litostratygraficzny węglanowej serii dewońsko-missisyjskiej (według wcześniejszych opracowań dolno karbońskich) w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1(wg Narkiewicz, 2005, zmienione)

Lithostratigraphic subdivision of the Devonian–Mississippian carbonate series (formerly referred to in earlier studies as Lower Carboniferous) in the Goczałkowice IG 1 borehole (after Narkiewicz, 2005, modified)

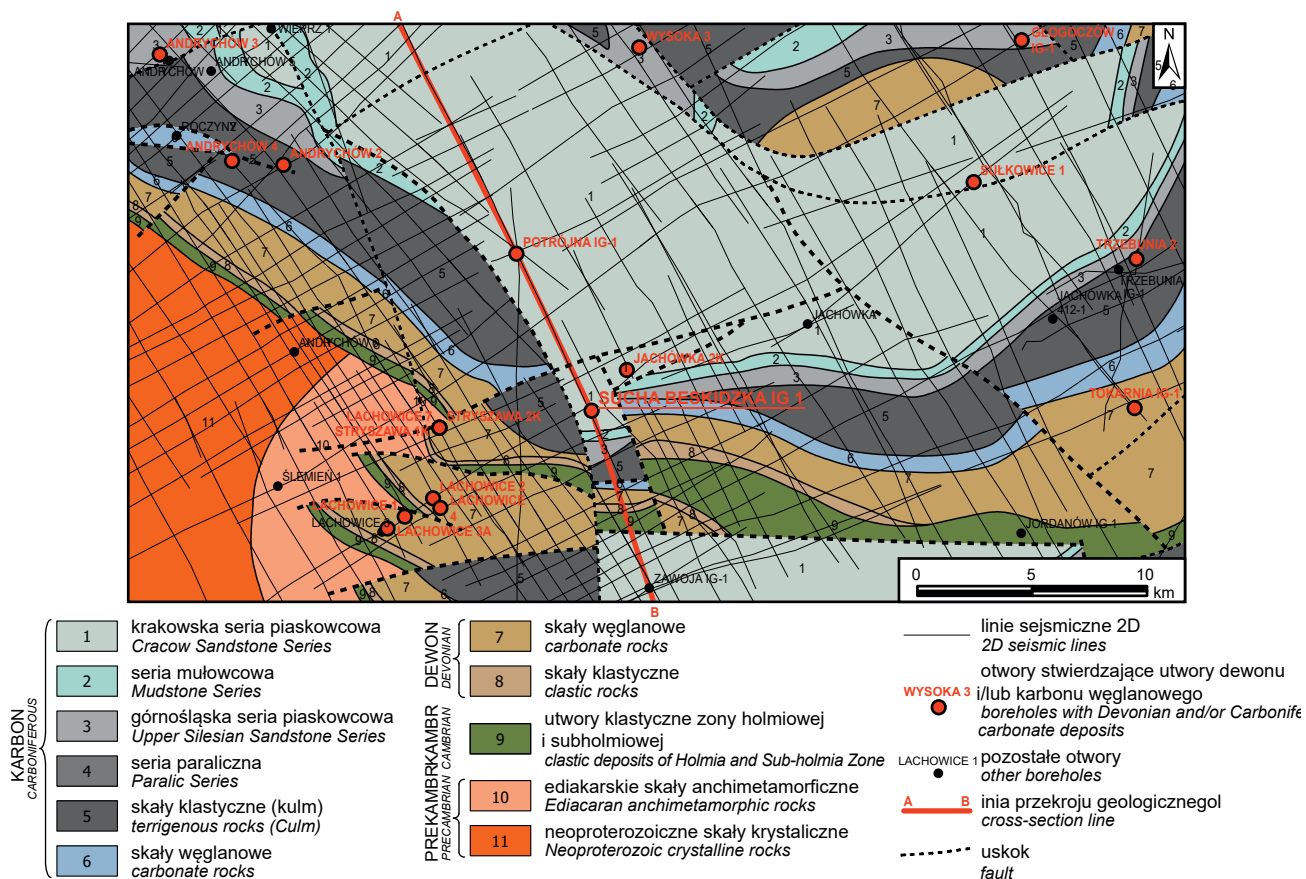


Fig. 5. Położenie otworu Sucha Beskidzka IG 1 na tle mapy geologicznej odkrytej po karbon (Buła, Habryn, 2008 – zmienione)

Location of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole against the background of the geological map exposed down to the Carboniferous (Buła, Habryn, 2008, modified)

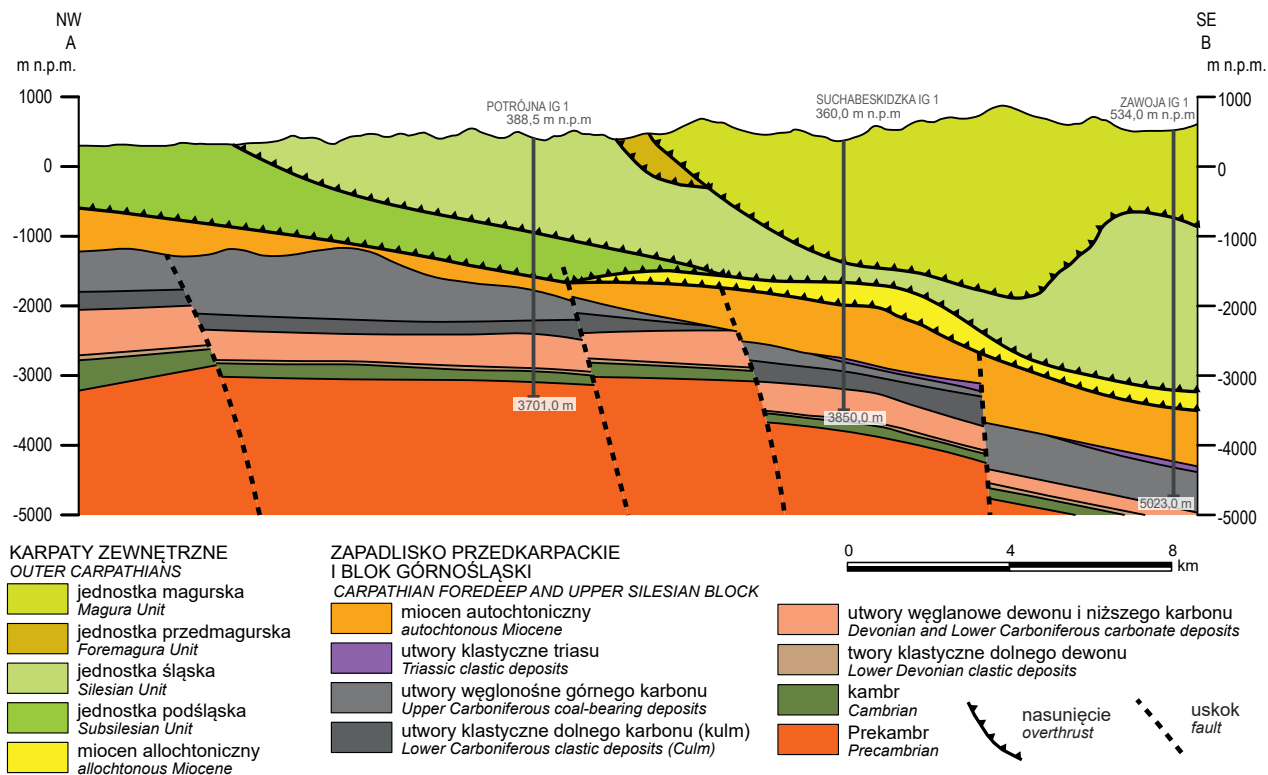


Fig. 6. Przekrój geologiczny na linii Wadowice–Zawoja (Wójcik, Laskowicz, 2017, zmienione)

Geological cross section: Wadowice–Zawoja. (Wójcik, Laskowicz, 2017, modified)

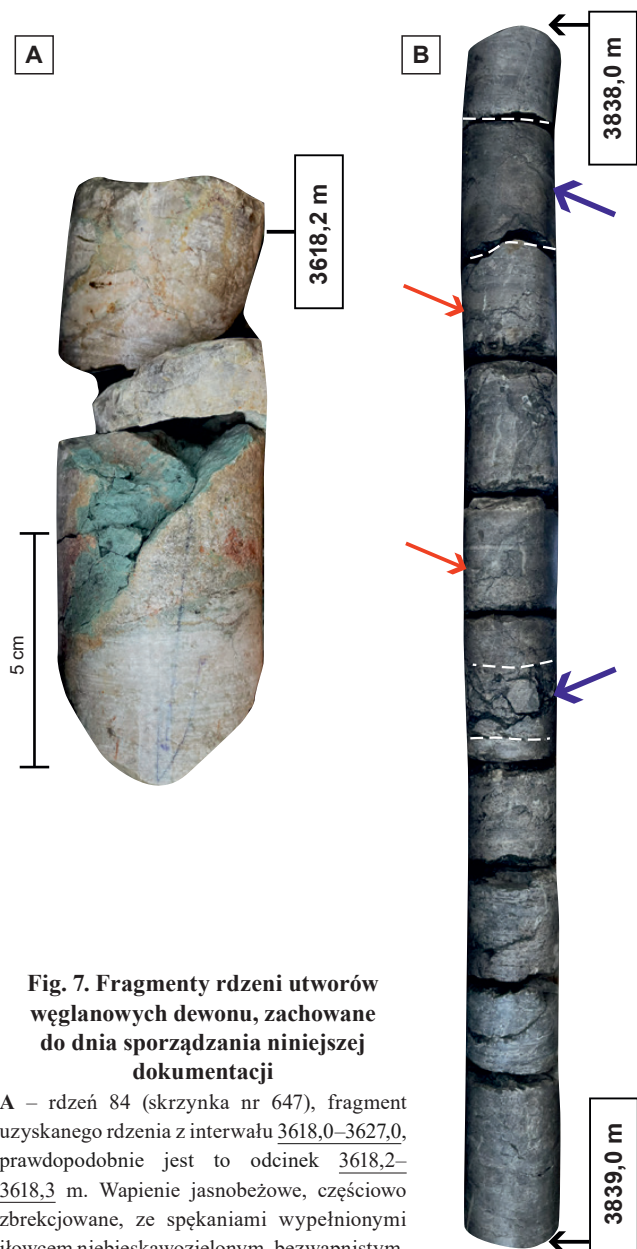
1976), ww. utwory zaliczane do karbonu były tu wykształcone w facjach ilasto-węglanowych. Granicę pomiędzy warstwami zalaskimi górnego wizeny a serią węglanową dotychczas lokowano na głębokości 3564,0 m (Ślącza, 1976), 3554,0 m (Tomaś, Zając, 1996a, b) lub na 3571,5 m (Wójcik, Laskowicz, 2017). Biorąc pod uwagę potrzebę jej doprecyzowania, przeanalizowano archiwalne materiały dokumentujące miejsce pojawienia się pierwszych utworów węglanowych oraz miejsce, w którym po raz pierwszy została opisana fauna górnowizeńska, a także pomiary geofizyczne. Ostatecznie granica została postawiona na podstawie danych geofizycznych na głęb. 3572,0 m. W zachowanym rdzeniu, w jego dolnej części, stwierdzono wyraźną granicę erozyjną, poniżej której zawartość czarnych wapieni wyraźnie wzrasta i gdzie stanowią one w miarę zwarty kompleks w przeciwieństwie do występujących wyżej jedynie wkładek lub „buł” węglanowych w ilastym czy piaszczystym tle. Jednak nie było możliwe wyznaczenie głębokości wyłącznie na podstawie rdzenia, gdyż jego uzysk wynosił zaledwie 36%.

Jak wspomniano w dokumentacji wynikowej otworu (Ślącza, 1976), uzyskane dane mikrofaunistyczne nie pozwalały na dokładny podział utworów węglanowych występujących od głęb. 3614,0 m w dół. Uznano, że dane te wskazywały, że do głęb. 3705,0 m występują utwory nie starsze niż famen, a niżej leżące utwory mogły obejmować również fran. Porównując sukcesję utworów dewonu w profilu Sucha Beskidzka IG 1 do utworów dewońskich przewierconych w otworze wiertniczym Potrójna IG 1 stwierdzono pewne różnice. Zaobserwowano, że w otworze Sucha Beskidzka IG 1 jest brak serii wapieni beżowych przelawionych marglami, mułowcami oraz piaskowcami krzemionkowymi, które w otworze Potrójna IG 1 reprezentowały najwyższą część dewonu. Według Ślączi (1976) beżowym i popielato-beżowym wapieniom i wapieniom dolomitycznym z Suchoj Beskidzkiej IG 1 odpowiada seria wapieni i wapieni dolomitycznych beżowych i szarobrunatnych występująca w otworze Potrójna IG 1 w interwale głęb. 2888,0–2971,0 m, natomiast występujące niżej (od 3705,0 m) brunatne wapienie z amfiporami i stromatoporoidami znajdują swój odpowiednik w Potrójnej IG 1 w brunatnych wapieniach z amfiporami występujących na głębokości 3071,0–3187,0 m. Stwierdzono, że w przypadku potwierdzenia słuszności tej interpretacji, zachodziłaby tylko niewielka redukcja miąższości utworów wyższego dewonu ku południowi.

Spąg węglanowych utworów missisipi, a zarazem kontakt z podścielającymi je osadami dewonu lokalizowano w różnych głębokościach. Granicę tę interpretowano najpierw na głęb. 3618,0 m (Ślącza, 1976), później na 3614,0 m (Tomaś, Zając, 1996a, b), a w końcu na 3621,2 m (Wójcik, Laskowicz, 2017). Na potrzeby niniejszej publikacji zdecydowano wspomnianą granicę postawić na głęb. 3614,0 m w spągu dużej, dodatniej anomalii zarejestrowanej na zapisie GR (Florek, ten tom), co jest zgodnie z przyjętą uprzednio lokalizacją wskazaną przez Tomaś i Zając (1996a, b) uznając, że cały rdzeń pozyskany z głęb. 3618,0–3627,0 m, reprezentujący wapienie jasnobeżowe, zbrekcyjne z ostrokrawędzistymi fragmentami wapieni spojone ilowcem niebieskawozielonym oraz czerwono-brunatnym oraz wapienie krystaliczne, powinien być już zaliczony do utworów dewonu.

W rdzeniu z głęb. 3618,0–3627,0 m występują nieliczne i słabo zachowane otwornice, o nie diagnostycznych cechach, co nie pozwoliło na jednoznaczne określenie wieku tych utworów. Dopiero w rdzeniu uzyskanym z głęb. 3655,5–3684,5 m stwierdzono obecność mikrofauny o większym znaczeniu stratygraficznym, reprezentowanej głównie przez otwornice oraz kalcifery, których zakres występowania wskazuje na wiek nie starszy niż górny famen. Zespół ten jest interpretowany jako przejściowy, co dopuszcza zarówno przynależność do górnego dewonu (famen), jak i możliwość przejścia do najniższego karbonu (turnej) (Ślącza, 1976, Szydło, ten tom). W rdzeniu z głęb. 3713,0–3722,0 m, na podstawie bardziej jednoznacznej mikrofauny otwornicowej, reprezentowanej m.in. przez formy z rodzajów *Vicinesphaera*, *Parathurammia*, *Bisphaera*, *Nodosinella* i *Asterosphaera*, potwierdzono przynależność tych utworów do górnego dewonu. Poniżej tej głębokości nie stwierdzono zespołów mikroskamieniałości o jednoznacznym znaczeniu stratygraficznym. W kolejnych interwałach również brakowało form diagnostycznych lub obserwowano otwornice długowieczne, co pozwalało jedynie na przypuszczalne określenie wieku. W interwałach głęb. 3770,0–3779,0 m oraz 3809,0–3818,0 m zespoły te przypisano z pewnym prawdopodobieństwem do górnego dewonu (D3). Z kolei w interwałach głęb. 3809,0–3818,0 m, 3837,0–3845,2 m oraz 3845,2–3850,0 m ponownie obserwowano otwornice o bardzo szerokim zasięgu wiekowym, obejmującym przedział od żywetu po famen, co uniemożliwiało bardziej precyzyjne datowanie tych utworów (Szydło, ten tom), (fig. 7).

Obecnie nie ma już możliwości weryfikacji poprzednich interpretacji i uzupełnienia badań o nowe dane stratygraficzne ponieważ duża ilość rdzenia nie zachowała się. Podjęto jednak próbę korelacji pomiarów geofizycznych (głównie pomiarów promieniotwórczości naturalnej – GR oraz neutron-gamma – NEGR) wykonanych w otworze Sucha Beskidzka IG 1 z otworami sąsiednimi. W tym celu ustandaryzowano pomiary geofizyczne wszystkich korelowanych otworów i zestawiono je w jednolitym formacie. Otrzymano bardzo dobrą zgodność zapisu pomiarów geofizycznych w otworze Sucha Beskidzka IG 1 z pomiarami w otworze Goczałkowice IG 1 oraz co najmniej dobrą z otworami Potrójna IG 1 i Głogoczów IG 1 (fig. 8, 9). Pozostałe zestawione otwory również potwierdzają obserwowany uprzednio trend, podobnego wykształcenia dolnej, dewońskiej części profilu serii węglanowej. Obserwuje się w nich bardzo duże podobieństwo miąższości w odniesieniu do otworów zlokalizowanych na zachód i południowy zachód, przy jednocześnie mniejszej zgodności z otworami położonymi na wschód i północ. Porównując profil otworu Sucha Beskidzka IG 1 z profilami otworów z rejonu Lachowic i Stryszawy, które przewierciły dewońską serię węglanową o miąższości mniejszej niż 300 m (osiągając utwory dolnego dewonu), można z dużym prawdopodobieństwem szacować pełną miąższość serii węglanowej w Suchoj Beskidzkiej IG 1. Wynosiłaby ona wtedy mniej niż 300 m, a więc podobnie jak w rejonie Lachowic. Jeśli tak, to warstwy osiągnięte w głębokości końcowej otworu reprezentowałyby już środkową lub nawet dolną część opisywanej przez Narkiewicza (2005) formacji lachowickiej.



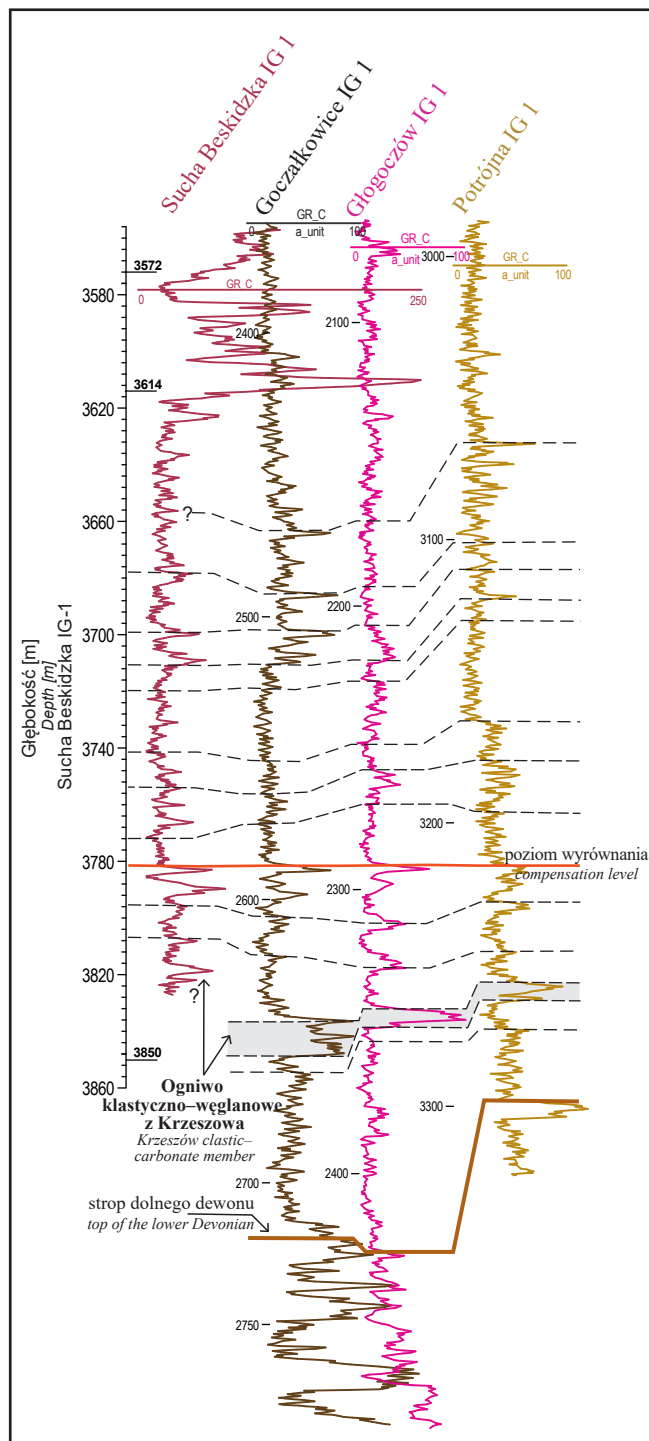
**Fig. 7. Fragmenty rdzeni utworów węglanowych dewonu, zachowane do dnia sporządzania niniejszej dokumentacji**

**A** – rdzeń 84 (skrzynka nr 647), fragment uzyskanego rdzenia z interwału 3618,0–3627,0, prawdopodobnie jest to odcinek 3618,2–3618,3 m. Wapienie jasnobieżowe, częściowo zbreczkowane, ze spękaniem wypełnionym iłowcem niebieskawozielonym, bezwapniowym. Stropowa część serii węglanowej w otworze wiertniczym Sucha Beskidzka IG 1. **B** – rdzeń 89 (skrzynka nr 672), fragment uzyskanego rdzenia z interwału 3837,0–3845,2, prawdopodobnie jest to odcinek: 3838,0–3839,0 m. Wapienie beżowo-szare, zbita, odcinkami o charakterze wapienia gruzłowego z nieregularnymi smugami materiału iłastego szaro-czarnego (niebieskie strzałki); są widoczne dość liczne stylolity z nagromadzeniami – minerałów iłastych (czerwone strzałki)

Fragment of drill cores of carbonate Devonian deposits.

The only part that still exists today

**A** – core 84 (box no. 647), a fragment of the recovered core from the 3618.0–3627.0 m interval, most probably representing the 3618.2–3618.3 m section. Light beige limestones, partly brecciated, with fractures filled with bluish-green, non-calcareous claystone. Uppermost part of the carbonate series in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole. **B** – core 89 (box no. 672), a fragment of the recovered core from the 3837.0–3845.2 m interval, most probably representing the 3838.0–3839.0 m section. Beige-grey, compact limestones, locally of nodular limestone character, with irregular streaks of grey-black clayey material (blue arrows); numerous stylolites with accumulations of clay minerals are visible (red arrows)

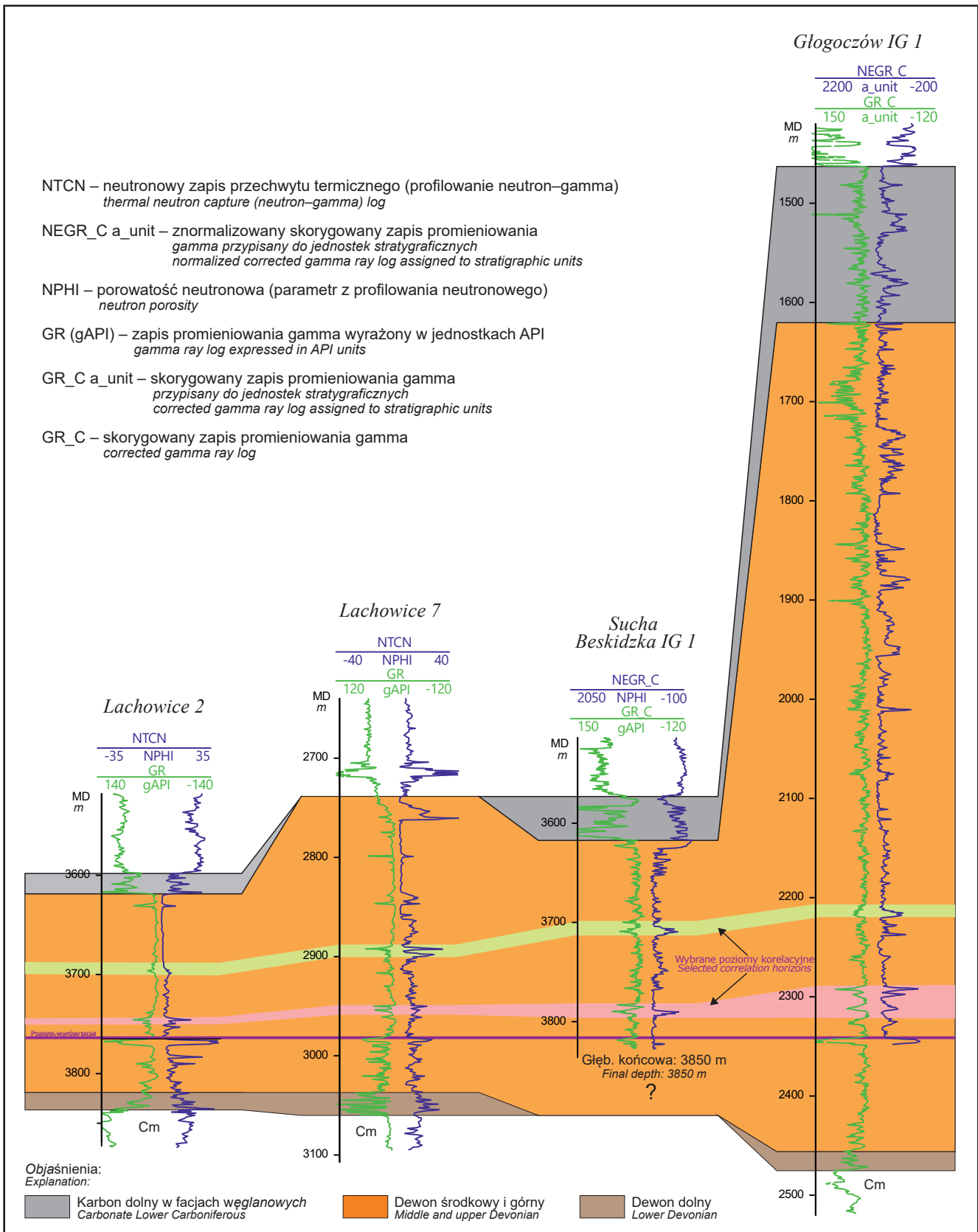


GR\_C skorygowany zapis promieniowania gamma  
corrected gamma ray log

GR\_C a\_unit skorygowany zapis promieniowania gamma  
przypisany do jednostek stratygraficznych  
corrected gamma ray log assigned to stratigraphic units

**Fig. 8. Korelacja pomiarów promieniowania gamma (GR) dla wybranych odcinków węglanowej serii dewońsko-missisyjskiej w reperowych otworach południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

Correlation of gamma-ray (GR) measurements for selected intervals of the Devonian–Mississippian carbonate series in reference boreholes along the southern margin of the Upper Silesian Coal Basin



**Fig. 9. Korelacja pomiarów geofizycznych węglanowej serii dewońsko–dolnokarbońskie dla reperowych otworów południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

Correlation of geophysical logs of the Devonian–Lower Carboniferous carbonate units of the key boreholes located in the southern part of Upper Silesian Coal Basin

Zaprezentowana na figurach 8 i 9 korelacja pomiarów geofizycznych to potwierdza. Tym samym, pośrednio można dojść do wniosku że w otworze Sucha Beskidzka IG 1 profil utworów dewońskich jest skondensowany od żywetu (?) aż po famen, obejmując część formacji lachowickiej z reperowym ogniwem klastyczno-węglanowym z Krzeszowa, aż po dolną część formacji wapieni i dolomitów z Roztropic (fig. 8, 9). Przyjmując taką interpretację należy jednak zwrócić uwagę na pewne, dotychczas nie do końca wyjaśnione relacje wiekowe (w tym możliwy diachronizm) wydzielonych uprzednio jednostek litostratygraficznych (Narkiewicz, 2005), z ich

odpowiednikami występującymi w południowej, podkarpackiej części GZW. Wykonane korelacje oraz uzyskane wyniki badań biostratygraficznych (Matyja i in., 2001 w tym opis ogniwa dolomitów i wapieni z Kukowa) w rejonach brzeżnych GZW wskazują na inny wiek przewiercanej formacji roztropickiej (?fran–famen). Prawdopodobny duży diachronizm zauważono w otworze Tarnawa 1, w którym utwory będące odpowiednikami dolnej części formacji roztropickiej zostały wydатовane na famen w kontraście do tej samej formacji opisanej w otworze Goczałkowice IG 1, ale zaliczonej do dewonu środkowego.

**Andrzej SZYDŁO**

## WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW DEWONU I NIŻSZEGO KARBONU NA PODSTAWIE MIKROSKAMIENIAŁOŚCI

### Wstęp

Wyniki badań mikropaleontologicznych opisanych w tym tomie odniesiono do materiałów archiwalnych i opublikowanych przed, jak i po zakończeniu opracowania profilu Sucha Beskidzka IG 1 (Ślęczka, 1976). Dotyczyły one samego otworu jak i równoległych osadów udokumentowanych w polskich Karpatach zewnętrznych, w tym jego zachodniej części oraz przedgórze i obecnych w ich podłożu (m.in.: Blaicher, 1961; Jednorowska, 1966; Jurkiewicz, 1967; Geroch i in., 1967; Książkiewicz, 1974a, b; Morgiel, 1976; Geroch, Nowak, 1980; Malata, 1981; Strzępka, 1981; Garecka i in., 1996; Kopcowski, Garecka, 1996; Olszewska i in., 1996; Olszewska, 1997; Szydło, 1997, 2001; Garecka, Olszewska, 1998).

Badania mikropaleontologiczne zawarte w dokumentacji wynikowej (Ślęczka, 1976) zostały oparte na zespołach otwornicowych oraz przewodnich i charakterystycznych gatunkach otwornic przy wykorzystaniu ówczesnej wiedzy i dostępnej literatury.

Generalnie w podłożu zachodniej części polskich Karpatach zewnętrznych, zlokalizowanych na wschód od rzeki Raby, granica między dewonem i karbonem jest niekiedy trudna do ustalenia. Dolna część utworów dewonu jest reprezentowana przez terygeniczne osady. Z kolei jego środkowy i górny oddział jest wykształcony głównie w postaci skał węglanowych, zdolomityzowanych w niższej części (Narkiewicz, 1996). Na granicy z karbonem pojawiają się ciemne osady terygeniczne, w których tkwią skały wapienne tak jak te opisywane w otworze Sucha Beskidzka IG 1 (Ślęczka, 1976). Granica ta, podobnie jak w podłożu centralnej części polskich Karpatach zewnętrznych (rejon Liplasz–Rajbrot), wydaje się miejscami przebiegać w obrębie wapieni ziarnistych (mikrytowych) i gruzłowatych, także pod zachodnimi Karpatami (Ślęczka, 1976; Matyja i in., 2001). Świadczą o tym mikrofaunie skał węglanowych.

### Biostratygrafia utworów dewonu i niższego karbonu

Analiza stratygraficzna w otworze Sucha Beskidzka IG 1 została wykonana na podstawie opracowania archiwalnego A. Tomáš (Ślęczka, 1976), która w płytkach cienkich opisuje szczątki organiczne, obejmujące oprócz otwornic, także małżoraczki, glony, wapienne dinocysty (kalcifery), ramienionogi, liliowce, koralowce i ślimaki.

Na głębokości 3566,0–3595,5 m zostały udokumentowane wapienie gruzłowe, organodetrytyczne, z krynoidami, otwornicami, ramienionogami i stromatoporami, które tworzą wkładki w ciemnej serii terygeniczej. Wapienie zawierają mikrofaunę przewodnią, która wskazuje na ich górnowęglanowy wiek (V<sub>3</sub>). Został on udokumentowany w dwóch interwałach: 3566,0–3574,3 m i 3586,5–3595,5 m na podstawie przekrojów otwornic należące do kilku rodzajów (Ślęczka, 1976). Są to: *Ammodiscus* (*A. ex gr. buskensis* Brazhnikova, *A. ex gr. volgensis* Rauzer-Chernousova et Rozovskaya), *Archaeodiscus* (*A. ex gr. gigas* Rauzer-Chernousova, *A. koltjubensis* Rauzer-Chernousova, *A. ex gr. moelleri* Rauzer-Chernousova, *A. krestownikovi* Rauzer-Chernousova, *A. aff. grandiculus*), *Erlandia vulagris* Rauzer-Chernousova et Rozovskaya, *Pachysphaera* (*P. darvillei* Conil et Lys), *Parathuramina* (*P. suleimanovi* Lipina), *Tetrataxis* (*T. deccurens* Brady, *T. paraminima* Vissarionova, *T. regularis* Brazhnikova, *T. aff. acutiformis* Potievskaya, *T. conica* Ehrenberg), *Planarchaeodiscus* (*P. ex gr. gregori* (Dain)), *Endostafella* (*E. parva* Möller), *Plectogyra* (*P. affecta* Rozovskaya, *P. bradyi* Mikhailov, *P. omphalata* Rauzer-Chernousova et Rozovskaya) (por. Tomáš, Zając, 1996a, b) – tabela 1.

Z kolei w interwale głęb. 3618,0–3779,0 m, napotkano wapienie i dolomity z rdzawo-zielonkawymi nalotami zawierające mikroskamieniałości (małżoraczki, kalcisfery, otwornice), które wskazują na przejście badanych skał do dewonu (Ślęczka, 1976). Przy czym we wkładce wapienia intraklastowego z pelletami z najwyższej części tego interwału (3618,0–3627,0 m, skrzynki 647–648 m) szczątki organiczne były bardzo nieliczne i nie pozwoliły na jednoznaczne określenie ich wieku.

Tabela 1

**Otwornice w wapieniach podłoża młodopaleozoicznego zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych  
w otworze Sucha Beskidzka IG 1 (Tomaś, 1976; Tomaś, Zając, 1996a, b)**

Foraminifera in the limestones of the Younger Paleozoic basement of the western part of the Polish Outer Carpathians  
in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole (Tomaś, 1976; Tomaś, Zając, 1996a, b)

Otwornice Foraminifera	DEWON DEVONIAN		KARBON CARBONIFEROUS			
	górný Upper		missisip Mississipian			
	fran Franián	famen Famenian	turnej Tournaisian		wizen Viséan	
			Tn1b–Tn2	Tn3	V2b–V3a	V3bc
<i>Vicinesphaera squalida</i> Antropov♦						
<i>Parathuramina</i> sp.♦						
<i>Tikhinella cannula</i> (Bykova)						
<i>Eonodosaria evlanensis</i> Lipina						
<i>Eonodosaria</i> cf. <i>solida</i> Konoplina						
<i>Fronilina tailferensis</i> Mamet et Preat						
<i>Lunucammina devonica</i> (Lipina)						
<i>Lunucammina reperta</i> (Bykova)						
<i>Lunucammina indigena</i> (Bykova)						
<i>Septabrunciina</i> sp.						
<i>Septatournayella</i> sp.♦						
<i>Tournayella</i> sp.♦						
<i>Glomospiranella</i> sp.♦						
<i>Pseudoglomospira</i> sp.						
<i>Rectoseptatournayella</i> sp.						
<i>Chernyshinella glomiformis</i> (Lipina)						
<i>Chernyshinella tumulosa</i> Lipina						
<i>Tournayellina</i> sp.						
<i>Paleospiroplectammina</i> sp.						
<i>Latiendothyra paracosvensis</i> (Lipina)						
<i>Endothyra latispiralis</i> Lipina						
<i>Spinoendothyra</i> sp.						
<i>Tournayella discoidea</i> Dain						
<i>Eoforschia gigantea</i> (Lipina)						
<i>Mediocris mediocris</i> (Vissarionova)						
<i>Diplosphaerina</i> sp.						
<i>Eostaffella parastruvei</i> Rauzer-Chernousova						
<i>Brunsia</i> sp.♦						
<i>Pseudoammodiscus volgensis</i> (Rauzer-Chernousova)						
<i>Howchinia gibba</i> (Moeller)♦						
<i>Vissarionotaxis exilis</i> (Vissarionova)						
<i>Vissarionotaxis compressa</i> (Brazhnikova)						
<i>Endothyra bradyi</i> Milchaylov						
<i>Endothyranopsis compressa</i> (Rauzer-Chernous.etReitlinger)						
<i>Tuberitina</i> sp.						
<i>Archaediscus convexus</i> Grozdilova et Lebedeva						
<i>Archaediscus cornuspiroides</i> Brazhnikova et Vdovenko						
<i>Archaediscus donetzianus</i> Sosnina						
<i>Archaediscus grandiculus</i> Schlykova						
<i>Archaediscus koktjubensis</i> Rauzer-Chernousova♦						
<i>Archaediscus krestovnikovi</i> Rauzer-Chernousova♦						
<i>Archaediscus moelleri</i> Rauzer-Chernousova♦						
<i>Archaediscus reditus</i> (Conil et Lys)						
<i>Archaediscus stilus</i> Grozdilova et Lebedeva						
<i>Neoarchaediscus</i> sp.						
<i>Nudararchaediscus concinnus</i> (Conil et Lys)						
<i>Cribrostomum</i> sp.♦						
<i>Paleotextularia</i> sp.♦						
<i>Forschia</i> sp.♦						
<i>Lituotubella</i> sp.						
<i>Endostaffella parva</i> (Moeller)♦						
<i>Endostaffella shamordini</i> (Rauzer)						
<i>Endothyra pulchra</i> Brazhnikova et Potievskaya						
<i>Endothyra spirilliniformis</i> (Brazhnikova et Potievskaya)						
<i>Globoendothyra globulus</i> (Eichwald)						
<i>Endothyranopsis crassa</i> (Brady)♦						
<i>Omphalotis minima</i> (Rauzer-Chernousova et Reitlinger)						
<i>Tetrataxis angusta</i> Vissarionova						
<i>Tetrataxis barkhatovae</i> Grozdilova et Lebedeva♦						
<i>Tetrataxis conica</i> Ehrenberg♦						
<i>Tetrataxis deccurrens</i> Brady♦						
<i>Tetrataxis paraminima</i> Vissarionova♦						
<i>Tetrataxis regularis</i> Brazhnikova♦						
<i>Valvulinella</i> sp.						
<i>Eostaffella mosquensis</i> (Vissarionova)						
<i>Eostaffella proikensis</i> Rauzer-Chernousova						
<i>Pseudoendothyra</i> sp.♦						

♦ formy udokumentowane w otworze Sucha Beskidzka IG 1  
forms documented in the Sucha Beskidzka IG-1 borehole

Natomiast nieco niżej opisano wapienie mikrytowe z nielicznymi ziarnami pirytu i żyłkami kalcytu (głęb. 3655,5–3664,5 m), które ze względu na obecność mikroskamieniałości nie starszych niż późny famen uznano jeszcze za utwory dewonu (górnny famen) lub już karbonu (turnej). Na przejściowy charakter zespołu kopalnego wskazują kalcisfery (*Archaesphaera* sp., *Radiosphaera basilica* Reitlinger), jak i otwornice z rodz.: *Vicinosphaera*, *Parathuramina* (*P. suleimanovi* Lipina), *Bisphaera*, *Glomospiranella*, *Septatourayella* (Tomaś w: Ślącza, 1976).

W kolejnych interwałach udokumentowano wapienie mikrytowe i biomikryty z kwarcem detrytycznym i ziarnami pirytu, które z wyjątkiem wkładek dolomitu, zawierały szczątki organiczne wskazujące na ich jednoznaczność (głęb. 3713,0–3722,0 m) albo przypuszczalną (głęb. 3770,0–3779,0 m, 3809,0–3818,0 m) przynależność do górnego dewonu (D). Oprócz otwornic z rodz.: *Vicinosphaera* (*V. squalida* Antropov, *V. angulata*), *Parathuramina* (*P. suleimanovi* Lipina, *P. spinosa* Lipina, *P. dagmarae* Suleymanov, *Bisphaera* (*B. irregularis* Birina, *B. malevkansis* Birina), *Nodosinella* (*N. tatarstanica* Antropov), *Asterosphaera* (*A. pulchra* Reitlinger) (tab. 1), były to kalacisfery (*Archaesphaera* sp., *R. basilica* Reitlinger) (Tomaś w: Ślącza, 1976), a także koralowce, które były znacznie częściej notowane na niższych głębokościach (3809,0–3818,0 m, 3837,0–3845,2 m, 3845,2–3850,0 m) – w tych interwałach udokumentowano ciemnoszare wapienie organogeniczne, organodetrytyczne i koralowce, które zawierały ziarna pirytu oraz szczątki organiczne tj. krynoidy, ślimaki i ramienionogi. Coraz rzadziej towarzyszyły im otwornice, które były znane z wyższej części utworów dewonu (fran–famen), obejmującej również jego środkową część (żywet) (Tomaś w: Ślącza, 1976).

Na uwagę zasługuje obecność wapieni z dolomitami występujących jako wkładki, które zawierają podobne zespoły otwornicowe z rodziny Tournayellidae (np. *Septatourayella*) wskazujące na famen w otworach takich jak: Potrójna IG 1 i Tokarnia IG 1 (Tomaś, Zajac, 1992, 1996a). Nawiercone w nich również skały zaliczone do niższego podpiętra dewonu górnego (fran), które w otworze Sucha Beskidzka IG 1 nie zostały zidentyfikowane. Pomimo, że kilka odcinków rdzenia tego otworu (od głęb. 3809 m) zostało zaliczonych do dewonu górnego, to jednak nie zawierały one mikroszczątków stromatoporoidów, które okresowo rozwijały się we franie (Tomaś w: Ślącza, 1976; Tomaś, Zajac, 1992, 1996a).

Z kolei wapienie ze stromatoporami, wraz z innymi organodetrytycznymi opisano w wyższej części otworu Sucha Beskidzka IG 1. Zawierały one formy z rodz. *Brunsia*, *Archaediscus*, *Tetraxis* i *Howchinia* (tab. 1), które są typowe dla wizenu, w tym jego górnej części. Stwierdzono je w dwóch odcinkach rdzenia (3566,0–3574,3 m i 3586,5–3595,5 m) (Tomaś w: Ślącza, 1976). Były one zwykle opisywane ze ślimakami i małżoraczkami, które również zaobserwowano w sąsiednich otworach: Potrójna IG 1 i Głogoczów IG 1 (Tomaś, Zajac, 1996a,b). Kolejne fragmenty rdzenia z otworu Sucha Beskidzka IG 1 począwszy od głęb. 3618,0 m zawierają mikroskamieniałości (otwornice bentoniczne), sygnalizujące możliwość przejścia do utworów dewońskich. Przełom dewonu i karbonu udokumentowano

w wapieniu mikrytowym z lokalnymi obszarami dolomityzacji na głęb. 3655,5–3684,5 m, a jednoznaczność przynależność do dewonu górnego ustalono dla podobnych utworów zawierających wkładki dolomitowe w interwale głęb. 3715,0–3722,0 m. Natomiast w kolejnych odcinkach rdzenia do głęb. 3850,0 m, obejmujących wapienie organodetrytyczne i koralowce, o znacznym stopniu dolomityzacji, otwornice były coraz rzadsze i mniej reprezentatywne dla wyższej części dewonu (fran–famen), w tym jego środkowej części (żywet) (Tomaś w: Ślącza, 1976).

Pomimo obecności wielu indeksowych otwornic znanych z obszarów platformowych Europy (Tomaś, Zajac, 1992, 1996a), datujących badane skały węglanowe na dewonu i/lub karbonu, jednoznaczne postawienie granicy biostratygraficznej pomiędzy tymi piętrami jest trudne ze względu na brak ciągłości tego typu skał w otworze Sucha Beskidzka IG 1. Wiąże się to z przebiegiem ich depozycji w ówczesnym basenie, a także późniejszymi przeobrażeniami post-sedymen-tacyjnymi. Miały na to wpływ zmiany batymetryczne zbiornika (spływanie), jak i procesy dolomityzacji i erozji, które były następstwem ruchów eustatycznych na obszarze o budowie blokowej (Narkiewicz, 1996; Tomaś, Zajac, 1996a, b), wyznaczenie granicy pomiędzy dewonem i karbonem wymaga korelacji przy użyciu dodatkowych danych, przede wszystkim geofizycznych, pochodzącymi z sąsiednich otworów (m.in. Głogoczów IG 1, Potrójna IG 1, Tokarnia IG 1) przewierczających utwory młodopaleozoicznego podłoża zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, pomiędzy Cieszynem i Krakowem.

Obszar zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, pomiędzy Cieszynem a Krakowem, charakteryzował się podobnym rozwojem facjalnym typowym dla wyższej części dewonu z możliwością przejścia do dewonu środkowego, a nawet do granicy z dewonem dolnym tj. w otworze Potrójna IG 1, na co wskazywały dane geofizyczne (Ślącza, 1985; Tomaś, Zajac, 1996a,b). Ponadto fran został udokumentowany w otworach: Głogoczów IG 1, Potrójna IG 1 (jednostka stratygraficzna IV); podczas gdy famen (jednostka stratygraficzna V) również w otworach Sucha Beskidzka IG 1 i Tokarnia IG 1 (Sikora, 1960; Tomaś, Zajac, 1996a, b; Wójcik i in., 2007).

Z kolei skały karbońskie, które w otworze Sucha Beskidzka IG 1 zostały jednoznacznie zaliczone do wizenu górnego, występują również w otworach sąsiednich, gdzie przypisywano je zarówno do niższego i wyższego piętra missisipu, jak i do pensylwanu. Rozdzielenie karbonu na missisip i pensylwan było w wielu przypadkach utrudnione lub wręcz niemożliwe, jak w otworze Potrójna IG 1, natomiast w otworze Głogoczów IG 1 udokumentowano niemal pełną sekwencję od turneju po namur (Ślącza, 1985; Tomaś, Zajac, 1996a, b; Wójcik i in., 2007). Jest to seria obejmująca facje wapienia ziarnistego i mikrytowe (turnej) przykryta diastroficzną serią wizenu górnego (tj. w otworze Sucha Beskidzka IG 1), niekiedy przechodząca w utwory namuru (Głogoczów IG 1) (Tomaś, Zajac, 1996a,b).

W każdym z wyżej wymienionych otworów pojawiają się odcinki rdzenia o różnej miąższości, których przynależność wiekowa nie została sprecyzowana ze względu na brak

jednoznacznych danych mikropaleontologicznych. Dotyczy to to szczególnie pogranicza dewonu i karbonu. Wydaje się, że tak jak w przypadku otworu Sucha Beskidzka IG 1, wyższe partie utworów dewonu (jednostka litostratygraficzna V), jak i najniższego karbonu, zostały częściowo lub całkowicie

usunięte przez erozję (Tomaś, Zając, 1996a, b; Matyja i in., 2001). Wskazuje na to również obecność egzotyków węglanowych uznanych za pochodzące z górnego dewonu i dolnego karbonu w utworach fliszowych polskich Karpat zachodnich (Burtan, 1973a, b).

**Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK**

## WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH UTWORÓW DEWONU

### Wstęp

Charakterystykę petrograficzną utworów występujących w otworze Sucha Beskidzka IG 1 wykonano wyłącznie na podstawie archiwalnych opisów szlifów petrograficznych, jakie są zawarte w dokumentacji wynikowej otworu Sucha Beskidzka IG 1 (Ślącza, 1976), a których autorami są A. Pelczar (utwory nasunięcia Karpackiego i miocenu autochtonicznego), T. Wieser (fragmenty cieszyńskich i innych skał magmowych), A. Tomasiowa (skały węglanowe karbonu dolnego i dewonu). Na potrzeby niniejszego opracowania nie wykonywano dodatkowych badań i obserwacji mikroskopowych.

Nowszy podział stratygraficzny utworów nawierconych otworem Sucha Beskidzka IG 1 w znacznym stopniu odbiega od podziału zawartego w dokumentacji wynikowej (Ślącza, 1976), zwłaszcza w obrębie jednostek znajdujących się w profilu otworu poniżej jednostki magurskiej, obejmujących miocen allochtoniczny i podłoże platformowe (fig. 3). W związku z powyższym, wykonano nową syntetyczną charakterystykę poszczególnych wydziałów litostratygraficznych, uwzględniającą nowszy podział. W tym celu dokonano kompilacji opisów szlifów petrograficznych zawartych w dokumentacji, reprezentujących utwory poszczególnych wydziałów według nowego podziału stratygraficznego. Oprócz opisu poszczególnych wydziałów stratygraficznych, bazującego wyłącznie na opisach płytek cienkich (Pelczar,

1976) dokonano klasyfikacji skał okruchowych według systematyki Pettijohna i in. (1972). Metodyka dotyczy wszystkich badań petro i mineralogicznych w otworze Sucha Beskidzka IG 1.

### Charakterystyka petrograficzna skał węglanowych dewonu

Utwory dewonu w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 są dwudzielne. Dotychczas na całym odcinku zaliczane były do dewonu górnego (fran-famen), a obecnie wydaje się, że mogą one obejmować dodatkowo żywet (?). Między górną a dolną częścią profilu dewonu obserwuje się wyraźną różnicę litologiczną. Do głębokości 3792,0 m są to wapienie mikrytowe, niekiedy organodetrytyczne z intraklastami wapiennymi. Obecny w nich jest detrytyczny kwarc, piryt, tlenki Fe, szwy stylolitowe. Wapienie są częściowo zdolomityzowane lub zawierają wkładki dolomitów. Poniżej głęb. 3792,0 m występują wapienie amfiporowo-stromatoporoidowe z wyraźnymi szczątkami koralowców. Są to najczęściej wapienie mikrytowe z niekiedy licznym kwarcem detrytycznym. Pospolite są w nich wystąpienia pirytu i utlenionych minerałów żelaza. Widoczne są też strefy silifikacji, zwłaszcza szczątków koralowców. Pospolite są także wkładki dolomitów, w tym dolomitów żelazistych.

## KARBON

**Janusz JURECZKA**

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW KARBONU BEZ SERII WĘGLANOWEJ

#### Karbońskie jednostki lito- i chronostratygraficzne

Utwory karbonu w dokumentacji otworu Sucha Beskidzka IG 1 (Ślącza, 1976) zostały rozdzielone tylko na karbon górny (3168,0–3564,0 m) – obejmujący głównie utwory węglonośne oraz karbon dolny – wizen górny (3564,0–3618,0 m) – obejmujący utwory klastyczne wraz ze stropową częścią serii węglanowej, bez dalszego szczegółowego rozpoziomo-

wania stratygraficznego. W niniejszym opracowaniu przyjęto, aczkolwiek z pewnym przybliżeniem, możliwy podział chrono- i litostratygraficzny przewierconych utworów karbonu, na podstawie kompleksowej analizy wyników badań w otworze Sucha Beskidzka IG 1, w tym geofizycznych (otwór był rdzeniowany tylko odcinkowo), opisu prób okruchowych i rdzeni (Bielewicz, 1976; Bielewicz i in., 1976) oraz badań mikrofauny w utworach węglanowych – otwornic i in-

nych szczątków organicznych (Tomaś, 1976). Istotne znaczenie dla rozpoznawania stratygraficznego miała również korelacja z profilami położonych w pobliżu otworów Leńcze IG 1 (Buła, 1981), Potrójna IG 1 (Ślącza, 1974) oraz Jachówka 1 (Krieger, 1997). Szczególne znaczenie miały wyniki badań przeprowadzone w pełnordzeniowanym otworze Leńcze IG 1, w którym wykonano szeroko zakrojone badania litologiczno-facjalne, biostratygraficzne i petrograficzne.

W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 reprezentowane są obie części karbonu – missisip i pensylwan. Karbon rozpoczynają utwory serii węglanowej (turnej (?)-wizen),

na których zalegają morskie osady warstw zalaskich (wizen-serpuchow, namur A), a następnie utwory węglonośne – serii paralicznej (serpuchow, namur A), serii mułowcowej (moskow, westfal B) i spągowej części krakowskiej serii piaskowcowej (moskow, westfal B). W profilu utworów węglonośnych nie występuje górnośląska seria piaskowcowa (serpuchow, namur A–baszkir, namur B–C), która we wschodniej części zagłębia ulega całkowitemu wyklinowaniu (fig. 10). Oprócz serii węglanowej są to jednostki wydzielane w randze nieformalnych formacji litostratygraficznych. Szczegółowy podział stratygraficzny karbonu GZW, w tym jednostek wy-

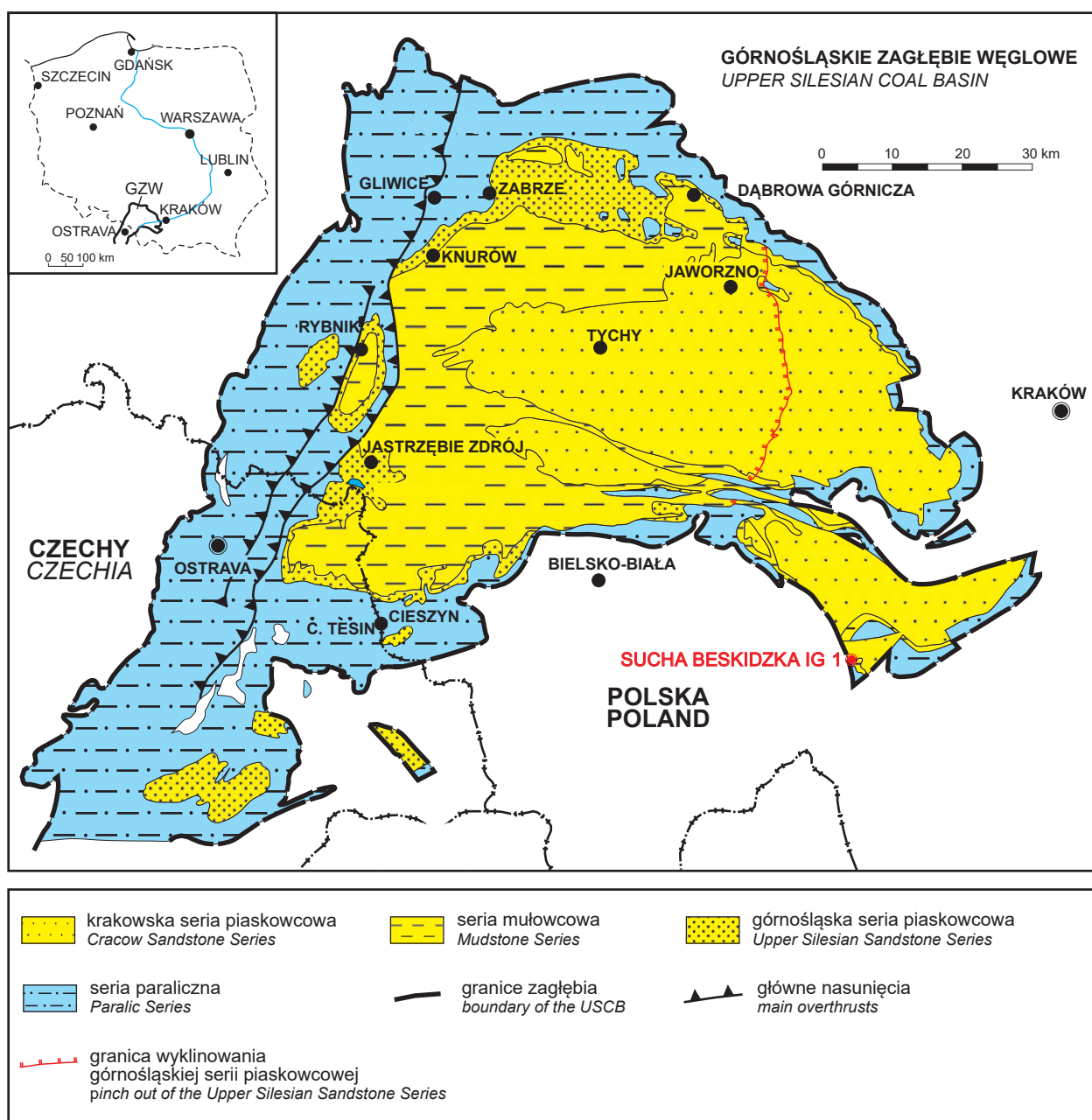


Fig. 10. Lokalizacja otworu wiertniczego Sucha Beskidzka IG 1 na tle mapy geologicznej GZW odkrytej po karbon (Jureczka i in., 1995 – uproszczona; wschodnia granica zasięgu górnośląskiej serii piaskowcowej wg Jureczki i in., 2005)

Location of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole against the background of the geological map of the USCB – Carboniferous subcrop (Jureczka *et al.*, 1995 – simplified, the eastern pinch out of the Upper Silesian sandstone series after Jureczka *et al.*, 2005)

stępujących w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1, przedstawia figura 11. Jednostki litostratygraficzne zostały odniesione do podziału chronostratygraficznego – międzynarodowego i europejskiego, z przyporządkowaniem westfalu A

i B zgodnie z zasadami stosowanymi w opracowaniach stratygraficznych karbonu Europy Zachodniej (m.in. Delmer i in., 2001; Duser, 2006) i przyjętymi w opracowaniach otworów GZW (Jureczka, 2018).

EPOKA SERIES	WIEK STAGE		JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS	
PENSYLVANIAN PENNSYLVANIAN	Gżel Gzhelian + Kazimow Kasimovian (?)	STEFAN STEPHANIAN	ARKOZA KWACZAŁSKA KWACZAŁA ARCOSE	
	Moskow Moscovian	WESTFAL WESTPHALIAN	D	luka str./stratigraphic gap
			C	warstwy libiąskie Libiąż Beds
	Baszkir Bashkirian	NAMUR NAMURIAN	B	luka str./stratigraphic gap
			A	warstwy łąziskie s.l. Łąziska Beds s.l.
	MISSISSIPPIAN MISSISSIPPIAN	Serpuchow Serpukhovian	A	PIASKOWCOWA Mudstone Series
MUŁOWCOWA Mudstone Series				warstwy załęskie Załęże Beds
Wizen Visean		A	GÓRNOŚLĄSKA Upper Silesian Sandstone Series	warstwy rudzkie s.s. Ruda Beds s.s.
			PIASKOWCOWA Upper Silesian Sandstone Series	warstwy siodłowe Saddle Beds
Turnej Tournaisian		A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	luka str./stratigraphic gap
				warstwy jejkowickie Jejkowice Beds
KULM FLYSCH ASSOCIATION	A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	warstwy grodzieckie* Grodziec Beds	
			warstwy porębskie Poruba Beds	
SERIA WEGLANOWA Carbonate Series	A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	warstwy jakłowieckie Jakłovec Beds	
			warstwy gruszowskie Hrušov Beds	
SERIA WEGLANOWA Carbonate Series	A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	warstwy sarnowskie* Sarnów Beds	
			warstwy pietrkowickie Petřkovic Beds	
SERIA WEGLANOWA Carbonate Series	A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	WARSTWY MALINOWICKIE Malinowice Beds	
			WARSTWY ZAŁASKIE Zalas Beds	
SERIA WEGLANOWA Carbonate Series	A	SERIA PARALICZNA Paralic Series	górne upper	
			dołne lower	

— karbon produktywny  
coal-bearing Carboniferous

~ luka stratygraficzna  
stratigraphic gap

\* - wg podziału Doktorowicza-Hrebnickiego (1935)  
w północno-wschodniej części GZW  
after Doktorowicz-Hrebnicki (1935) in the north-eastern part  
of the Upper Silesian Coal Basin

Fig. 11. Podział stratygraficzny karbonu GZW (wg Dembowskiego, 1972a; ze zmianami Jureczka, 1988 i Kotas i in., 1988; z uzupełnieniem Jureczki, 2015)

Stratigraphic division of the Carboniferous in the USCB (after Dembowski, 1972a; Jureczka, 1988; Kotas et al., 1988; supplemented by Jureczka, 2015)

Korelacja otworu Sucha Beskidzka IG 1 z profilami otworów Leńcze IG 1 i Potrójna IG 1 wskazuje na znaczne – ok. 160 m – skrócenie tektoniczne profilu karbonu (fig. 12), w tym – tej części profilu, w której występuje luka stratygraficzna na pograniczu utworów lądowych i paralicznych, o trudnym do

precyzyjnego określenia zasięgu. Sytuacja ta w znacznym stopniu utrudnia szczegółowe rozpozniomowanie stratygraficzne utworów karbonu, zwłaszcza przy bardzo ograniczonym zakresie rdzeniowania (w odcinku 446 m rdzeniowano 89 m, uzyskując 68 m rdzenia). Z tych powodów, wyznaczone głą-

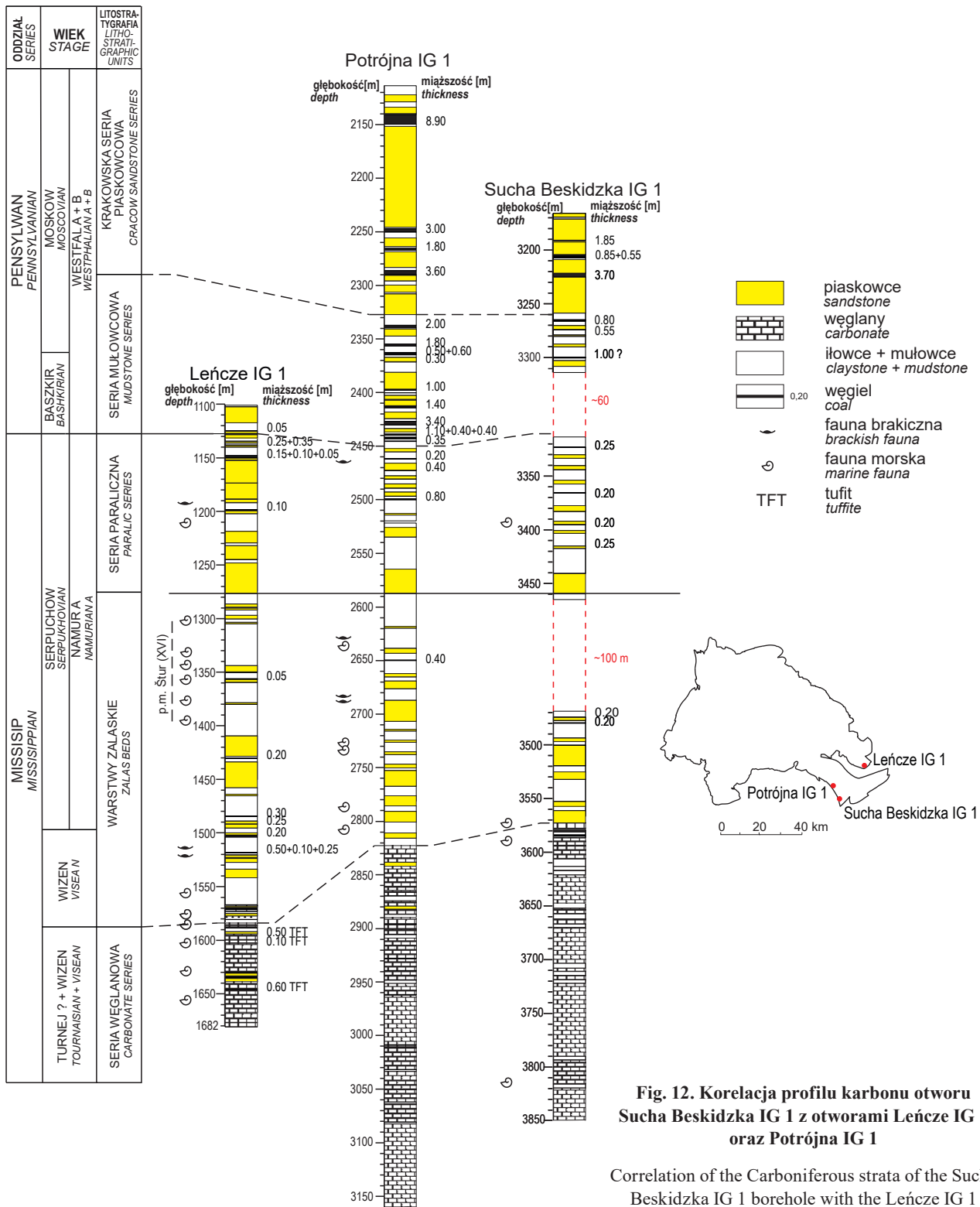


Fig. 12. Korelacja profilu karbonu otworu Sucha Beskidzka IG 1 z otworami Leńcze IG 1 oraz Potrójna IG 1

Correlation of the Carboniferous strata of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole with the Leńcze IG 1 and Potrójna IG 1 boreholes

bokości zalegania poszczególnych jednostek litostratygraficznych należy traktować jako przybliżone, a część z tych granic ma charakter tektoniczny. Ze względu na specyficzną budowę profilu litologicznego karbonu i powtarzające się cykliczne sekwencje utworów klastycznych, zwłaszcza drobnoklastycznych, nie ma też możliwości precyzyjnego wyznaczenia granic litostratygraficznych na podstawie profilowania geofizycznego. Wyjątkiem jest spągowa granica krakowskiej serii piaskowcowej. Analogicznie należy traktować przyporządkowanie chronostratygraficzne, które dodatkowo utrudnia brak badań biostratygraficznych (makro- i mikroflory oraz makrofauny), i które też w znacznej mierze wynika z korelacji z innymi otworami oraz z przyjętego odniesienia wiekowego jednostek litostratygraficznych w profilu karbonu GZW (fig. 12).

Przedstawiony w dalszej części opis poszczególnych jednostek litostratygraficznych karbonu nie obejmuje jego najstarszej części – serii węglanowej. W ujęciach litologiczno-stratygraficznych karbońska część serii węglanowej na ogół jest łączona z pozostałą częścią tej serii wieku środkowego i górnego dewonu. Podejście takie, zastosowane również w niniejszym opracowaniu, ma wymiar czysto praktyczny i wynika głównie z podobieństwa litologicznego, ale także z zakładanej, na ogół, ciągłości sedimentacji pomiędzy dewonem i karbonem oraz braku jednoznacznych dowodów na zaburzenie tej ciągłości, aczkolwiek takiej sytuacji nie można też wykluczyć, zwłaszcza w południowo-wschodniej części GZW. Przekłada się to również na określenie granicy pomiędzy utworami dewonu i karbonu. Na obszarze GZW i jego północno-wschodniego obrzeżenia, także w rejonie otworu Sucha Beskidzka IG 1, precyzyjne określenie granicy między utworami dewonu i karbonu oraz rozmiaru ewentualnych luk stratygraficznych jest wciąż dyskusyjne (m.in.: Kotas, 1982; Bełka, 1985, 1987; Buła, Krieger, 2004; Narkiewicz, 2005). Przykładem może być profil otworu Potrójna IG 1, w którym ta sama górna część serii węglanowej, została zaliczona przez Tomáš i Zajac (1996a, b) do dewonu górnego, a przez Jawora i Baran (2004) do karbonu dolnego. W niniejszym opracowaniu granicę utworów karbonu i dewonu przyjęto na głęb. 3614,00 m, a jej wyznaczenie szerzej jest opisane w rozdziale dotyczącym dewonu.

### Podstawowe cechy profilu karbonu bez serii węglanowej

W profilu karbonu otworu Sucha Beskidzka IG 1 bezpośrednio podłoże utworów węglonośnych budują dość zróżnicowane litologiczno-facjalnie morskie utwory warstw zalaskich, odpowiadające utworom fliszowym warstw malinowickich w zachodniej i centralnej części GZW. Powyżej, bez przerw w sedimentacji, zalega seria paraliczna, przy czym jej wykształcenie w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 znacznie odbiega od profilu tej serii w innych regionach GZW, ze względu na niemal całkowity brak morskich poziomów faunistycznych. Sedymencję węglonośną w warunkach wyłącznie lądowych reprezentują pozostałe dwie serie litostratygraficzne – seria mułowcowa i krakowska seria piaskowcowa. Utwory lądowe zalegają na osadach paralicznych z przerwą stratygraficzną, obejmującą górnośląską se-

rię piaskowcową i niższą część serii mułowcowej oraz górną część serii paralicznej. Jest to zasadnicza luka stratygraficzna w profilu utworów karbonu GZW, która była i jest żywo dyskutowana (m.in.: Gothan, 1952; Kotas, 1995). Na ten złożony układ stratygraficzny dodatkowo należy nałożyć wspomniany wyżej układ tektoniczny, powodujący w otworze znaczne skrócenia profilu karbonu.

Litologicznie utwory karbonu w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 (bez serii węglanowej) są zbudowane ze skał osadowych i są to głównie skały klastyczne, a w seriach węglonośnych także fitogeniczne (tab. 2). W niewielkim stopniu skały fitogeniczne występują również w warstwach zalaskich, a w spągowej części tych warstw prawdopodobnie także skały węglanowe. Pod względem występowania podstawowych typów litologicznych skał, przewiercony profil utworów karbonu wykazuje stosunkowo małe zróżnicowanie (analogicznie jak w innych otworach GZW), z wyjątkiem obecności skał fitogenicznych (węgli i łupków węglowych/sapropelowych), które wyróżniają głównie serie węglonośne. W GZW – także w rejonie otworu Sucha Beskidzka IG 1 – istotne zróżnicowanie litologiczne utworów karbonu odzwierciedla się natomiast w wielkości udziału poszczególnych typów litologicznych i ich rodzajów, co szczególnie jest widoczne w przypadku utworów fitogenicznych i piaskowcowych (tab. 2). Niestety, bardzo ograniczony zakres rdzeniowania i mała ilość uzyskanego rdzenia nie pozwala szczegółowo ocenić zróżnicowania litologicznego w poszczególnych jednostkach litostratygraficznych. Takich szczegółowych informacji nie można również pozyskać na podstawie badań geofizycznych. W szczególności odnosi się to do oceny zróżnicowania piaskowców pod względem uziarnienia, występowania zlepieńców oraz cienkich warstw węgla i łupków węglowych/sapropelowych, a także – rozdzielenia skał ilasto-mułowcowych. Niemniej jednak, biorąc pod uwagę wykształcenie profilu utworów karbonu w innych otworach we wschodniej części GZW, w tym m.in. w pełnordzeniowych otworach Chełmek IG 1 (Jureczka, 2018) i Poręba Żegoty IG 1 (Buła, 1984), przewiercających pełny profil utworów węglonośnych, należy przyjąć, że piaskowce o grubszym uziarnieniu (grubo- i bardzo gruboziarniste oraz różnoziarniste), a także zlepieńce, występują głównie w obrębie utworów lądowych, szczególnie w krakowskiej serii piaskowcowej. W serii paralicznej takie piaskowce występują sporadycznie, a w morskich utworach warstw zalaskich na ogół są nieobecne. Powodem tych różnic są zmiany facjalne i paleogeograficzne, jakie zachodziły w środowiskach sedimentacji w czasie deponowania osadów karbońskich GZW. Środowiska te były zróżnicowane lateralnie i zmieniające się w czasie, a wydzielane w profilu utworów karbonu jednostki litostratygraficzne odzwierciedlają w ogólnym ujęciu rozwój i zmiany sukcesji węglonośnej: od zanikania sedimentacji osadów morskich w środowiskach przybrzeżnych równin i delt, poprzez okres depozycji osadów paralicznych z ingresjami morza na obszary lądowe, na których następowała właściwa sedimentacja węglonośna, aż do całkowitego odcięcia wpływów morza i depozycji osadów lądowych głównie w warunkach rozległych równi aluwialnych rzek roztokowych i meandrujących, z licznymi torfowiskami.

Tabela 2

**Procentowy udział podstawowych typów litologicznych w profilu utworów karbonu (bez serii węglanowej)**

Percentage of the basic lithological types in the Carboniferous sediments (except Carbonate Series)

Seria Series	PSC	MLC, ILC	WEH/WES	WAP
KSP	87,2%	5,2%	7,65	—
SM	33,1%	62,6%	4,3%	—
SP	32,9%	66,5%	0,65	—
WZ	41,3%	58,3%	0,45	?

KSP – krakowska seria piaskowcowa; SM – seria mułowcowa; SP – seria paraliczna; WZ – warstwy zalaskie; PSC – piaskowce; MLC – mułowce; ILC – iłowce; WEH – węgiel humusowy; WES – węgiel sapropelowy; WAP – wapienie

KSP – Cracow Sandstone Series SM – Mudstone Series; SP – Paralic Series; WZ – Zalas Beds; PSC – sandstones; MLC – mudstones; ILC – claystones; WEH – humic coal; WES – sapropel coal; WAP – limestones

**Profil karbonu bez serii węglanowej**

**Warstwy zalaskie (?3460,5–3572,0 m, spąg wg rdzenia na 3568,0 m)**

Morskie utwory terygeniczne – litostratygraficznie określane we wschodniej części GZW jako warstwy zalaskie (Kotas, 1972) – występują w otworze Sucha Beskidzka IG 1 powyżej serii węglanowej do kontaktu z serią paraliczną. Genetycznie, osady tych warstw, często w uproszczeniu określanych jako „kulm”, reprezentują formację utworów diastroficznych typu fliszowego, przy czym we wschodniej części zagłębia utwory te wykazują istotne różnice w stosunku do centralnej i zachodniej części zagłębia, wynikające z depozycji w warunkach spływającego się morza w brzeżnych częściach basenu (Kotas, 1995). W profilu warstw zalaskich, również w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1, występują przejawy sedymentacji fitogenicznej w postaci cienkich warstw węgla, co świadczy o okresowych wynurzeniach oraz rozwoju roślinności w strefach brzegowych. Wiekowo, warstwy zalaskie obejmują górną część wizenu i dolną część serpuhowu (dolną część namuru A), a ich profil często rozdziela się na warstwy zalaskie dolne – wieku wizeńskiego i warstwy zalaskie górne – wieku namurskiego. Granicę stropową warstw zalaskich z utworami produktywnymi wyznacza poziom morski Štur (XVI), charakteryzujący się obfitą fauną morską.

W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1, warstwy zalaskie wydzielono głównie na podstawie wyników badań karotażowych i korelacji z innymi otworami, a w niewielkim stopniu, ze względu na bardzo ograniczone rdzeniowanie, także na podstawie cech litologiczno-facjalnych rdzenia. W profilu otworu, warstwy te występują od spągu piaskowcowego kompleksu, który może odpowiadać partii warstw sarnowskich w serii paralicznej, przy czym bezpośrednio poniżej prawdopodobnie występuje znaczne skrócenie tektoniczne, powodujące brak górnej części warstw zalaskich z poziomem morskim Štur (XVI). Nie można jednoznacznie określić, czy to skrócenie

obejmuje cały profil górnych warstw zalaskich wieku namuru A. W związku z tym, nie można też – nawet w przybliżeniu – określić granicy pomiędzy utworami serpuhowa (namur A) a utworami wizenu. Granicę spągową warstw zalaskich stanowi kontakt litologiczny między utworami iłowcowo-mułowcowymi a wapieniami niżej ległej serii węglanowej.

Litologicznie, warstwy zalaskie tworzą dość monotony kompleks skał ilasto-mułowcowo-piaszczystych (tab. 2). Na podkreślenie zasługuje występowanie dwóch cienkich warstw węgla o grubości 0,20 cm. Prawdopodobnie w profilu są również obecne skały węglanowe, analogicznie jak w otworze Leńcze IG 1, w którym w dolnej części warstw zalaskich stwierdzono kilka warstw wapieni organodetrytycznych o grubości do 0,8 m, a w partii spągowej o grubości do 1,7 m. Ślady tego rodzaju skał były stwierdzane w czasie bezrdzeniowego przewiercania odcinka warstw zalaskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1.

**Seria paraliczna (?3313,0–?3460,5 m)**

Utwory serii paralicznej (wg definicji Kotas, Malczyk, 1972) rozpoczynają profil utworów węglonośnych karbonu. Ich granicę spągową na obszarze GZW wyznacza strop niżejległych warstw malinowickich lub – we wschodniej części zagłębia – warstw zalaskich, definiowany występowaniem osadów poziomu morskiego Štur (XVI). Poziom ten, charakteryzujący się bardzo bogatym zespołem fauny, występuje również w utworach karbonu skrajnie południowo-wschodniej części GZW, np. w otworze Leńcze IG 1 (Musiał, Tabor, 1981) lub Potrójna IG 1. Nie został jednak stwierdzony w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1. Najprawdopodobniej ta część profilu została skrócona tektonicznie (fig. 12), a w związku z tym, przyjętą spągową granicę serii paralicznej należy traktować jako orientacyjną. Koniec sedymentacji paralicznej określa powierzchnia, na której leżą lądowe utwory węglonośne wyższej części karbonu. W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 granica stropowa tej serii ma charakter tektoniczny. Pod względem stratygraficznym, seria paraliczna w całości jest zaliczana do serpuhowu – namuru A.

W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 seria paraliczna została wydzielona głównie na podstawie wyników badań karotażowych i korelacji z innymi otworami. Ze względu na skrócenia tektoniczne i bardzo ograniczone rdzeniowanie nie ma możliwości rozpozniowania serii na ogniwa. Biorąc jednak pod uwagę wykształcenie serii paralicznej w innych otworach południowo-wschodniej części GZW, w tym szczególnie w otworze Leńcze IG 1, należy uznać, że w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 występuje tylko dolna część serii paralicznej, reprezentowana fragmentarycznie przez warstwy sarnowskie i florowskie (według podziału stratygraficznego dla północno-wschodniej części GZW – fig. 11).

Charakterystyczną cechą utworów paralicznych jest cykliczna budowa profilu składającego się ze skał klastycznych i fitogenicznych oraz występowanie osadów o wyraźnych wpływach okresowych zalewów morskich lub deponowanych w warunkach przybrzeżnych (brachicznych). W profilu serii paralicznej otworu Sucha Beskidzka IG 1 w jednym z odcinków rdzeniowanych stwierdzono faunę morską (głęb. ok. 3390,0–3393,0 m), reprezentowaną przez małże, ramienio-

nogi, goniatyty i jeżowce; niestety fauna ta nie została oznaczona. Prawdopodobnie poziom ten odpowiada jednemu poziomowi morskemu w profilu serii paralicznej w otworze Leńcze IG 1 (fig. 12), aczkolwiek nie można też całkowicie wykluczyć, że jest to częściowy ekwiwalent poziomu morskogo Štur (XVI), a w takim przypadku orientacyjnie przyjęta spągowa granica serii paralicznej przebiegałaby wyżej. Brak rdzenia, brak badań biostratygraficznych oraz skrócenia tektoniczne nie pozwalają tej sytuacji jednoznacznie rozstrzygnąć. Pod względem litologicznym, przyjęty w otworze Sucha Beskidzka IG 1 profil serii paralicznej budują w większości utwory mułowcowo-ilaste – 66,5% (tab. 2). Udział skał fitogenicznych jest niewielki i wynosi ok. 0,6%. W profilu stwierdzono cztery cienkie warstwy o grubości 0,20–0,25 m. Tak niska węgloność profilu serii paralicznej występuje również w pobliskich otworach Leńcze IG 1 i Potrójna IG 1 (fig. 12).

### **Seria mułowcowa (3263,0–3313,0 m)**

W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1, powyżej serii paralicznej występują osady karbonu deponowane wyłącznie w warunkach lądowych, które rozpoczynają utwory serii mułowcowej (Porzycki, 1972). Prawdopodobnie jest to tylko stropowa partia tej serii, obejmująca górną część warstw orzeskich s.s. (moskow – westfal B). We wschodniej części GZW osady serii mułowcowej zalegają przekraczając na różnych ogniwach serii paralicznej, a spągową granicę serii stanowi powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej i stratygraficznej. W przypadku otworu Sucha Beskidzka IG 1 kontakt z serią paraliczną ma charakter tektoniczny. Skrócenie tektoniczne tej części profilu karbonu wynosi prawdopodobnie ok. 60 m i przypada na odcinek profilu, w którym przebiega luka stratygraficzna na kontakcie utworów lądowych i paralicznych. W związku z tym, trudno precyzyjnie określić zasięg stratygraficzny skrócenia tektonicznego w stosunku do zasięgu luki stratygraficznej. Nie mniej jednak, porównując profile otworu Sucha Beskidzka IG 1 i Potrójna IG 1, z wysokim prawdopodobieństwem można stwierdzić brak w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 odcinka profilu serii mułowcowej z kilkoma pokładami węgla, który występuje w interwale 2400,0–2450,0 m w otworze Potrójna IG 1 (fig. 12). Nie podlega natomiast wątpliwości granica stropowa serii, którą wyznacza poziom ostrej zmiany litologicznej, na kontakcie z utworami krakowskiej serii piaskowcowej.

**Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK**

## WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Utwory karbonu występujące w profilu wiercenia Sucha Beskidzka IG 1 dzielą się na pensylwan – westfal B (3168,0–3313,0 m) i missisip – namur A, (3313,0–3460,5 m), wizen – namur A (3460,5–3568,0 m) ?turnej–wizen (3568,0–3614,0 m). W stropie karbonu w interwale głęb. od 3168,0–3263,0 m występują osady klastyczne z pokładami węgla zaliczane do poziomu piaskowca arkozowego. Dla tych utworów, przy dokumentowaniu otworu Sucha Beskidzka IG 1 nie przepr-

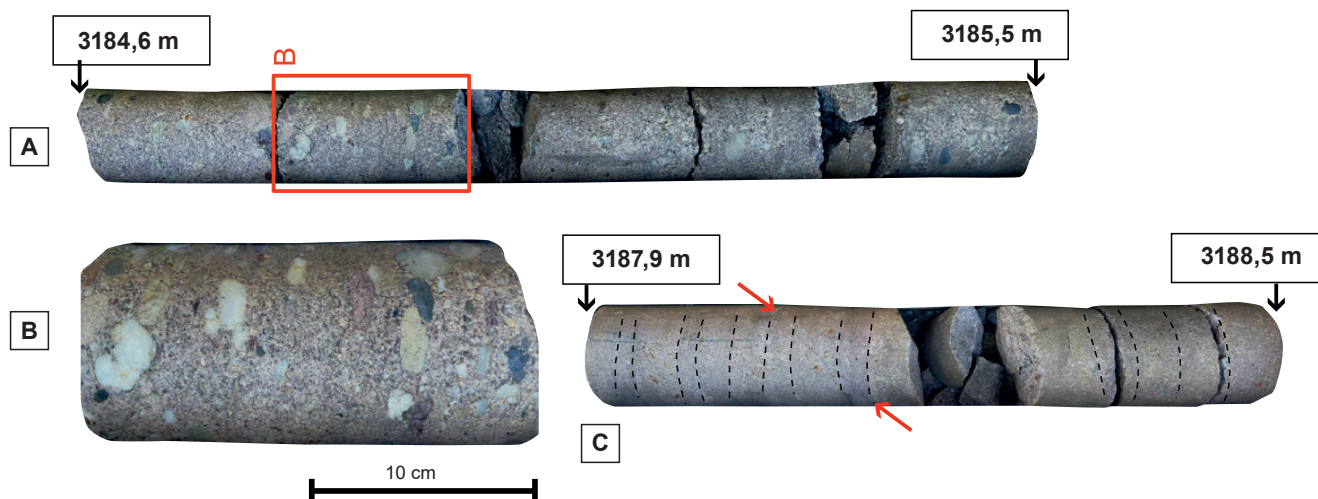
litologicznie seria mułowcowa jest wykształcona monotonnie z charakterystyczną cyklicznością skał osadowych. Przeważają skały drobnoklastyczne – mułowce i ilowce, które stanowią 62,6% profilu (tab. 2). Udział piaskowców wynosi 33,1% i są to głównie piaskowce drobnoziarniste, rzadziej – średnioziarniste. Węgloność serii nie jest zbyt wysoka – 4,3%, przy czym węgloność ta nie jest reprezentatywna ze względu występowanie w profilu otworu tylko stropowego odcinka serii, o ograniczonej tektonicznie miąższości. W odcinku tym występują 2 lub 3 (?) pokłady węgla o grubości 0,55–1,00(?) m.

### **Krakowska seria piaskowcowa (3168,0–3263,0 m)**

Krakowska seria piaskowcowa (Dembowski, 1972b) kończy sekwencję lądową karbonu produktywnego. W profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 jest reprezentowana tylko przez dolną część serii – warstwy łaziskie. Prawdopodobnie jest to spągowy odcinek warstw łaziskich, poniżej pokładu 209, stratygraficznie należący do moskow – westfal B. Stropową granicę serii stanowi kontakt z utworami triasowymi. Granica spągowa serii jest ostra, najprawdopodobniej erozyjna, której towarzyszy zmiana facjalna, charakteryzowana pojawieniem się w profilu gruboziarnistych utworów koryt rzecznych (piaskowców arkozowych i zlepieńców) warstw łaziskich. Granica ta została wyznaczona na podstawie badań geofizycznych.

Krakowska seria piaskowcowa różni się kontrastowo wykształceniem litologicznym od niżej ległej serii mułowcowej. W litologii serii zdecydowaną przewagę mają utwory gruboklastyczne: piaskowce (w tym gruboziarniste), piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce (fig. 13), których łączny udział, według danych z wiercenia, wynosi 87,2% miąższości serii (tab. 2). W rzeczywistości udział ten jest nieco niższy, nie uwzględnia skał drobnoklastycznych z odcinków bezrdzeniowych, ogólnie opisanych jako „piaskowiec z wkładkami mułowca i ilowca”, bez podania miąższości tych wkładek. Również przy pokładach węgla, zwłaszcza w ich spągu, należy założyć występowanie skał ilastych. Nie mniej jednak, biorąc pod uwagę litologię krakowskiej serii piaskowcowej w innych otworach wschodniej części GZW można założyć, że udział skał piaskowcowo-zlepieńcowych jest nie mniejszy niż 80%. Węgloność przewierconego odcinka serii jest dość wysoka – 7,2%. Występują tu 4 pokłady węgla o miąższości od 0,55–3,70 m.

wadzano badań petrograficznych. Poniżej, do głęb. 3572,0 m występują mułowce z wkładkami piaskowców. Poniżej, do głębokości 3614,0 m występują utwory ?turnej–wizen. Utwory węglanowe pojawiają się w spągu karbonu. Karbońskie skały węglanowe to głównie wapienie organodetrytyczne, mikrytowe w dole wydzielenia przechodzące w wapienie gruzłowe, dolomityczne. Niektóre z wapieni wykazują wyraźną dominację wybranych szczątków organogenicznych,



**Fig. 13. Krakowska seria piaskowcowa**

**A** – rdzeń 75 (skrzynka nr 555), 3184,6–3185,5 m. Fragment serii piaskowcowo-zlepieńcowatej. Piaskowce bardzo gruboziarniste oraz zlepieńce drobnoziarniste, spoiwo typu matriks grubopiaszczyste, kwarcowo-skalieniowe. Całościowo materiał jest źle wysortowany. Ziarna frakcji żwirowej generalnie o średnicy ziarna poniżej 10 mm, z pojedynczymi ziarnami ponadwymiarowymi do 30 mm średnicy, nieobtoczone do bardzo dobrze obtoczone, najczęściej źle i umiarkowanie dobrze obtoczone, rozproszone w obrębie frakcji piaszczystej, ziarna ponadwymiarowe rozmieszczone bezładnie. W składzie frakcji żwirowej przeważają ziarna kwarcu mlecznego i bezbarwnego oraz szarego, ponadto ziarna skaleni zwietrzałych, litoklasty piaskowców bardzo drobnoziarnistych czerwono-brunatnych i brunatnoszarych, fragmenty skał zielonawo-ciemnoszare, szaro-czarne i różowo-brunatne (?skały wulkaniczne, w tym porfir, ?bazalt oraz magmowe), litoklasty mułowców brunatno-wiśniowych, syderytów ilastych szarobrunatnych. **B** – zbliżenie na teksturę i skład petrograficzny piaskowca zlepieńcowatego z figury 19A. **C** – rdzeń 75 (skrzynka nr 558), 3187,9–3188,5 m. Piaskowiec średnio- do bardzo gruboziarnisty, warstwowany przekątnie wielkoskalowo, dobrze wysortowany, z pojedynczym spękaniem skośnym do boczniczy rdzenia (czerwone strzałki)

#### Cracow Sandstone Series

**A** – core 75 (box no. 555), 3184.6–3185.5 m. A part of sandstone-conglomeratic succession composed of feldspathic, poorly-sorted very coarse-grained sandstones and fine-grained conglomerates. Gravel-sized grains are angular to well-rounded, most commonly sub-angular or sub-rounded, dispersed in sandy matrix, generally less than 10 mm in diameter, but single oversized clasts attain up to 30 mm; oversized clasts are randomly distributed. The psephitic fraction consists mostly of milky, transparent and grey quartz grains; moreover, weathered feldspars, various lithoclasts represented by: reddish-brown and brownish-grey very fine-grained sandstones, brownish-cherry mudstones and greyish-brown clay siderite, as well as fragments of greenish-dark grey, greyish-black and pinky-brown rocks, possibly volcanic and igneous ones, were identified. **B** – a close-up of the texture and composition of gravelly sandstone in the Figure 19A. **C** – core 75 (box no. 558), 3187.9–3188.5 m. Medium- to very coarse-grained, well-sorted cross-stratified sandstone, cut by single oblique fracture (red arrows)

stąd określone zostały jako wapienie otwornicowe lub kry-noidowo-ramienionogowe. W pojedynczych przypadkach wapienie wykazywały struktury mat glonowych (stromato-

litowe). W niektórych próbach stwierdzono obecność pirytu, minerałów tlenowych żelaza (hematyt, limonit), stref silifikacji lub materiału detrytycznego (kwarc, drobne litoklasty).

## TRIAS

Piotr SIWEK

### WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE TRIASU

Najmłodszym wydzieleniem podłoża platformowego Karpat nawierconym przez otwór Sucha Beskidzka IG 1, należącem do pokrywy osadowej bloku górnośląskiego jest niewielkiej miąższości czerwono-brunatna, bezwapnista seria piaskowcowo-zlepieńcowo-mułowcowa. Została ona zaliczona za Morycem (2005, 2014) do triasu dolnego, facjalnie najprawdopodobniej odpowiada ona jednostce dolnego pstrego piaskowca. Według pomiarów geofizycznych, serię tę nawiercono na głęb. 3145,0–3168,0 m. Jej miąższość, wyno-

sząca jedynie 23 m, stanowi pozostałość pokrywy osadowej o pierwotnie znacznie większej miąższości, zredukowanej erozyjnie w późniejszych okresach geologicznych.

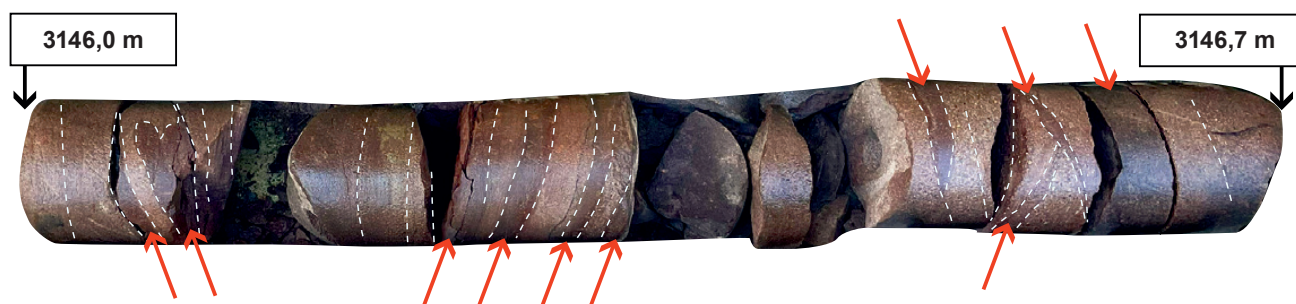
Strop i spąg utworów triasu stanowią powierzchnie erozyjne, stanowiące zapis długotrwałych luk stratygraficznych. Skały triasu zalegają bezpośrednio na zredukowanej erozyjnie karbońskiej krakowskiej serii piaskowcowej wieku moskow (westfal B), i są przykryte utworami spływów rumoszowych i ześlizgów grawitacyjnych formacji z Suchoj wie-

ku dolny miocen (karpat). Seria osadowa zaliczona do triasu jest zbudowana w przeważającej części z piaskowców cienko- do gruboławicowych, bardzo drobno- do bardzo gruboziarnistych, w tym zlepieńcowatych, warstwowanych przekątnie wielkoskalowo lub płaskorównoległe, podrzędnie masywnych, o różnym stopniu wysortowania (fig. 14). Petrograficznie są to arenity lub waki subarkozowe oraz arkozy o spoiwie ilasto-żelazistym. Ławice piaskowców posiadają erozyjne spągi. Są one amalgamowane lub rozdzielone bardzo cienkimi warstwami mułowców bezwapnionych, głównie o charakterze draperii mułowych (ang. *mud drapes*) – są to warstwy świadczące o okresowych spadkach energii przepływu w środowiskach rzecznych lub pływowych, tworzące się w warunkach braku przepływu lub przy bardzo niskich prędkościach prądu, poprzez wypadanie najdrobniejszej frakcji z zawiesiny, w ten sposób „oblekającej” wcześniej powstałe wysokoenergetyczne formy dna (diuny, warstwowanie przekątne rynnowe dużej skali, ripplemarki). Draperie mułowe często wykazują przebieg skośny do bocznic rdzenia, nawiązujący tym samym do przekątnie warstwowanych piaskowców, posiadają nierówne, erozyjne górne granice, jak również wykazują oboczne erozyjne wyklinowania (fig. 14). Materiał frakcji żwirowej w piaskowcach ma maksymalnie 20 mm średnicy i występuje jako smugi w interwałach warstwowanych lub jako pojedyncze, rozproszone ziarna ponadwymiarowe, w jej składzie przeważają ziarna kwarcu oraz skaleni.

Czerwono-brunatne zabarwienie całej opisywanej serii wskazuje na jej powstanie w środowisku lądowym. Opisywane litofacje reprezentują środowisko sedimentacji rzecznej, prawdopodobnie rzek roztokowych, zlokalizowanych

względnie w niedużej odległości od stref źródłowych, na co wskazuje domieszka frakcji żwirowej. Są to utwory korytowe, powodziowe, na co wskazują erozyjne granice ławic oraz powszechność wielozestawów warstwowań przekątnych dużej skali, prawdopodobnie rynnowych, z niewielkim udziałem sedimentacji drobnoziarnistej.

Zgodnie z analizami paleogeograficznymi (Szyperko-Teller, 1997) obszar okolic Suchej Beskidzkiej znajdował się w strefie przejściowej między tzw. wypiętrzeniem sudecko-małopolskim, stanowiącym obszar alimentacyjny dla znajdującego się na południowym wschodzie obniżenia krakowsko-tarnowskiego, zdominowanego przez sedimentację rzeczno-lądową. Pierwotna, szacunkowa miąższość osadów dolnego pstrego piaskowca mogła osiągnąć w rejonie na południe od Krakowa nawet kilkaset metrów. Obecnie maksymalna miąższość utworów triasu dolnego stwierdzona otworami na bloku górnośląskim w rejonie Suchej Beskidzkiej wynosi 379 m (Jachówka 1). Utwory dolnego triasu poza otworami Sucha Beskidzka IG 1 i Jachówka 1, zostały stwierdzone w otworach Zawoja 1 (33 m), Trzebnia 2 (90 m) oraz Tokarnia 1 (10 m) (Moryc, 2014). Zróżnicowanie miąższości utworów dolnego triasu w nieodległych od siebie otworach jest w pierwszej kolejności efektem późniejszej, nierównomiernej redukcji erozyjnej utworów platformy europejskiej, mającej związek z wzajemnymi ruchami pionowymi sąsiadujących ze sobą segmentów podłoża, a w mniejszym stopniu z pierwotnymi zmianami miąższości pstrego piaskowca. W odległości 15–20 km na NE od analizowanego obszaru, w obrębie tzw. bloku Liplasz–Tarnawa, utwory terygeniczne permu i triasu rejonu Karpat i ich przedgórzia osiągają największą miąższość ok. 650 m (Moryc, 2014).



**Fig. 14. Czerwono-brunatna seria piaskowcowo-mułowcowa dolnego triasu (facja pstrego piaskowca)**

Rdzeń 74 (skrzynka nr 540), głęb. 3146,0–3146,7 m. Pakiet piaskowcowo-mułowcowy warstwowany przekątnie wielkoskalowo, z licznymi erozyjnymi kontaktami piaskowiec-mułowiec. Piaskowce są różnoziarniste, bardzo drobno- do bardzo gruboziarniste. Warstwy mułowca (czerwone strzałki) o charakterze draperii mułowych, często o erozyjnie zredukowanej miąższości. Sukcesja skalna barwy brunatno-czerwonej, bezwapnista, reprezentująca facje lądowe. Litologiczny odpowiednik czerwono-brunatnych piaskowców tworzących olistolity w obrębie formacji z Suchej

#### Reddish-brown sandstone-mudstone succession of Lower Triassic (Buntsandstein facies)

Core 74 (box no. 540), depth 3146.0–3146.7 m. Cross-stratified sandstone-mudstone succession with numerous erosional contacts. Sandstones shows various grain sizes, and these are very fine- to very coarse-grained. Mudstone interbeds (red arrows) are a type of mud drapes, often with erosionally reduced thickness. A rock succession is brownish-red, non-calcareous, and represents subaerial facies. This is lithological equivalent of reddish-brown sandstones forming a few olistoliths within Sucha Formation

**Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK**

## WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH UTWORÓW TRIASU DOLNEGO

Z utworów zaliczanych do triasu dolnego pobrano tylko dwie próby do badań petrograficznych. Reprezentują słabo wysortowane piaskowce o spoiwie ilastym, kontaktowym.

Dominują ziarna kwarcu. Zawartość skaleni dochodzi do 10% obj. W spoiwie skały jest pospolity hematyt. Struktura piaskowców jest psamitowa, tekstura bezładna.

## NEOGEN

**Małgorzata GARECKA, Piotr SIWEK**

### WYKSZTAŁCENIE UTWORÓW MIOCEŃSKICH W OTWORZE SUCHA BESKIDZKA IG 1

#### Wstęp

Miocen w otworze Sucha Beskidzka IG 1 tworzy sukcesję o łącznej miąższości ok. 1090 m (w interwale głęb. 2055,0–3145,0 m). Tworzyła się ona jako molasa, wypełniająca basen przedgórski jakim było zapadlisko przedkarpackie. Utwory miocenu w omawianym otworze występują w dwóch odmiennych kontekstach tektoniczno-sedymentacyjnych: jako autochtoniczne osady zalegające w pierwotnej pozycji oraz jako kompleks allochtoniczny związany z nasunięciem Karpat. Położenie otworu w strefie frontowej płaszczowin karpackich umożliwia prześledzenie obu tych pakietów.

Najstarszą część sukcesji miocenijskiej tworzą autochtoniczne osady zapadliska przedkarpackiego, zdeponowane przed główną fazą nasuwania Karpat. Miocenijski kompleks autochtoniczny (głęb. 2366,5–3145,0 m) o miąższości ok. 778,5 m obejmuje zróżnicowane facje klastyczne — od masywnych diamiktytów, mułowców zapiaszczonych oraz iłowców zawierających lokalne olistolity czarnych iłowców kredowego fliszu w partii spągowej (głęb. 3020,0–3145,0 m), poprzez gruboławicowe piaskowce i zlepieńce w środkowej części profilu, aż po drobnoziarniste heterolity mułowcowo-piaskowcowe w stropie. Taki układ litofacji odzwierciedla przejście od warunków proksymalnych, związanych z dostawą gruboklastycznego materiału z wyniesienia karpackiego, ku bardziej spokojnym środowiskom sedymentacji środkowomiocenijskiej.

Powyżej powierzchni nasunięcia występuje kompleks allochtoniczny (głęb. 2055,0–2366,5 m) o miąższości ok. 311,5 m, zbudowany z przemieszczonych i zdeformowanych utworów miocenijskich. Osady te wykazują cechy deformacji związanej z działalnością frontu nasuwczego Karpat: lokalne strefy ścięć, zniekształcone warstwowanie, spękania oraz nieciągłości litologiczne wynikające z przemieszczania pakietów osadów. Stopień deformacji wskazuje na transport i rotację bloków osadów miocenijskich podczas postępującego nasuwania płaszczowin karpackich. Kompleks ten reprezentuje typowy „allochtoniczny miocen”, charakterystyczny dla strefy przedpola Karpat.

Charakterystyczną cechą profilu Sucha Beskidzka IG 1 jest powtórzenie tych samych jednostek litostratygraficznych

– takich jak formacja ze Skawiny i formacja z Dębowca – najpierw w części autochtonicznej, a następnie w allochtonicznej. Ich dwukrotne występowanie wynika z faktu, że te osady zostały najpierw zdeponowane w zapadlisku przedkarpackim, a następnie część z nich została przemieszczona i zdeformowana podczas nasuwania płaszczowin karpackich. Obecność w jednym profilu zarówno utworów zachowanych w pierwotnej pozycji, jak i ich tektonicznie przemieszczonych odpowiedników czyni otwór Sucha Beskidzka IG 1 kluczowym punktem odniesienia dla rekonstrukcji ewolucji zapadliska przedkarpackiego oraz strefy nasuwczej Karpat.

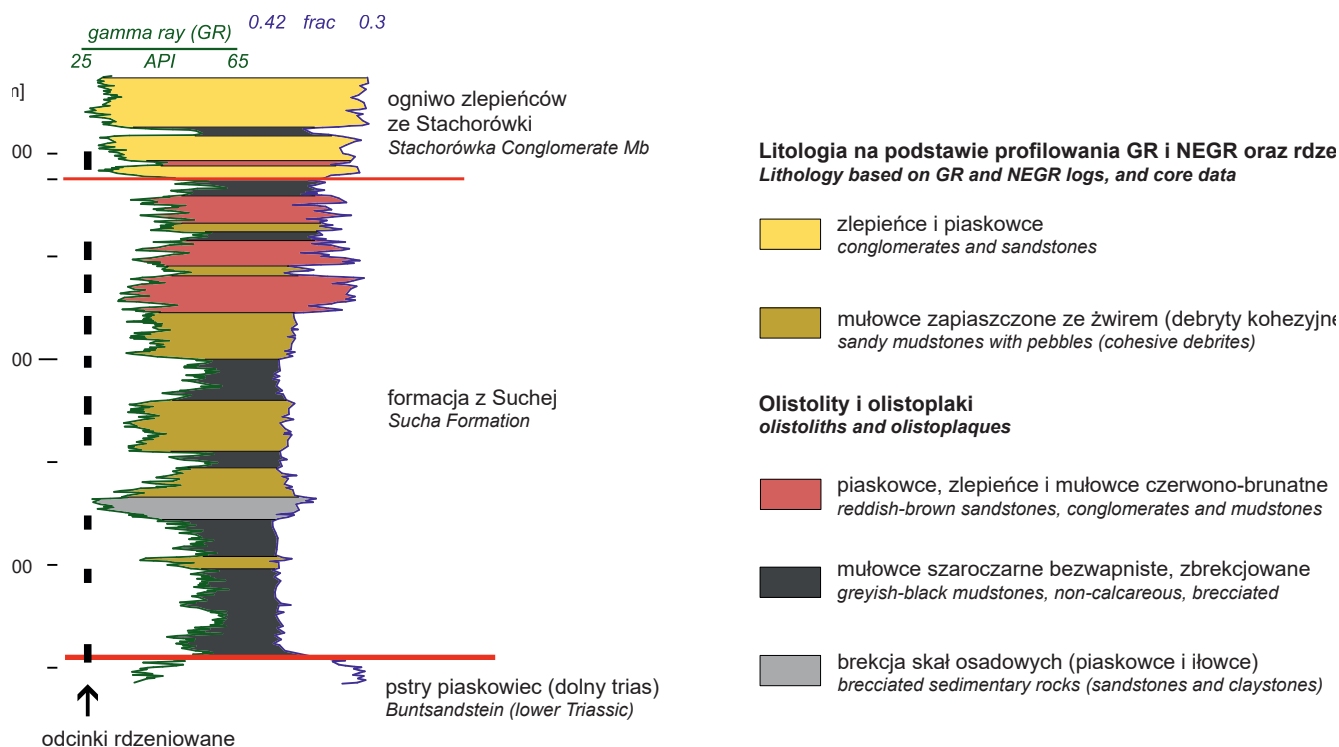
#### Litologia – miocen autochtoniczny i allochtoniczny

##### Formacja z Suchej

Według zaproponowanego w niniejszym opracowaniu podziału litostratygraficznego (fig. 3) kompleks olistostromowy formacji z Suchej w otworze Sucha Beskidzka IG 1 obejmuje interwał głęb. 2912,5–3142,8 m (fig. 15). W spągu formacji z Suchej w omawianym otworze występują utwory dolnego triasu (fig. 3), a w stropie - utwory formacji stryszawskiej należące do ogniwa zlepieńców ze Stachorówki (Garecka i in., 1996).

W literaturze geologicznej pojęcie „formacja suska” zostało użyte przez Ślączkę (1977) dla utworów miocenijskich zajmujących najniższą pozycję w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 (głęb. 2901,0–3168,0 m). Oprócz otworu Sucha Beskidzka IG 1 utwory te opisano w wierceniach: Zawoja 1 (głęb. 4407,0–4666,0 m), Lachowice 1 (głęb. 3740,0–3952,0 m) oraz Lachowice 2 (głęb. 3403,0–3597,0 m). Największą miąższość utworów tej formacji osiągają w rejonie Zawoja–Sucha (240–260 m). Według Laskowicz (1997) utwory o wykształceniu litologicznym typowym dla formacji z Suchej w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 obejmują interwał głęb. 2980,0–3168,0 m, natomiast utwory zalegające na głęb. 2901,0–2980,0 m (według Ślączi również należące do formacji z Suchej) litologicznie przypominają zlepieńce ze Stachorówki i powinno się je włączyć do tego ogniwa (jako część formacji ze Stryszawy).

Według Ślączi (1977) utwory formacji z Suchej powstały w środowisku kontynentalno-brakicznym. Zdaniem Moryca



**Fig. 15. Interpretacja litologii w profilu formacji z Suchej (głęb. 2912,5–3145,0 m) na podstawie profilowania GR i NEGR oraz zapisu rdzeniowego**

W obrębie formacji z Suchej wyróżniono szereg olistolitów i/lub olistopłak pochodzenia karpackiego (mułowce szaroczarne, bezwapniste oraz brekcje) oraz platformowego (piaskowce, zlepieńce i mułowce czerwono-brunatne, prawdopodobnie reprezentujące dolnotriasowe facje pstrego piaskowca, rozdzielone osadami spływów rumoszowych (ang. *debris flow deposits*))

Lithological interpretation of the Sucha Formation (depths 2912.5–3145.0 m) on the basis of GR and NEGR geophysical logs, as well as cores

The Sucha Fm contains a few olistoliths and/or olistoplaques derived from Outer Carpathian orogen (greyish-black, non-calcareous mudstones and sedimentary breccias) and European Platform (reddish-brown sandstones, conglomerates and mudstones, most probably representing lower Triassic facies (Buntsandstein), embedded into cohesive debris flow deposits)

(2005) oraz Oszczycki (2001) utwory tej formacji są olistopłaką, powstałą w ottnangu?–karpacie, która oderwała się od czoła górotworu karpackiego i zsunęła do mioceńskiego zbiornika. Występujące w obrębie tej formacji olistolity (z otworu Zawoja 1) przypominają warstwy wierzowskie i lgockie płaszczowin podśląskiej i śląskiej oraz łupki spaskie płaszczowiny skolskiej (Oszczycko, 1997). Wójcik in. (1996, 1999) sugeruje występowanie utworów formacji z Suchej na powierzchni w rejonie Andrychowa (olistostromy z potoku Domaczka).

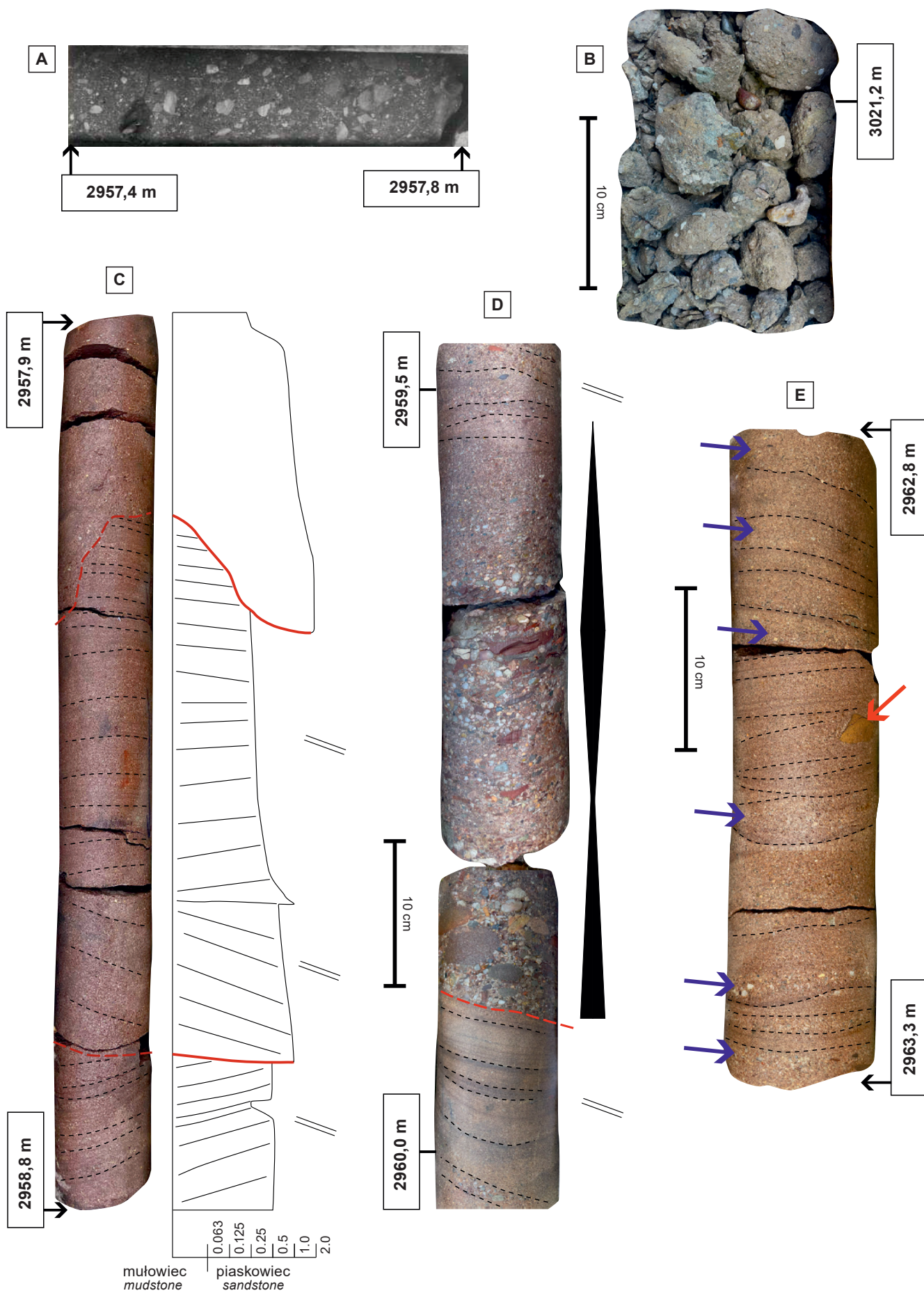
Spągowa część formacji z Suchej jest wykształcona jako czarne i ciemnoszare łupki i iłowce częściowo spirytywane z siewką roślinną i szczątkami fauny oraz iłowce sydereytyczne (Laskowicz, 1997). Sporadycznie pojawiają się ławice piaskowców i zlepieńców. Powyżej w profilu występuje 200 metrowy kompleks określony przez Ślączkę (1977) jako olistostroma fliszowa. W masie mułowca najczęściej piaszczystego lub łyszczykowego o barwie ciemnoszarej, szarozielonej, do czarnej występują różnej wielkości słabo lub średnio obtoczone otoczaki i okruchy skał (wielkości od kilku milimetrów do kilku centymetrów) (fig. 16A, B). Wśród nich dominują kwarcy, jasnoszare i ciemnoszare piaskowce,

piaskowce kwarcytyczne, pstre margle, iłowce i mułowce, wapienie beżowe i jasnobieżowe, brunatne i czerwobrunatne sydereyty. Lokalnie można obserwować w mułowcu zluźrowania.

Występujące na głęb. 3074,0–3081,5 m mułowce z nielicznymi okrucami zielonawych margli i czarnych lustrowanych iłowców są utworami o charakterze ostrokrawędzistej brekcji (fig. 9).

W górnej części profilu mułowce są rozdzielone przez czerwobrunatne piaskowce o spoiwie krzemionkowo-ilałym, przechodzące niekiedy w zlepieńce (fig. 16C–E). W piaskowcach jest obserwowana normalna gradacja ziarna, warstwowanie jest podkreślone ciemniejszym materiałem ilym, płaskorównoległe, czasem faliste, przekątne. W piaskowcach i zlepieńcach dominuje kwarc, rzadziej występują iłowce brunatne, piaskowce szare, zielonkawe, skalenie, skupienia czarnej substancji węglistej (fig. 16D). Stropowa część formacji z Suchej jest wykształcona jako czerwone bezwapniste piaskowce i łupki oraz zlepieńce z wkładkami różnoziarnistych piaskowców.

Obecność w utworach formacji z Suchej zespołu zawierającego mikrofaunę kredy dolnej sugeruje pochodzenie mate-



**Fig. 16. Formacja z Suchej**

**A** – rdzeń 66 (skrzynka nr 463), głęb. 2957,4–2957,8 m. Mułowiec zapiaszczony z muskowitem oraz licznymi klastami frakcji żwirowej, typu diamiktytu (debryt kohezyjny), wapienisty, bezstrukturalny, masywny, materiał niewysortowany. Zdjęcie archiwalne. **B** – rdzeń 69 (skrzynka nr 493), głęb. 3021,15–3021,3 m. Mułowiec zapiaszczony z muskowitem oraz licznymi klastami frakcji żwirowej, typu diamiktytu (debryt kohezyjny). W składzie frakcji żwirowej przeważają litoklasty iłowców: pstrych, zielonych i czerwonych, szaroczarnych, zielonawo-ciemnoszarych, piaskowców: brunatnoszarych, zielonawoszarych, beżowo-jasnoszarych, czerwono-wiśniowych oraz kwarcie białe, mleczne i szare. **C–E** – fragmenty serii czerwono-brunatnych piaskowców i zlepieńców tworzących jeden z olistolitów podłoża platformowego w obrębie formacji z Suchej. **C** – rdzeń 66 (skrzynka nr 464), głęb. 2957,9–2958,8 m. Piaskowce gruboławicowe, średnio- i gruboziarniste do zlepieńcowatych, bezwapniste, czerwono-brunatne, kwarcowo-skalieniowe, z normalną gradacją ziarna i erozyjnymi spągami. Piaskowce są warstwowane przekątnie wielkoskalowo lub masywne. **D** – rdzeń 66 (skrzynki nr 465 i 466), głęb. 2959,5–2960,1 m. Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane przekątnie wielkoskalowo ścięte erozyjnie przez zlepieniec o normalnym a wyżej symetrycznym uziarnieniu frakcyjnym, szybko przechodzący w warstwowany piaskowiec. W składzie frakcji psefitowej są obecne otoczki kwarcu białego i miodowego, skalenie, litoklasty piaskowców zielonoszarych, szarobrunatnych, żółtobeżowych, płaskie litoklasty iłowców brunatnowiśniowych, do 70 mm długości, oraz zielonawoczarnych, podrzędnie litoklasty piaskowców gruboziarnistych, kwarcowych oraz wapieni/wapieni marglistych jasnobieżowych i szarych. **E** – rdzeń 66 (skrzynka nr 469), głęb. 2962,8–2963,3 m. Piaskowce średnio- i gruboziarniste, warstwowane przekątnie wielkoskalowo, ze smugami i horyzontami wzbogaconymi w frakcję psefitową (niebieskie strzałki) oraz pojedynczym ziarnem ponadwymiarowym (czerwona strzałka)

#### Sucha Formation

**A** – core 66 (box no. 463), depth 2957.4–2957.8 m. Gravelly sandy mudstone with muscovite, diamictite-type deposit of cohesive debris flow; calcareous, unstructured, massive and unsorted. Archival photo. **B** – core 69 (box no. 493), depth 3021.5–3021.3 m. Gravelly sandy mudstone with muscovite, diamictite-type deposit of cohesive debris flow. The pebble- and gravel-sized lithoclasts mostly represent variegated (green and red), greyish-black and greenish-dark grey claystones, and brownish-grey, greenish-grey, beige-light grey and red-cherry sandstones, as well as white, milky and grey quartz grains. **C–E** – fragments of reddish-brown sandstone-conglomeratic succession constituting one of the olistoliths of the Sucha Fm, derived from the European Platform. **C** – core 66 (box no. 464), depth 2957.9–2958.8 m. Thick-bedded, medium- and coarse-grained sandstones and pebbly sandstones, non-calcareous, red, composed of quartz and K-feldspars, with erosional bases, normally-graded, cross-stratified and massive. **D** – core 66 (boxes nos 465 and 466), depth 2959.5–2960.1 m. Fine-grained cross-stratified sandstone truncated by normally-to-symmetrically-graded conglomerate which rapidly grades upward into stratified sandstone. The psephitic fraction is composed of white and honey-yellow quartz grains, K-feldspars, fragments of greenish-grey, greyish-brown and yellowish-beige sandstones, flattened lithoclasts of brownish-cherry and greenish-black claystones up to 70 mm long; lithoclasts of coarse-grained quartzose sandstones, light beige and grey limestones/marly limestones occur subordinately. **E** – core 66 (box no. 469), depth 2962.8–2963.3 m. Medium- and coarse-grained cross-stratified sandstones with streaks and layers enriched in granule- and pebble-sized grains (yellow arrows), and individual outsized lithoclasts (red arrow)



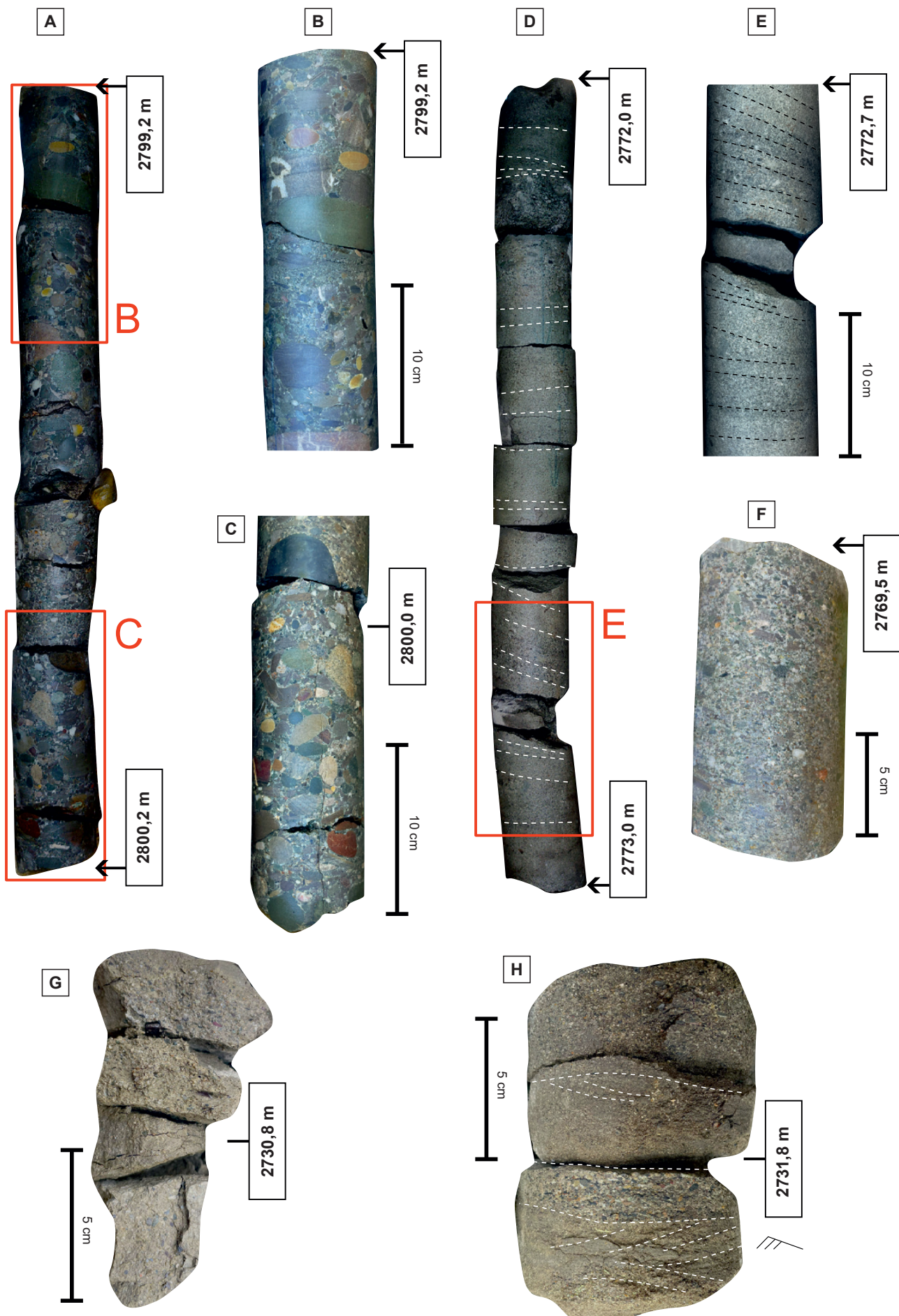
riału z Karpat fliszowych, a skład petrograficzny wskazuje jako źródło materiału klastycznego także podłoże platformowe. Wiek tej formacji w otworze Sucha Beskidzka IG 1 ze względu na bardzo skromny materiał mikrofaunistyczny nie został określony jednoznacznie (Strzępka, 1981). Mikrofauna otwornicowa wskazuje na najniższy karpata lub ottang, ewentualnie jeszcze niższe piętra miocenu dolnego (Strzępka, 1977, 1981). Zespoły otwornicowe wykazują analogie do zespołów opisanych z wyższej części warstw krośnieńskich (Olszewska, w: Garecka i in., 1996). Zidentyfikowany oligoceński gatunek *Globigerina ampliapertura* Bollii występujący w warstwach krośnieńskich potwierdza te sugestie. Cechą charakterystyczną zespołu opisanego przez Olszewską (w: Garecka i in., 1996) jest wyraźny udział gatunków wieku kredowego i paleogeńskiego (paleocen-wczesny eocen) redeponowanych z fliszu. Obecność w zespole nanoplanktonu wapiennego gatunków *Helicosphaera ampliapertura* Bramlette et Wilcoxon i *Discaoster druggii* Bramlette et Wilcoxon wskazuje na wiek nie starszy niż poziom NN2 – eggenburg (Garecka i in., 1996; Olszewska, Garecka, 1996). Analizy zespołu dinocyst wykonane przez Gedla (1997) wskazują na dolną kredę (późny barem–późny alb).

#### Formacja ze Stryszawy

Formacja stryszawska została wprowadzona przez Ślącza (1977). W otworze Sucha Beskidzka IG 1 formacja ta obejmuje interwał głęb. 2570,3–2912,5 m (fig. 3).

W dolnej części, na głęb. 2761,0–2901,0 m (głęb. 2758,0–2912,5 m, według przedstawionego w niniejszym opracowaniu profilu) Ślącza (1977) wydzielił ogniwo zlepieńców ze Stachorówki. Utwory tego ogniwa wyróżniono również w wierceniach Zawoja 1 (głęb. 4223,0–4470,0 m), Lachowice 1 (głęb. 3487,0–3740,0 m) oraz Lachowice 2 (głęb. 3174,0–3403,0 m) (Moryc, 1989).

W rejonie Suchej Beskidzkiej powyżej ogniwa zlepieńców ze Stachorówki występują utwory opisane początkowo jako wyższa część formacji stryszawskiej (Ślącza, 1977), później jako ogniwo z Bielska (Moryc, 1989). Utwory ogniwa z Bielska stwierdzono w otworze Sucha Beskidzka IG 1 (głęb. 2551,0–2761,0 m, Moryc, 1989; głęb. 2570,0–2758,0 m (fig. 3), a także w otworach Lachowice 1 (głęb. 3320,0–3487,0 m), Lachowice 2 (głęb. 2952,0–3174,0 m) i Zawoja 1 (głęb. 3993,0–4223,0 m) (Laskowicz, 1997). Według Gareckiej i in. (1996) ogniwo z Bielska to odpowiednik warstw z Bielska (Konior, Krach, 1964, 1965; Ney i in., 1974), chociaż, na co zwraca uwagę Laskowicz (1997), nie ma pewności czy jest to ten sam litosom. Wiekowo utwory tego wydzielenia reprezentują karpata-baden (Ney i in., 1974). Według Wójcika (w: Garecka i in., 1996) i Moryca (2005) ogniwo z Bielska to odpowiednik formacji stryszawskiej Ślącza (1977), pomniejszony o występujące w dolnej części zlepieńce ze Stachorówki. W wierceniach Sucha Beskidzka IG 1 stanowią one wyższą część formacji stryszawskiej. Ogniwo jest korelowane również z utworami karpata NE części Moraw (Adámek i in., 2003).

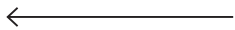


**Fig. 17. Formacja ze Stryszawy**

**A–F** – formacja ze Stryszawy, ogniwo zlepieńców ze Stachorówki. **A** – rdzeń 61 (skrzynka nr 413), głęb. 2799,2–2800,2 m. Zlepienieć średnioziarnisty, o zwartym szkielecie ziarnowym i matriks żwirowo-piaszczystej, średnio do źle wysortowany, z ubogim spoiwem kontaktowym, zwięzły, o strukturze masywnej; objętościowo dominują ziarna o średnicach 10–50 mm. **B i C** – zbliżenie na teksturę i skład petrograficzny zlepieńców z figury 12A. Zlepienieć o bezładnej teksturze, masywny, z częścią ziaren o osiach zorientowanych horyzontalnie. W składzie frakcji żwirowej przeważają litoklasty piaskowców o różnej kolorystyce, ponadto występują ziarna wapieni jasnobezowych i ciemnobrunatnych, iłowców ciemnoszaro-zielonawych, syderytów ilastych, kwarcie białe, mleczne i miodowe, pojedyncze klasty zlepieńców kwarcowych i skał krzemionkowych. **D** – rdzeń 60 (skrzynka nr 399), głęb. 2772,0–2773,0 m. Fragment serii piaskowcowo-zlepieńcowej. Piaskowce grubo- i bardzo gruboziarniste z warstwami zlepieńców drobnoziarnistych, warstwowane przekątnie wielkoskalowo oraz masywne. **E** – zbliżenie na odcinek warstwowanych przekątnie piaskowców zlepieńcowatych. Warstwowanie podkreślone naprzemianległym ułożeniem warstw o grubszym i drobniejszym ziarnie. **F** – rdzeń 60 (skrzynka nr 396), głęb. 2769,5–2769,65 m. Zlepienieć drobnokalibrowy, polimiktyczny, masywny, o zwartym szkielecie ziarnowym. Skład petrograficzny frakcji żwirowej analogicznie jak w podpisie do figury 12B, C. **G–H** – formacja ze Stryszawy, dolna część ogniwa z Bielska. **G** – rdzeń 59 (skrzynka nr 382), głęb. 2730,75–2730,85 m. Mułowiec zapiaszczony z rozproszoną frakcją żwirową, typu diamiktytu, wapienisty. **H** – rdzeń 59 (skrzynka nr 383), głęb. 2731,75–2730,85 m. Warstwowane piaskowce bardzo gruboziarniste, zlepieńcowate, polimiktyczne oraz piaskowce średnioziarniste warstwowane przekątnie ripplemarkowo. W składzie frakcji psefitowej występują ziarna kwarcu, iłowców czarnych, zielonoszarych i czerwono-bordowych, piaskowców glaukonitowych oraz syderytów ilastych

#### Stryszawa Formation

**A–F** – Stryszawa Formation, Stachorówka Conglomerate Member. **A** – core 61 (box no. 413), depth 2799.2–2800.2 m. Clast-supported pebble conglomerate with granule-sandy matrix, moderately to poorly sorted with scarce contact cements, intact and massive. Volumetrically, grains of diameter 10–50 mm predominate. **B and C** – a close-up of texture and composition of conglomerates from figure 12A. Conglomerate with chaotic texture, massive structure; some of clasts are oriented horizontally. The psephitic fraction consists mostly of sandstone lithoclasts of different colours; moreover, light beige and dark-brown limestones, greenish-dark grey claystones, clay siderites, white, milky and honey-yellow quartzs and single lithoclasts of quartzose conglomerates and siliceous rocks also occur in the coarse fraction. **D** – core 60 (box no. 399), depth 2772.0–2773.0 m. A fragment of sandstone-conglomeratic package consisting of cross-stratified or massive coarse- and very coarse-grained sandstones intercalated by fine-grained conglomerates. **E** – details of cross-stratified pebbly sandstone. Stratification is delineated by alternating coarser and finer layers. **F** – core 60 (box no. 396), depth 2769.5–2769.65 m. Granule-sized, polymictic, clast-supported massive conglomerate. The composition of framework clasts is analogous to that listed in captions to Figures 12B and 12C. **G–H** – Stryszawa Formation, a lower part of Bielsko Member. **G** – core 59 (box no. 382), depth 2730.75–2730.85 m. Sandy mudstone with dispersed fine gravel (diamictite), calcareous. **H** – core 59 (box no. 383), depth 2731.75–2730.85 m. Stratified sandstones: polymictic coarse-grained gravelly sandstones and medium-grained ripple cross-laminated sandstones. The psephitic fraction is composed of quartz, black, greenish-grey and burgundy-coloured claystones, glauconitic sandstones and clay siderites



#### Ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

W otworze Sucha Beskidzka IG 1 utwory ogniwa występują w ciągłości sedymentacyjnej z niżej leżącym kompleksem utworów należących do formacji z Suchoj. Są to zlepienieć polimiktyczne zbudowane z na ogół dobrze i średnio obtoczonych ziaren minerałów oraz różnej wielkości litoklastów (nawet do 10 cm) (Garecka i in., 1996) (fig. 17A–C, F). Drobniejsza frakcja zlepieńców wyróżnia się znacznym udziałem ilasto-mułowcowo-piaszczystej matriks, w której luźno są rozmieszczone otoczaki. Najczęściej są reprezentowane one przez kwarcie, kataklazyty kwarcowe, skalenie potasowe, miki, granaty oraz piryty. Wśród litoklastów stwierdzono obecność zróżnicowanych typów piaskowców (wapienistych, kwarcytowych, o spoiwie żelazistym oraz glaukonitowych), a także margli krzemionkowych, wapieni (mikrytowych, okrucowych, sporadycznie mszywiolowych), mułowców, rogowców, dolomitów ankerytowych, iłowców z hematytem, kwarcytów, argilitów, fyllitów, gnejsów, lidytów, szkliwa wulkanicznego, cieszynitów, syderytów oraz charakterystycznych „czekoladowych” rogowców (Laskowicz, 1997).

Materiał budujący zlepienieć pochodził zarówno z podłoża paleozoiczno-proterozoicznego, jak i z obszaru Karpat (Laskowicz, 1997). Jak podkreśla Laskowicz (1997), jednolite wykształcenie utworów ogniwa ze Stachorówki w rejonie Suchoj Beskidzkiej wskazuje na istnienie płytkiego zbiornika sedymentacyjnego, do którego materiał klastyczny był

dostarczany z lądów i akumulowany w formie stożków aluwialnych.

Największą miąższość utwory ogniwa ze Stachorówki osiągają w rejonie otworów Ślemień 1 (ok. 600,0 m) oraz Andrychów 6 (320,0 m) (Moryc, 2005). Relikty tych osadów zachowały się również w otworze Łodygowice IG 1 lub zostały zdarte w wyniku nasuwania się Karpat (Tomaś, 1974). Strzępka (1981) oraz Kijakowa (w: Moryc, 1989) stwierdzili w utworach omawianego ogniwa obecność redeponowanej mikrofauny górnokredowo-paleogeńskiej. Z kolei według Moryca (2005) mikrofauna rozpoznana w utworach ogniwa ze Stachorówki w otworze Andrychów 6 wskazuje na wyższą część miocenu dolnego, najprawdopodobniej karpat.

#### Ogniwo z Bielska

W wierceniu Sucha Beskidzka IG 1 utwory ogniwa z Bielska są wykształcone głównie jako iłowce, mułowce piaszczyste, szare z odcieniem oliwkowym i oliwkowo-brunatne, rzadziej brązowawe i szare, mułowce wapieniste, łupki margliste (fig. 17G, fig. 18B, D), przelawiczone gruboziarnistymi piaskowcami lub drobnoziarnistymi zlepieńcami (fig. 17H, 18A, C, E). Piaskowce wykazują warstwowanie frakcjonalne, obserwowano również warstwowanie odwrócone lub symetryczne (Laskowicz, 1997). Na powierzchniach spągowych piaskowców występują drobne pograży. Zlepienieć są frakcjonowane, wśród okruców występują płaskie zielonawe piaskowce,



**Fig. 18. Formacje ze Stryszawy, z Dębowca i ze Skawiny**

**A–E – formacja ze Stryszawy, ogniwo z Bielska.** A – rdzeń 54 (skrzynka nr 330), głęb. 2580,6–2580,85 m. Piaskowce średnio- do bardzo gruboziarnistych, warstwowane przekątnie wielkoskalowo. Warstwowanie podkreślone naprzemianległym występowaniem warstw piaskowca średnio- oraz gruboziarnistego. B – rdzeń 54 (skrzynka nr 322), głęb. 2574,55–2574,7 m. Mułowce zapiaszczone laminowane płaskorównoległe z ostrymi spągami, przechodzące gradacyjnie w mułowce brunatne z muskowitem. C – rdzeń 57 (skrzynka nr 361), głęb. 2649,8–2649,9 m. Piaskowiec średnio- do drobnoziarnistego, warstwowany przekątnie ripplemarkowo, fragment serii heterolitu mułowcowo-piaskowcowego. Następujące po sobie zestawy laminacji przekątnej posiadają przeciwne zwroty przyrostu. Zestawy przyrastające do prawej mają większą miąższość i grubsze ziarna oraz są lepiej wysortowane. Prawdopodobnie jest to osad równi pływowej reprezentujący cykl przyprływ–odprływ. D – rdzeń 54 (skrzynka nr 332), głęb. 2582,35–2582,5 m. Mułowce wapienste brązowo-bordowe, rozsypliwe, z muskowitem. Zabarwienie wskazuje na ich subaeralną ekspozycję. E – rdzeń 54 (skrzynka nr 331), głęb. 2582,75–2582,85 m. Ławica piaskowca ze szczeliną wypełnioną materiałem pelitowym o barwie brunatno-bordowej. Możliwe, że jest to szczelina z wysychania powstała w strefie równi pływowej. **F–G – formacja z Dębowca.** F – rdzeń 47 (skrzynka nr 244), głęb. 2288,3–2288,8 m. Ławica piaskowca warstwowanego przekątnie wielkoskalowo z uziarnieniem frakcyjnym pensymetrycznym. Widoczne jest przejście od piaskowca drobnoziarnistego do piaskowca zlepieńcowatego, następnie spadek wielkości ziarna do piaskowca średnioziarnistego. Warstwowanie podkreślone naprzemianległym występowaniem warstw o drobniejszym i grubszym ziarnie. Fragment utworów miocenu allochtonicznego pod nasunięciem karpackim. G – rdzeń 52 (skrzynka nr 307), głęb. 2517,7–2517,9 m. Zlepieniec drobnokalibrowy o masywnej strukturze. Ziarna frakcji żwirowej o średnicach do 15 mm, w ich składzie przeważają ziarna kwarcu oraz klasty iłowców czarnych i ciemnoszarych, bezwapienych, ponadto ziarna piaskowców drobnoziarnistych, zielonawoszarych i rdzawo-brunatnych, skałenie jasnorożowe, ziarna dolomitów beżowych, skał wylewnych i metamorficznych. **H – formacja ze Skawiny.** Rdzeń 46 (skrzynka nr 232), głęb. 2237,0–2237,2 m. Ławica zlepieńca polimiktycznego, słabo wysortowanego. W składzie frakcji żwirowej dominują ziarna piaskowców kwarcowych, glaukonitowych, zielonoszarych, z zarysem laminacji, ponadto ziarna wapieni beżowych, kwarcie białe i żółtawo-białe, ziarna iłowców czarnych i brązowoszarych, piaskowców brunatnoszarych, syderytów, skał magmowych i metamorficznych. Fragment utworów miocenu allochtonicznego pod nasunięciem karpackim

#### Stryszawa, Dębowiec and Skawina Formations

**A–E – Stryszawa Formation, Bielsko Member.** A – core 54 (box no. 330), depth 2580.6–2580.85 m. Medium- to very coarse-grained cross-stratified sandstone. Stratification is delineated by alternating medium-grained and coarse-grained sandstone layers. B – core 54 (box no. 322), depth 2574.55–2574.7 m. Laminated sandy mudstones with sharp bases, grading upward into brown mudstones with muscovite. C – core 57 (box no. 361), depth 2649.8–2649.9 m. Medium- to fine-grained ripple cross-stratified sandstone, a part of heterolithic mudstone-sandstone succession. The subsequent ripple cross-laminated layers show opposite direction of accretion. The ones prograding to the right are thicker, coarser and show better sorting. These features can be interpreted as deposits of tidal flats representing ebb-tide cycles. D – core 54 (box no. 332), depth 2582.35–2582.5 m. Brownish-burgundy calcareous mudstones, fragile, with muscovite. The rock colour indicates that mudstones were exposed to subaerial conditions. E – core 54 (box no. 331), depth 2582.75–2582.85 m. Sandstone bed with fracture filled with brownish-red coloured clay which may be interpreted as desiccation crack which originated at tidal flats. **F–G – Dębowiec Formation.** F – core 47 (box no. 244), depth 2288.3–2288.8 m. Cross-stratified sandstone bed with pensymmetrical grain-size grading; the latter manifests by inversely-graded fine-grained to gravelly sandstone, which in turn fines upward into medium-grained sandstone. The stratification is delineated by alternately occurring finer- and coarser-grained layers. A part of the allochthonous Miocene succession under Outer Carpathian's thrust. G – core 52 (box no. 307), depth 2517.7–2517.9 m. Fine-grained massive conglomerate. The psephitic fraction is composed of grains up to 15 mm in diameter, petrographically represented mostly by quartz, and dark-grey and black non-calcareous claystones, and subordinately by K-feldspars, and lithoclasts of greenish-grey and stained-brown fine-grained sandstone lithoclasts, beige dolomites, volcanic and metamorphic rocks. **H. Skawina Formation.** Core 46 (box no. 232), depth 2237.0–2237.2 m. Poorly-sorted polymictic conglomerate. The psephitic fraction consists mostly of greenish-grey quartzose, glauconitic laminated sandstone lithoclasts; moreover, lithoclasts of beige limestone, black and brownish-grey claystones, brownish-grey sandstones, white and yellowish quartz grains, siderites, plutonic and metamorphic rock fragments were identified

←

białe kwarcyty, wapienie, okruchy węgla, łupków brunatnych i szarych. Materiał jest na ogół dobrze obtoczony (Laskowicz, 1997). Skład materiału detrytycznego jest analogiczny jak w podścielających zlepieńcach ze Stachorówki, co sugerowałoby to samo źródło pochodzenia materiału. W obrębie ogniwa z Bielska miejscami występują kilkucentymetrowe wkładki utworów o zabarwieniu brązowym i ceglającym (Laskowicz, 1997). Cechy sedimentologiczne tych utworów wskazują według Laskowicz (1997) na płytsze, przybrzeżne środowisko.

Opierając się na oznaczeniach mikrofauny otwornicowej (Strzępka, 1977), utwory ogniwa z Bielska w otworze Sucha Beskidzka IG 1 można przypisać do karpata, a być może również do wyższego ottnangu (Ślęczka, 1977). Analiza mikropaleontologiczna utworów z otworów Zawoja 1, Lachowice 1, 2, 3, 3A, 4, 7 oraz Ślemień 1 wykazała obecność mikrofauny redeponowanej z fliszowych utworów Karpat oraz pojedynczych gatunków miocenijskich, niepozwalających jednak na precyzyjne określenie wieku tych osadów. W otwo-

rze Andrychów 6 w utworach ogniwa z Bielska stwierdzono występowanie m.in. mikrofauny otwornicowej wskazującej na wiek nie starszy niż baden, przypuszczalnie karpata (Moryc, 2005). Według Olszewskiej (1999) utwory te można zaliczyć do eggenburgu (nie starsze niż poziom otwornicowy N5). W spągowej części utworów tego ogniwa w otworze Sucha Beskidzka IG 1 stwierdzono obecność *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre oraz *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette co wskazywałoby na wyższą część poziomu NN4 (karpata) (Garecka i in., 1996; Garecka, Olszewska, 1998; Garecka, Jugowiec, 1999). W otworze Bielsko 4, gdzie warstwy z Bielska zostały wydzielone na podstawie występowania małża *Fissurella costocillatissima* Sacro, utwory te przypisano do karpata (Konior, Krach, 1964).

Moryc (1989, 2005) w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 powyżej utworów ogniwa z Bielska wydzielił formację z Jachówki (głęb. 2550,0–2366,0 m) należącą do najniższego dolnego badenu. Utwory tej formacji nie były wyróżnione

w opisach profilu Sucha Beskidzka IG 1 sporządzonych przez innych badaczy (Ślęczka, 1976; Laskowicz, 1997) i nie zostały także wydzielone w niniejszym opracowaniu.

#### Formacja z Dębowca

Formacja z Dębowca w autochtonicznej części profilu w otworze Sucha Beskidzka IG 1 występuje na głęb. 2451,0–2575,0 m (fig. 3), a w allochtonicznej w interwale głęb. 2252,5–2366,5 m. Są to dość jednolicie wykształcone utwory brekcyjowo-zlepieńcowe (Buła, Jura, 1983a, b; Doktor, 1994; Laskowicz, 1997). Charakterystyczną cechą zlepieńców i piaskowców formacji z Dębowca jest gradacyjne uziarnienie w całym profilu (Buła, Jura, 1983a, b; Doktor, 1994; Chylarecka, Filipiak, 2004). W grubopiaszczystym spoiwie zlepieńców, piaskowcach gruboziarnistych, w warstwach brekcji i zlepieńców występują okruchy i otoczaki węgla kamiennego (Konior, Krach, 1965; Jachowicz, Jura, 1987). Utwory formacji dębowieckiej w rejonie Suchej Beskidzkiej, stwierdzono wierceniami także w otworach Lachowice 1 (głęb. 3245,0–3320,0 m) oraz Jachówka 1 (głęb. 2619,0–2688,0 m).

Nazwę „warstwy dębowieckie” wprowadził Tołwiński (1950). Te utwory określano również jako zlepieniec spągowy miocenu lub seria dębowiecka. Formalna nazwa została wprowadzona przez Kucińskiego i Nowaka (1975). Ich zdaniem zlepienie dębowieckie w otworze Bielsko 4, mogą odpowiadać zonie *Praeorbulina glomerosa* (najniższa część badenu dolnego).

Materiał zlepieńców pochodził z erodowanego podłoża platformowego, a w południowej części zbiornika także z orogenu karpackiego. Według Buły i Jury (1983a) te utwory powstały jako efekt osuwisk i obrywów skalnych tworzących stożki na skłonach podmorskich, u podnóży skłonów, w obrębie lokalnych obniżzeń terenu. Materiał jest źle wysortowany, a otoczaki słabo lub źle obtoczone. W materiale okruczym występują kwarcy, kataklazyty kwarcowe, miki, litoklasty iłowców, także zsylikowane, czarnych łupków ilastych, argilitów, wapieni pelitycznych i wapieni drobnoziarnistych. Sporadycznie występują skalenie, glaukonit, okruchy węgla kamiennego, piaskowce kwarcytowe, piaskowce glaukonitowe o spoiwie krzemionkowym, piaskowce arkozowe, kwarcyty, gnejsy, łupki serycytowe, łupki mikowe. W materiale zlepieńców występują także domieszki fragmentów łupkowych i cieszynitów (Konior, 1981).

Zlepienie w najniższej części formacji są drobnoziarniste, zbudowane z płaskich otoczków, dość dobrze obtoczonych i wykazujących poziome, równoległe ułożenie (fig. 18F, G). Utwory te cechuje niewielka zawartość spoiwa. W wyższej części profilu materiał zlepieńców jest jeszcze drobniejszy, zwiększa się również udział miki. W piaskowcach i mułowcach jest obserwowana laminacja przekątna (nachylenie lamin 25°). W najwyższej części formacji z Dębowca występują zlepienie bardzo przypominające te opisywane z najniższej części wydzielenia. Utwory mają barwę popielatoszarą i brązowoszarą.

W utworach mułowcowych występuje mikrofauna otwornicowa – globigeryny, wskazujące na pochodzenie materiału z Karpat oraz nielicznie detrytus roślinny. Oznaczenia mikrofauny wykonane przez Łuczowską (w: Krach i in.,

1970) wskazują na dolny baden. Otwornice i nanoplankton wapienny wskazują na najwyższą część poziomu otwornicowego NN4 (Garecka i in., 1996).

#### Formacja ze Skawiny

Osady należące do formacji ze Skawiny w otworze Sucha Beskidzka IG 1 nawiercono w pozycji autochtonicznej na głęb. 2366,5–2451,0 m i allochtonicznej na głęb. 2214,5–2252,5 m. Są to głównie utwory iłowcowo-mułowcowe z wkładkami piaskowców, lokalnie zwirowców i brekcji śródwarstwowej (fig. 18H; Laskowicz, 1997). Materiał okruczy pochodzi z fliszu Karpat (piaskowce glaukonitowe, łupki ilaste, redeponowana mikrofauna) oraz z podłoża Karpat (okruchy paleozoicznoprekambryjskie: kwarcy, wapnienie, ciemnoszare iłowce, ciemne skały magmowe, skały metamorficzne oraz węgle kamienne). W materiale skalnym znajdowano również szczątki roślin.

W otworze Sucha Beskidzka IG 1 występują głównie szare łupki ilaste, wapieniste, margliste i mułowce z wkładkami drobnoziarnistych laminowanych przekątnie piaskowców wapienistych. W mułowcach występują kanaliki żerowiskowe. Według Buły i Jury (1983a) charakterystyczną cechą utworów formacji jest występowanie różnorodnych struktur sedimentacyjnych, m.in. laminacji równoległej, przekątnej, falistej, smużystej i deformacyjnych jak m.in. pogrązków drobnopiaszczystych w mułowcach. W otworze Sucha Beskidzka IG 1 występujący między dwiema seriami zlepieńców (Laskowicz, 1997) kompleks miąższości 74 m Ślęczka (1976) zaliczył do formacji dębowieckiej. Zdaniem Laskowicz (1997) ten osad, złożony głównie z mułowców i iłowców marglistych z przeławiczeniami piaskowców wapienistych i pojedynczymi wkładkami średnioziarnistych zlepieńców, wykazuje podobieństwo do warstw skawińskich. W stropie serii obserwowano zlustrowania. Do warstw skawińskich został zaliczony również w niniejszym opracowaniu. Powyżej tego kompleksu występują brekcyjowo-zlepieńcowe utwory formacji dębowieckiej (jako utwory allochtoniczne).

Występujący w strefach przedkarpackiej i podkarpackiej gruby kompleks utworów o charakterze łupkowo-piaskowcowym opisywano i wyróżniano jako „iły podewaporatowe” (Alexandrowicz, 1997), „serię podewaporatową” (Olewicz, 1952; Poborski, 1952; Poborski, Skoczyła-Ciszewska, 1963; Garlicki, 1968; Połtowiec, 1989, 1995), „serię łupkowo-mułowcową” (Konior, 1981), „mułowce i piaskowce podsolne”, „spągowe iły margliste i iły” (Moryc, 2005). Alexandrowicz (1963) nazwał te utwory warstwami skawińskimi. Nazwa formalna, formacja ze Skawiny po raz pierwszy została użyta w opracowaniu Kucińskiego i Nowaka (1975). Utwory formacji ze Skawiny posiadają największe rozprzestrzenienie w zachodniej części zapadliska (tzw. strefa przedkarpacka i podkarpacka, wg. Moryc, 2005). W spągu formacji ze Skawiny występują utwory formacji dębowieckiej (m.in. otw. Sucha Beskidzka IG 1) lub utwory podłoża platformowego (Moryc, 2005). Strop formacji ze Skawiny stanowią utwory ewaporatowe lub jest erozyjny albo tektoniczny (nasunięte Karpaty).

Geneza utworów formacji skawińskiej jest związana z transgresją morza dolnego badenu w kierunku północnym (Konior, Krach, 1965). Badania mikrofaunistyczne wskazują, że naj-

niższa część formacji (rejon Cieszyna) reprezentuje karpata, natomiast wyższa dolny baden (m. in. Łuczowska, 1958, 1964, 1986, 1998; Garecka, Olszewska, 1995; Garecka, Jugowiec, 1999; Olszewska, 1999; Pilarz, 2000a; b; Pilarz, Łuczowska, 2001; Bukowski i in., 2018; Ziarek i in., 2024).

#### Brekcje poligenetyczne

Interwał z głęb. 2055,0–2366,5 m został wyróżniony jako utwory allochtoniczne typu molasowego obejmujące brekcje poligenetyczne (głęb. 2055,0–2214,5 m według Ślącza, 1976); niżejleżące utwory zaliczono do formacji ze Skawiny (głęb. 2214,5–2252,5 m) oraz do formacji z Dębowca (głęb. 2252,5–

2366,5 m). W dokumentacji wynikowej otworu Sucha Beskidzka IG 1 Ślącza (1976) opisał z interwału 2055,0–2214,5 m brekcje tektoniczne złożone z utworów jednostek śląskiej i podśląskiej. Są to fragmenty czarnych i brunatnych łupków ilastych, rzadziej wapnistych. Sporadycznie występują zielone łupki ilaste. W wyższej części brekcji pojawiają się także okruchy szarych łupków wapnistych i czerwonych margli oraz piaskowce glaukonitowe. W części niższej są to piaskowce płytowe, szare z miką (Ślącza, 1976). Od głębokości 2150,0 m pojawiają się skały wulkanicznie potocznie zwane cieszynitami. Mikrofaunę otwornicową z tego interwału opracowała Liszkowa (1976) (Szydło, ten tom).

### Andrzej SZYDŁO

## STRATYGRAFIA MIOCEŃSKICH UTWORÓW NA PODSTAWIE FAUNY OTWORNICOWEJ

#### Formacja z Suchej – kompleks olistostromowy

(głęb. 2912,5–3145,0 m, miąższość 232,5 m; spąg wg. rdzenia jest na głęb. 3142,8 m)

Na głębokości 3033,0–3042,0 m opisano okazy, które przypominają formy występujące w młodszych seriach formacji menilitowo-krośnieńskiej z przełomu oligocenu i miocenu (eger-karpata): *Cibicides* aff. *borislavensis*. Odnotowano też formy obecne w utworach paleogenu podmenilitowego, a nawet w kredzie (*Glomospira charoides*, *Haplphragmoides* sp.), które już wówczas J. Strzępka uznała za element mikrofauny fliszowej znajdującej się na wtórnym złożu (tab. 3). Część niższa rdzenia (głęb. 3033,0–3042,0 m) zawierała oprócz wspomnianych już wapiennych i aglutynujących form bentonicznych z rodzaju *Cibicides* i *Haplphragmoides*, także plankton starszego paleogenu (paleocen–wczesny eocen): *Subbotina* (*G.*) *triloculinoidea*, który odnotowano również w olistolitych obecnych w formacji suskiej na głęb. 3074,0–3081,5 m (skrzynka 511: 70–100 cm) (Ślącza, 1976). W omawianym interwale (głęb. 3033,0–3042,0 m) stwierdzono również obecność planktonu opisywanego z serii menilito-krośnieńskiej datowanych na dolny i górny oligocen (*Globigerina officinialis*, *Tenuitellina ciperensis*, *Tenuitella brevispira*, (Strzępka, 1981; Strzępka w: Gucik, Strzępka, 1985) – por. tabela 3. Ponowne badania mikropaleontologiczne odcinka rdzenia z głęb. 2956,0–3145,0 m potwierdziły obecność redeponowanej mikrofauny kredowej i starszego paleogenu (paleocen–wczesny eocen) z utworów fliszowych (Garecka

i in., 1996). Udokumentowały również najmłodsze, prawdopodobnie autochtoniczne zespoły, złożone głównie z otwornic planktonicznych (m.in. *Cassigerinella chipolensis*, *Tenuitella brevispira*, *T. denseconnexa*, *T. inaequiconica*, *Tenuitellina angustiumbilitata*, *T. pseudedita*, *Globigerina praebulloidea* oraz pojedyncze okazy *Globorotalia* cf. *tetracamerata* i *Subbotina scalena*) – por. tabele 3, 4. Zespół ten potwierdza, wczesnomiocenicki wiek formacji suskiej. (Garecka i in., 1996; Olszewska, 1997; Garecka, Olszewska, 1998). Wiek tych osadów w otworze Sucha Beskidzka IG 1 został doprecyzowany na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego (Garecka, ten tom).

#### Formacja ze Stryżawy – ogniwo z Bielska

(głęb. 2575,0–2758,0 m; miąższość 183,0 m)

W wyższej części analizowanego rdzenia (głęb. 2575,0–2577,5 m) mikrofauna była jeszcze mniej liczna i zróżnicowana zarówno w przypadku form planktonicznych jak i bentonicznych. Obok pojedynczych okazów planktonu znanych z wczesnego miocenu *Globigerina bolli* i *Chiloguembelina* (= *H.*) *gracillima*\*<sup>1</sup> obecnych na pograniczu wyróżnionych jednostek, poniżej tej granicy (głęb. 2575,7 m) zanotowano znane z oligocenu formy *Globigerina praebulloidea* i *Globigerina officinialis*, z których ta ostanía zanika pod koniec tego okresu i jest zapewne na wtórnym złożu. Z kolei bentos, oprócz form aglutynujących z rodzajów *Glomospira* (*G. charoides*) i *Ammodiscus* (*A. aequispiralis*), obejmował także

<sup>1</sup> Gwiazdką (\*) oznaczono gatunki, które ze względu na zmiany taksonomiczne oraz pozycję datowanych osadów wymagają reinterpretacji taksonomicznej. W takich sytuacjach, na pierwszym miejscu umieszczono ich prawdopodobne nazwy zgodne z obecną nomenklaturą i klasyfikacją taksonomiczną, natomiast oryginalne opisy tych form, zawarte w dokumentacji wynikowej (Ślącza, 1976), dodano w nawiasach. Wynika to z braku dostępu do pierwotnego materiału kopalnego i konieczności udokumentowania sposobu implementacji tych zmian w taksonomii, które w przypadku części otwornic (np. z rodzaju *Hormosina*, *Plectina*, *Globigerina*) są raczej oczywiste, podczas gdy w innych sytuacjach – nie zawsze muszą być jednoznaczne. Np. forma znana już wcześniej z warstw hieroglifowych (Blaicher, 1961) i opisana w dokumentacji wynikowej (Ślącza, 1976) jako *Cystamina subgaleata* czy też *Sphaerammina subgaleata* (Książkiewicz, 1974b) obecnie zaliczana jest do dwóch gatunków o różnym zasięgu stratygraficznym z rodzaju *Praesphaerammina*: *P. gerochi* (Hanzlikova, 1972) (paleocen–wczesny eocen) i *P. subgaleata* (Vašiček, 1947) (środkowy eocen–późny miocen) (Vašiček, 1947). Dzięki zastosowaniu tych zmian w nazewnictwie, obecność tej formy w utworach eocenu i starszych nawierconych w otworze była jednak możliwa i nie była obciążona błędem (Waškowska, 2015). Z kolei okazy opisywane jako *C. pauciloculata* Brady znane od eocenu są prawdopodobnie odpowiednikiem form o szerszym zasięgu, należących do *Cystaminella pseudopauciloculata* (głównie senon–eocen, rzadko oligocen–miocen), stąd obecność tych form w starszych utworach górnokredowo-paleoceniczkich nie jest sprzeczne (Olszewska, 1997; Kaminski, Gradstein, 2005; Waškowska, 2015).

Tabela 3

**Mikrofauna otwornicowa z utworów miocenijskich w podłożu Karpat zachodnich  
w otworze wiertniczym Sucha Beskidzka IG 1 (Strzępka w: Ślącza, 1976)**

Foraminiferal microfauna from Miocene formations in the basement of the Western Carpathians  
in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole (Strzępka *in*: Ślącza, 1976)

Głębokość [m] Depth [m]										Otwornice (gatunki/rodzaje) Foraminifera (species/genera)
3033,0	2730,2	2701,0	2625,5	2569,5	2290,0					<i>Ammodiscus aequispiralis</i> Subbotina
3033,3	2733,2	2702,0	2628,9	5370,2	2290,5					<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orbigny
3039,5	2738,0	2702,5	2634,5	5371,0	2291,0					<i>Ammodiscus tenuiculus</i> Subbotina
3042,0	2739,2	2703,0		5371,5	2291,5					<i>Ammodiscus div. sp.</i>
		2703,5		5372,0	2292,0					<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus)
		2704,0		5372,5	2292,5					<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny
		2704,5		5373,0	2293,0					<i>Bulimina inflata</i> Sequenza
		2705,0		5373,5	2293,5					<i>Bulimina sp.</i>
		2705,5		5374,0	2294,0					<i>Caucasina khailovi</i> Loeblich et Tappan
		2706,0		5374,5	2294,5					<i>Cassigerinella globolucina</i> Ivanova
		2706,5		5375,0	2295,0					<i>Cibicides aff. borislavensis</i> Aisenstat
		2707,0		5375,5	2295,5					<i>Elphidium crispum</i> Linnaeus
		2707,5		5376,0	2296,0					<i>Elphidium fitchelianum</i> d'Orbigny
		2708,0		5376,5	2296,5					<i>Elphidium aff. macellum</i> (Fitchel)
		2708,5		5377,0	2297,0					<i>Elphidium nobille</i> (Karrer)
		2709,0		5377,5	2297,5					<i>Florilus boueanus</i> (=Nonion boueanum) (d'Orbigny)
		2709,5		5378,0	2298,0					<i>Florilus communis</i> (=Nonion communae) (d'Orbigny)
		2710,0		5378,5	2298,5					<i>Globigerina bolli</i> Cita et Premoli Silva
				5379,0	2299,0					<i>Globigerina (=tenuitella) brevispira</i> Subbotina
				5379,5	2299,5					<i>Globigerina (=tenuitellinata) ciperoensis</i> Bolli
				5380,0	2300,0					<i>Globigerina officinalis</i> Subbotina
				5380,5	2300,5					<i>Globigerina praebulloides</i> Blow
				5381,0	2301,0					<i>Globigerina/Subbotina virgulinoides</i> Plummer
				5381,5	2301,5					<i>Globigerinoides bisphericus</i> Todd = <i>G. sicanus</i> de Stefani
				5382,0	2302,0					<i>Globigerinoides trilobus</i> Reuss
				5382,5	2302,5					<i>Globoquadrina dehiscens</i> Chapman, Parr et Collins
				5383,0	2303,0					<i>Globoq. (=Dentoglobigerina) aff. altispira</i> Cushman et Jarvis
				5383,5	2303,5					<i>Globorotalia</i> (=Paragloborotalia) mayeri Cushman et Ellis
				5384,0	2304,0					<i>Globorotalia scitula</i> (Brady)
				5384,5	2304,5					<i>Globorotalia tetracamerata</i> Subbotina
				5385,0	2305,0					<i>Globostruncana</i> sp.
				5385,5	2305,5					<i>Glomospira charoides</i> Parker et Jones
				5386,0	2306,0					<i>Glomospira inoosuaeta</i> Subbotina
				5386,5	2306,5					<i>Glomospira pileolus</i> Subbotina
				5387,0	2307,0					<i>Haplophragmoides</i> sp.
				5387,5	2307,5					<i>Hastigerina</i> (=Globigerinella) <i>evoluta</i> (Subbotina)
				5388,0	2308,0					<i>Hastigerina</i> (=Globigerinella) <i>praemicra</i> Subbotina
				5388,5	2308,5					<i>Heterohelix</i> (=Chiloguembelina) aff. <i>gracillima</i> (Andreae)
				5389,0	2309,0					<i>Heterohelix</i> (=Chiloguembelina) sp.
				5389,5	2309,5					<i>Loxostomum chalkophilum</i> (=Virgulina <i>chalkophila</i> ) Hagn
				5390,0	2310,0					<i>Orbulina</i> (=Candorbulina) <i>bilobata</i> (d'Orbigny)
				5390,5	2310,5					<i>Orbulina</i> (=Candorbulina) <i>suturalis</i> Bronnmann
				5391,0	2311,0					<i>Praeglobbulimina pupoides</i> (d'Orbigny)
				5391,5	2311,5					<i>Praeorbulina glomerata</i> (Blow)
				5392,0	2312,0					<i>Praeorbulina transitoria</i> (Blow)
				5392,5	2312,5					<i>Rhabdammina</i> sp.
				5393,0	2313,0					<i>Seminivoluta pectinata</i> (Reuss)
				5393,5	2313,5					<i>Spiroloculina</i> sp.
				5394,0	2314,0					<i>Stainforina</i> (=Fursenkoina) <i>schreibersiana</i> (Czjzek)
				5394,5	2314,5					<i>Textularia laevigata aplanata</i> (Cicha et Zapletalová)
				5395,0	2315,0					<i>Trifarina angulosa</i> (Williamson)
				5395,5	2315,5					<i>Uvigerina aculeata</i> d'Orbigny
				5396,0	2316,0					<i>Uvigerina dorbignyana</i> Czjzek
				5396,5	2316,5					<i>Uvigerina acuminata</i> Hosiut
				5397,0	2317,0					<i>Uvigerina laubaena</i> Schubert
				5397,5	2317,5					<i>Uvigerina parkeri</i> Karrer
				5398,0	2318,0					<i>Uvigerina pygmaea</i> Papp et Turnowsky
				5398,5	2318,5					<i>Uvigerina semiornata urnula</i> d'Orbigny
				5399,0	2319,0					<i>Uvigerina urnula</i> d'Orbigny
				5399,5	2319,5					<i>Uvigerina</i> sp.
				5400,0	2320,0					<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)

Liczba okazów w próbkach/Number of specimens in the sample: □ 1–2 ■ 3–5 ■ 6–10

znane z miocenu formy wapienne tj.: *Elphidium crispum*, *Bulimina elongata* (tab. 3).

Na głębokości 2701,0–2710,0 m J. Strzępka odnotowała odmienną mikrofaunę bentoniczną, obejmującą otwornice aglutynujące z rodzajów *Semivulvulina* (*S. pectinata*), *Stainfortia* (*S. schreibersiana*), *Textularia* (*T. laevigata*), *Reusella* (*R. spinulosa*) (tab. 3). Obok nich opisano wówczas, również znany od miocenu, wapienny bentos (*Ammonia beccarii*) i plankton zaliczany do grupy globigeryn o starszym pochodzeniu związanym z utworami formacji menilitowo-krośnieńskiej deponowanymi w oligocenie (*G. officinalis*, *G. praebulloides*, *Tenuitellinata ciperoensis*) (Ślącza, 1976; Olszewska, 1982, 1985) – por. tabela 3.

Z kolei w niższej części rdzenia (głęb. 2730,2–2739,2 m) zanotowano formy aglutynujące z rodzajów *Ammodiscus* i *Glomospira*, a także dodatkowo *Rhabdammina*, *Spiroloculina*, *Haplophragmoides*. Późniejsze badania potwierdziły obecność redeponowanej mikrofauny znanej z utworów fli-

szowych paleogenu i kredy górnej (*Ammodiscus*, *Globostruncana*) oraz młodszych otwornic wskazujących na wczesny miocen (ottnang). Był to bentos wapienny z rodzaju *Bulimina* (*B. elongata*, *B. striata*), *Elphidium* (*E. crispum*), *Cibicides* (*C. borislavensis*) (Strzępka, 1981; Garecka i in., 1996) – tabele 3, 4.

Ponowne badania odcinka rdzenia, w którym wyróżniono ogniwo z Bielska, również udokumentowały obecność bentos wapiennego (*C. borislavensis*, *Caucasina oligocacenicca*, *Baggina altiuscula*, *Globocassidulina globosa*, *Melonis affinis*). Bentosowi towarzyszyły formy planktoniczne: *Globoquadrina dehiscens*, *Paragloborotalia siakensis*, *P. continuosa*, *Globoconella* ex gr. *zelandica*, *Globorotalia peripheroronda*, z których ta ostatnia jest notowana od poziomu otwornicowego N5 (wczesny miocen: eggenburg) (Garecka i in., 1996). Dokładniejsze datowanie zostało oparte na nanoplanktonie wapiennym z głęb. 2730,2–2739,2 m. W tym interwale oprócz formy *Calcidiscus leptoporus* po-

Tabela 4

Zasięgi stratygraficzne wybranych otwornic miocenu polskiej części Paratetydy Środkowej  
(Odrzywolska-Bieńkowska, Olszewska, 1996)  
Stratigraphic ranges of selected Miocene foraminifera from the Polish part of the Central Paratethys  
(Odrzywolska-Bieńkowska, Olszewska, 1996)

CHRONOLOGIA/CHRONOLOGY mln lat Ma	PIĘTRA CENTRALNEJ PARATETYDY CENTRAL PARATETHYS STAGES	BIOSTRATYGRAFIA OTWORNICOWA FORAMINIFERA BIOSTRATUGRAPHY	PLANKTON/PLANKTON		BENTOS/BENTHOS	
			<i>Globigerinella evoluta</i> (Subbotina)			
			<i>Tenuitella brevispira</i> (Subbotina)			
			<i>Globorotalia peripheroranda</i> Blow et Banner			
			<i>Globoquadrina dehiscens</i> (Chapmann, Parr et Collins)			
			<i>Globigerina bolli</i> Cita et Premoli Silva			
			<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)			
			<i>Paragloborotalia siakensis</i> (Le Roy)			
			<i>Dentoglobigerina alispira</i> (Cushman et Jarvis)			
			<i>Paragloborotalia continosa</i> (Blow)			
			<i>Globigerinoides bisphericus</i> Todd			
			<i>Praeorbulina sicana</i> (di Stefani)			
			<i>Praeorbulina transitoria</i> (Blow)			
			<i>Praeorbulina glomerosa</i> (Blow)			
			<i>Globoconella bykovae</i> (Aisenstadt)			
			<i>Paragloborotalia mayeri</i> (Cushman et Ellisor)			
			<i>Candorbulina bilobata</i> (d'Orbigny)			
			<i>Candorbulina saturalis</i> (Brommanna)			
			<i>Cibicides horis(avenensis)</i> (Aisenstadt)			
			<i>Elphidium fischelanium</i> Papp			
			<i>Cibicides ungerianus</i> (d'Orbigny)			
			<i>Praeglobobulimina pupoides</i> (d'Orbigny)			
			<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny			
			<i>Elphidium macellum</i> (Fischel et Moll)			
10	MIOCEN/MIOCENE	środkowy/Middle baden/ <i>Badenian</i>	sarmat Sarmatian	<i>Elphidium hauerianum</i> <i>Anomalinoidea dividens</i>		
			kosow Kosovian	<i>Velapertina indigena</i> <i>Neobulimina longa</i>		
15		wielicz Wieliczian	<i>Uvigerina costai</i>			
		moraw Moravian	<i>Candorbulina saturalis</i> <i>Lenticulina echinata</i>			
	dolny/Lower	karpat Karpatian	<i>Praeorbulina sicana</i>			
		ottnang Ottangian	<i>Globoconella miozea</i>			
20		eggenburg Eggenburgian	<i>Globorotalia tetracamerata</i> <i>Globigerinoides primordius</i>			
25	oligocen Oligocene	eger Egerian	<i>Tenuitella inaequiconica</i>			

dawanej ze spągu formacji skawińskiej, pojawiają się również okazy *Sphenolitus heteromorphus* i *Discoaster variabilis*, które zawężają wiek badanych utworów do wyższej części poziomu kokkolitowego NN4 (karpat) (Ślaczka, 1977; Garecka i.in., 1996).

Formacja ze Stryszawy – ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

(głęb. 2758,0–2912,5 m, miąższość 154,5 m)

W czasie wykonywania dokumentacji wynikowej otworu pobrano dwie próbki z osadów należących do ogniwa ze Stachorówki, w których nie stwierdzono jednak nadającej się do oznaczenia mikrofauny (Strzępka w: Ślaczka, 1976). Późniejsze badania potwierdziły wyłącznie obecność redeponowanej mikrofauny późnokredowej i paleogeneńskiej (Strzępka, 1981; Kijakowska w: Moryc, 1989; Garecka i in.; 1996).

Formacja z Dębowa

(głęb. 2451,0–2575,0 m miąższość 124,0 m; spąg na głęb. 2570,3 m)

W materiale skalnym pobranym z głęb. 2568,5–2575,0 m mikrofauna była uboga. Plankton wczesnobadeński z tzw.

grupy orbulin („Orbulina” i „Praeorbulina”) nie został udokumentowany (Ślaczka, 1976). Natomiast stwierdzono nieznaczne formy planktoniczne charakterystyczne dla wyższej części wczesnego miocenu (ottnang–karpat): *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina bolli*, *Globorotalia tetracamerata* a także znane z oligoceni (eger–?karpat): *Chiloguembelina* (= *Heterohelix*) *gracillima*\*, *Tenuitella* (= *Globigerina*) *brevispira*\*, *Globigerina praebulloides*, *Tenuitella ciperoensis*, a nawet starszych osadów polskich Karpat zewnętrznych *Globigerina officinalis* (górnego eocenu–oligocenu). Z kolei bentos był reprezentowany przez pojedyncze formy wapienne, notowane głównie w badenie, a także obecne w całym neogenie: *Bulimina inflata*, *Ammonia beccarii*, *Uvigerina urnula*, *Elphidium crispum*, *Nonion* (= *Florilus*) *commune*\* – por. tabela 3. W badanym interwale J. Strzępka udokumentowała również formy aglutynujące (Ślaczka, 1976). Oprócz okazów z grupy *Glomospira charoides*, były to także znane z fliszu formy z rodzaju *Ammodiscus*, opisane z utworów wczesnego miocenu na przedpolu Karpat zewnętrznych w Ukrainie (*Ammodiscus aequispiralis*) oraz kredy i paleogenu na obszarze tego górotworu w Polsce (*Ammodiscus incertus*) (Subbotina, 1960; Jurkiewicz, 1967; Kaminski i in., 1993) (tab. 3).

### Formacja ze Skawiny

(głęb. 2366,5–2451,0 m, miąższość 84,5 m); część autochtoniczna

(2214,5–2252,5 m; miąższość 38,0 m) (część allochtoniczna)

Interwał obejmujący autochtoniczną część formacji ze Skawiny nie został opróbowany na potrzeby analiz otwornicowych w czasie opracowywania otworu Sucha Beskidzka IG 1 (Ślączka, 1976). Dopiero późniejsze badania udokumentowały plankton otwornicowy w spągu tej formacji (m.in. *Praeorbulina sicana*, *P. transitoria*, *Dentoglobigerina altispira*, *D. baroemoensis*) – tabele 3 i 4. Podobnie jak w przypadku miocenu allochtonicznego (zob. niżej) wskazuje on na przełom wczesnego i środkowego miocenu (karpat–moraw). Z kolei w wyższej części tej formacji występuje zespół z *Globoconella* (= *Globorotalia*) *bykovae*\*, *Praeorbulina glomerosa* i *Candorbulina* (= *Orbulina*) *suturalis*\*, który datuje omawiane utwory na dolny baden odpowiadający poziomowi nanoplanktonu wapiennego NN5 (Garecka i in., 1996).

Wiek osadów allochtonicznych z głębokości 2230,0–2242,0 m na podstawie badań otwornic został zawężony do najniższej części środkowego miocenu (niższy dolny baden) (Olszewska i in., 1996) (tab. 4). Znalezione tutaj głównie otwornice planktoniczne z grupy orbulin: *Candorbulina* (= *Orbulina*) *suturalis*\*, *C.* (= *Orbulina*) *bilobata*\* *Praeorbulina glomerosa* i *P. transitoria* (poziom orbulinowy) (Strzępka w: Ślączka, 1976). W tym interwale J. Strzępka oznaczyła również formy planktoniczne przypominające *Globorotalia scitula* i *Dentoglobigerina* (= *Globoquadrina*) *altispira*\* oraz znane z innych lokalizacji z formacji skawińskiej: *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bishericus*/*Praeorbulina* (= *Globigerinoides*) *sicana*\*, które (poza *Paragloborotalia mayeri*) w zapadlisku przedkarpackim wyginęły na przełomie wczesnego i środkowego miocenu, co potwierdziły również późniejsze badania (Olszewska i in., 1996; Garecka i in., 1996).

W badanym rdzeniu opisano także bentos wapienny z rodzajów *Praeglobobulimina* (*P. pupoides*), *Ammonia* (*A. beccarii*), *Bulimina*, *Elphium*, a także *Uvigerina* (Strzępka w: Ślączka, 1976). Ten ostatni rodzaj na obejmował szereg gatunków: *U. aculeata*, *U. orbignyana*, *U. laubena*, *U. parkeri*, *U. semiornata*, *U. pygmaoides*. Poziom uwigerinowy na przedgórzu Karpat Środkowych był wówczas wydzielany poniżej poziomu orbulinowego (Łuczowska, 1955; Kirchner, 1956). Pomiedzy nimi wyróżniano jeszcze poziomu globigerinowy związany z masowym występowaniem *Globigerina bulloides*, który w materiale z otwory Sucha Beskidzka IG 1 nie został jednak udokumentowany. Opisano natomiast formy starsze *G. praebulloides* (górnny eocen–dolny miocen) znane z podmenilitowych margli globigerinowych, jak i serii menilitowo-krośnieńskiej (Olszewska, 1982; 1985).

Taki zestaw mikrofauny wskazuje na obecność w allochtonicznym interwale formacji ze Skawiny dwóch poziomów otwornicowych: Jest to poziom uwigerinowy datujący spąg badenu oraz poziom orbulinowy charakterystyczny dla pozostałej części wczesnego badenu. Oprócz otwornic typowych dla formacji skawińskiej, w omawianych sekwencjach allochtonicznych pojawiają się również otwornice aglutynujące z rodzaju *Ammodiscus* i *Glomospira*, kojarzone z niżej zalegającym zlepniem dębowieckim (tab. 3, 4). Opisane zespo-

ły otwornicowe nawiązują do datowań tych utworów opartych na nanoplanktonie wapiennym w otworze Sucha Beskidzka IG 1 zawartych w dokumentacji wynikowej, jak i późniejszych publikacjach (Ślączka, 1976; Garecka i in., 1996).

W formacji skawińskiej nanoplankton dokumentuje głównie poziom NN5 (co najmniej dolny baden), z wyjątkiem jej spągu, gdzie oznaczone formy (*Calcidiscus leptoporus*) sugerują, że mamy do czynienia z utworami nie starszymi niż poziom NN4 (karpat). Wskazuje to, że wiek spągu omawianych utworów może być diachroniczny i początek ich formowania był rozciągnięty w czasie obejmując przełom miocenu dolnego (karpat) i środkowego (baden) (por. Garecka i in., 1996; Olszewska, 1997; Garecka, Olszewska, 1998).

Odnosząc się do wyników badań uzyskanych dla osadów autochtonicznych można przypuszczać, że proces tworzenia utworów formacji skawińskiej należących do miocenu allochtonicznego i autochtonicznego (Oszczypkoi in., 2008) mógł rozpocząć się w różnych miejscach w różnym czasie. Wydaje się, że część utworów formacji skawińskiej należących do miocenu allochtonicznego, które obecnie znajdują się w strukturach Karpat zewnętrznych, mogła już formować się pod koniec miocenu dolnego (karpat). Natomiast utwory tej formacji obecne w zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego formowały się głównie od środkowego miocenu (dolny baden) (por. Garecka et al., 1996; Olszewska, 1997; Garecka, Olszewska, 1998).

### Brekcje poligenetyczne

(głęb. 2055,0–2214,5 m, miąższość 159,5 m)

W najwyższej części rdzenia z interwału głęb. 2063,0–2066,0 m, obejmujących łupki czarne oraz popielato-czarne, czasami z zielonkawym odcieniem stwierdzono różnowiekową mikrofaunę. Czarne łupki zawierające *Praedorothia* (= *Dorothia*) *hauteriviana*\* można uznać za wyższą część dolnej kredy (od hoterywu), natomiast w popielatych są obecne otwornice, które wskazują na najwyższą kredę (mastycht): *Heterohelix globosa*, *H. navarroensis*, *Pseudotextularia* cf. *elegans* i *Abathomphalus* (= *Globotruncana*) *mayaroensis*\*. Obok nich w próbkę udokumentowano spirytyzowane ośródkie wspomnianej już *V. chalkophila*. Odnotowano również sporadyczne wystąpienia eoceńskiej formy *Reticulophragmium* (= *Cyclammina amplexens*\*), której w niższych poziomach rdzenia obejmujących łupki zielone (skrzynka 212) towarzyszyły: *Spiroplectammia spectabilis*, *Karrerulina coniformis*, *Cibicides grimsdalei* i sporadycznie *Subbotina* (= *Globigerina*) *linaperta*\*, a także *Caudammia* (= *Hormosina*) *ovulum* zwykle zanikająca we wczesnym eocenie, jakkolwiek dokumentowana niekiedy jeszcze w środkowym eocenie. Łupki zielone obecne w najniższym poziomie omawianego interwału, zawierały znaną już mikrofaunę dolnokredową (*P. hauteriviana*) i okazy z zespołu eocenu: *R. (C.) amplexens*, *K. coniformis*.

W interwale głęb. 2083,0–2086,0 m w większości próbek mikrofauna była uboga. Obok licznych radiolarii (*Spumellaria*, sporadycznie *Nasselaria*) odnotowano pojedyncze wystąpienia wczesnokredowych otwornic: *Glomospira gaultina*, *Gaudryina filiformis*, *Trochammia vocontiana* nawiązujące do mikrofauny notowanej w utworach jednostki ślą-

skiej (Geroch, 1966; Szydło, 1997). Dopiero w najniższej części tego rdzenia (skrzynka 216) liczebność równowiekowej mikrofauny wyraźnie wzrasta. Liszkowa opisała zespół znany z warstw grodzkich (hoteryw) z bardzo liczną *Praedorothia* (= *Dorothia*) *hauteriviana*, w którym odnotowano także *Protomrassonella* (= *Dorothia*) *kummi* oraz formy z rodzajów *Astacolus* i *Lenticulina* (Geroch, 1966; Geroch i in., 1967; Szydło, 1997).

W łupkach zielonych z głęb. 2147,0–2150,0 m ponownie odnotowano ubogą mikrofaunę. Jej liczebność była większa w poziomach z dodatkowym udziałem łupków pstrych w rdzeniu (skrzynka 221). Ponadto wykazywała wyraźne różnice wiekowe w nawiązaniu do zabarwienia. Jak stwierdziła Liszkowa, formy o odcieniu zielonym: *Hormosina velascoensis* (= *Nodellum velascoense*)\*, *Ammolagena clavata*, *Thalmannammina subturbinata*, *Trochamminoides coronatus*, *T. irregularis*, którym sporadycznie towarzyszyła *Subbotina* (= *Globigerina*) *linaperta*\* wskazują na paleocen–dolny eocen. Natomiast formy o różowym zabarwieniu są górnokredowe (koniak–santon, kampan–mastrycht). Obok bentosu aglutynującego: *Dorothia* (= *Marssonella*) *crassa*\*, *Spiroplectammina denata*) jest obecny plankton: *Globotruncana tricarinata*, *G. angusticarinata*, *Globotruncanella* (= *Praeglobotruncana*) *havanensis*\*. W najniższej części (skrzynka 222) ponownie zarejestrowano wymieszaną mikrofaunę o różnym zabarwieniu: dolnokredowy zespół z *P.* (= *Dorothia*) *hauteriviana*\*, czy też górnokredowe *Marssonella* (= *Dorothia*) *crassa*\* i plankton z grupy *Globotruncana*, który był również reprezentowany przez formy starszego paleogenu tj. *S.* (= *Globigerina*) *linaperta*\*. Dodatkowym elementem oznaczonej mikrofauny były otwor-

nice związane z obecnością łupków pstrych, w których odnotowano m.in. *Uvigerinammina jankoi* i *Karrerulina conversa* (= ?*Plectina lenis*)\* (turon–koniak) oraz *R.* (= *C.*) *amplectens* (eocen).

Łupki czarne i pstre w kolejnym interwale (głęb. 2155,0–2158,0 m) również zawierają wymieszaną mikrofaunę, dokumentującą górnokredowy, m.in. *Caudammina* (= *Hormosina*) *ovulum*, *Marssonella* (= *Dorothia*) *crassa*, *Clavilunoides* (= *Tritaxia*) *subparisiensis*\*, *Contusotruncana* (= *Globotruncana*) *forficata*\* i górnopaleoceński wiek badanych osadów: *Rz. fissistomata* i *S.* (= *Globigerina*) *linaperta*\*.

Generalnie, ciemne (czarne) i pstre (zielone, czerwone) łupki z interwału głęb. 2063,0–2158,0 m zawierają wymieszaną mikrofaunę różnego wieku, o odmiennym zabarwieniu. Czarne łupki zawierają zespoły z otwornicami dolnokredowymi: *D.* (= *Praedorothia*) *hauteriviana*\* (hoteryw) i *G. filiformis* (barem–apt), nawiązujące do osadów jednostek śląskiej i podśląskiej. Z kolei w łupkach czerwonych udokumentowano otwornice górnokredowe z planktonem z grupy globotruncan i bentosem wapiennym nawiązującym do margli frydeckich (jednostka podśląska) (Liszkowa, Morgiel, 1985). W pstrych utworach były obecne również zespoły eocenu z *R.* (= *Cyclammina*) *amplectens*\*, podczas gdy łupki czarne zawierały zespoły paleocenu z *Rz. fissistomata*. Towarzyszył im plankton *Subbotina* (= *Globigerina*) *linaperta*\* ze starszego paleogenu (paleocen–eocen), który można odnieść do zespołów opisywanych z osadów jednostek śląskiej i podśląskiej (Huss, 1957; Jednorowska, 1975; Waškowska, 2008; 2021). Zróżnicowanie wiekowe zespołów otwornicowych stanowi rezultat molasowej genezy skał, obejmującej redepozycję materiału mikrofaunistycznego.

## Małgorzata GARECKA

### ZESPÓŁ NANOPLANKTONOWY WYSTĘPUJĄCY W OSADACH MIOCENU W OTWORZE SUCHA BESKIDZKA IG 1

#### Wstęp

W opracowaniu Sucha Beskidzka IG 1 przedstawiono zwerfikowane i zaktualizowane dane mikropaleontologiczne zawarte w „Dokumentacji wynikowej otworu Sucha IG 1” (Ślęczka, 1976), ujmując je w kontekście nowego schematu litostratygraficznego. Schemat ten uwzględnia wyniki późniejszych badań prowadzonych zarówno w bezpośrednim rejonie otworu, jak i na obszarach sąsiednich w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych (Moryc, 2005).

Wyniki analiz odniesiono do danych zawartych w „Dokumentacji wynikowej otworu” (Ślęczka, 1976) oraz do rezultatów przedstawionych w dostępnych publikacjach dotyczących Karpat Zachodnich i zapadliska przedkarpackiego, ze szczególnym uwzględnieniem badań prowadzonych w rejonie Suchej Beskidzkiej (m.in. Kopciowski, Garecka, 1996; Oszczytko-Clowes, 2001; 2010; 2012; Oszczytko, Oszczytko-Clowes, 2002; 2010; Oszczytko i in., 2005a, b; Garecka, Szydło, 2011; 2015; Kopciowski, 2014).

Nanoplankton wapienny w badanym otworze do Dokumentacji wynikowej opracowała Smagowicz (Ślęczka, 1976). Pod koniec lat 90. XX w., w ramach realizowanego w Oddziale Karpackim PIG-PIB projektu dotyczącego utworów molasowych na zachód od Krakowa, opracowano materiał z wiercenia Sucha Beskidzka IG 1 (Garecka, Olszewska, 1995; 1998; Garecka i in., 1996; Garecka, Jugowiec, 1999).

#### Stratygrafia miocenu autochtonicznego

##### Formacja z Suchej – kompleks olistostromowy

(2912,5–3145,0 m, miąższość 232,5 m, spąg na głęb. 3142,8 m)

Próbki z interwału głęb. 2956,0–2966,0 m zawierały pojedyncze, źle zachowane formy należące do rodzaju *Fasciculithus* i gatunku *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini. W próbkach pobranych z niżejległych kompleksów olistostromowych przeważają gatunki redeponowane charakterystyczne dla m.in. eoceno–oligoceno i oligoceno utworów flisz-

wych Karpat, w tym m.in.: *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra ornata* Müller, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon i *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre. Spośród gatunków mioceni- skich oznaczono występujący sporadycznie w próbkach gatunek *Helicosphaera mediterranea* Müller.

W próbkę z głęb. 2997,0 m występują *Helicosphaera scissura* Miller i *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette. Obecne są również, powszechne w utworach miocenu, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry oraz *Reticulofenestra* sp. – formy o bardzo niewielkich rozmiarach niemożliwe do odróżnienia na poziomie gatunku w mikroskopie optycznym. W próbkach z głęb. 3015,0–3024,0 m oraz 3033,0–3042,0 m, pobranych z najniższej części wydzielenia, oznaczono również *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller oraz *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon. Stan zachowania wykluczał identyfikację wielu egzemplarzy nawet na poziomie rodzaju. Powszechnie występują okruchy i fragmenty płytek co wskazuje na dużą dezintegrację materiału. Wśród gatunków redeponowanych przeważają licznie gatunki z utworów kredowych nad gatunkami z paleogenu. W próbkach z najniższej

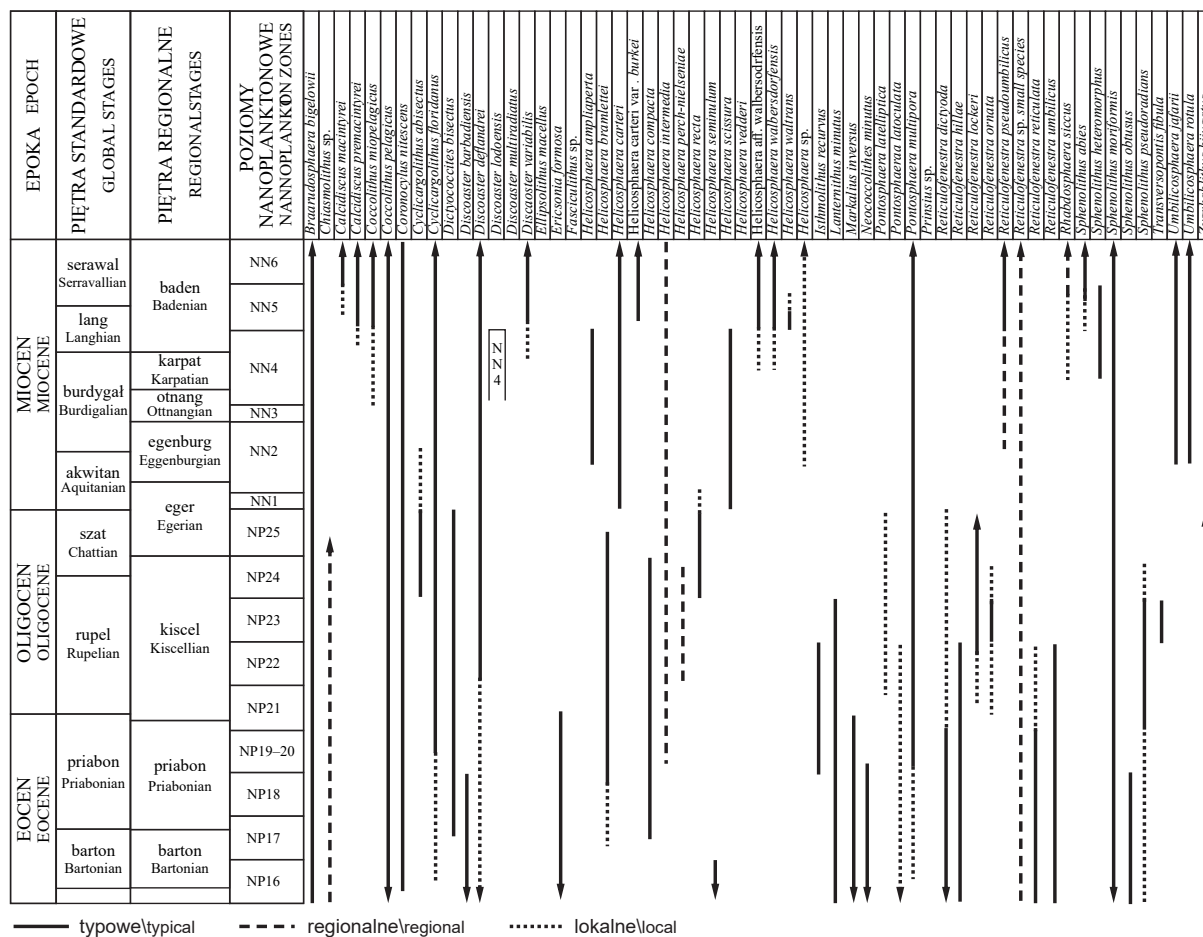
części formacji, głęb. 3100,5–3109,5 m oraz 3136,0–3146,0 m, podobnie jak w stropowej części, znaleziono jedynie pojedyncze bardzo słabo zachowane formy z rodzaju *Markalius*, *Fasciculithus*, *Reticulofenestra* i fragment okrzemki.

W celu weryfikacji opróbowano ponownie interwał obejmujący utwory formacji z Suchej z głęb. 2997,0 m, 3015,0–3024,0 m oraz 3033,0–3042,0 m. W próbkę z głęb. 2997,0 m zaobserwowano bardzo ubogi pod względem liczebności i zróżnicowania gatunkowego zespół nanoplanktonu z gatunkami: *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Sphenolithus conicus* Bukry i *Reticulofenestra pseudumbilicus* Gartner, które są notowane od dolnego miocenu. Obecność *Discoaster variabilis* wskazuje na wyższy karpat – wyższa część poziomu NN4. W próbkę z głębszego interwału (głęb. 3015,5–3025,5 m) na mioceni- ski wiek wskazuje jedynie gatunek *Reticulofenestra pseudumbilicus*. W próbkę dominują gatunki redeponowane ze starszych osadów lub egzemplarze nieoznaczalne ze względu na stan zachowania. W próbkę najgłębszej (głęb. 3033,0–3042,0 m) w zespole mioceni- skim oprócz *Reticulofenestra pseudumbilicus*, występują *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Helicosphaera scissura* Miller i *Helicosphaera intermedia* Martini (tab. 5, 6, fig. 19). Brak *Helicosphaera ampliaptera* w zespole wskazuje na najwyższą część karpatu.

Tabela 5

## Zasięgi gatunków nanoplanktonu wapiennego występujących w utworach mioceni- skich w otworze Sucha Beskidzka IG 1

The ranges of the calcareous nannoplankton species that occur in the Miocene sediments of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole



— typowe/typical    - - - regionalne/regional    ..... lokalne/local

Formacja ze Stryszawy – ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

(2758,0–2912,5 m, miąższość 154,5 m)

W próbce z głęb. 2792,2–2801,2 m Smagowicz (w: Ślącza, 1976) oznaczyła pojedyncze egzemplarze gatunku *Coccolithus pseudogammation* Bouche i *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski charakterystyczne dla eoceno-oligocenu oraz powszechny w osadach kredowych gatunek *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen. W próbce z głębszego interwału, głęb. 2855,7–2863,5 m, zespół był bardziej zróżnicowany gatunkowo choć liczebność nadal była niska. Oprócz gatunków z paleogenu Smagowicz stwierdziła występowanie kilku form znanych od wczesnego miocenu: *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner oraz *Cyclococcolithus rotula* Kamptner (= *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol).

Formacja ze Stryszawy – ogniwo z Bielska

(2575,0–2758,0 m, miąższość 183,0 m)

W próbkach pobranych z wyższej części ogniwa (głęb. 2568,5–2577,5 m; 2600,0–2607,5 m; 2625,5–2634,5 m) Smagowicz (w: Ślącza, 1976) odnotowała zróżnicowany gatunkowo zespół nanoplanktonu wapiennego (przede wszystkim na głęb. 2625,5–2634,5 m) zdominowany przez gatunki paleogeńskie (charakterystyczne dla paleocenu, eocenu, eoceno-oligocenu i oligocenu) oraz sporadycznie kredowe. Autorka oznaczyła między innymi: *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel) Radomski, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus pseudocarteri* Hay, Mohler et Wade (= *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival), *Coccolithus pseudogammation* Bouche, *Coranulus germanicus* Stradner, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (= *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq), *Discolithus distinctus* Bramlette et Sullivan (= *Pontosphaera distincta* (Bramlette et Sullivan) Roth et Thierstein; *Discolithina latelliptica* Báldi-Beke (= *Pontosphaera latelliptica* Báldi-Beke), *Ellipsolithus subdistichus* Roth et Hay (= *Clausicoccus subdistichus* (Roth et Hay) Prins), *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski. Miocenne gatunki były reprezentowane przez: *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner oraz *Cyclococcolithus rotula* Kamptner (= *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol). W próbkach ze spągowej części ogniwa, głęb. 2730,2–2739,2 m, Smagowicz zaobserwowała bardzo ubogi zespół nanoplanktonu z *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan (= *Toweius?crassus* (Bramlette et Sullivan) Aubry), *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus pseudogammation* Bouche, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (= *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq) oraz *Reticulofenestra coenura* (Reinhardt) Roth (= *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre) Stradner).

Wykonane przez Garecką analizy potwierdziły obserwacje Smagowicz o dużym udziale gatunków redeponowanych w zespole ogniwa z Bielska (Garecka i in., 1996; Garecka, Jęgowiec, 1999) i pozwoliły doprecyzować wiek tych utworów. Stan zachowania, na ogół zły, był przyczyną eliminacji wielu form z oznaczenia nie tylko na poziomie gatunku, a nawet rodzaju. Wśród gatunków miocennskich oznaczono mię-

Tabela 6

**Występowanie gatunków nanoplanktonu wapiennego w próbkach z utworów miocenu w otworze Sucha Beskidzka IG 1**

Occurrence of calcareous nannoplankton species in Miocene samples of the Sucha IG 1 borehole

Głębokość pobrania próbek [m] Sample depth [m]					
2236,0–2242,0	2372,0–2379,0	2428,0–2437,0	2568,5–2577,5	2648,6–2653,0/8,11	
2648,6–2656,3/8, VII	2730,0–2739,2	2997,0	3015,0–3024,5	3033,0–3042,0	
					<i>Braarudosphaera bigelowii</i> *
					<i>Chiasmolithus</i> sp.
					<i>Calcidiscus macintyreii</i> "
					<i>Calcidiscus premacintyreii</i> "
					<i>Coccolithus miopelagicus</i> "
					<i>Coccolithus pelagicus</i> *
					<i>Coronocylus nitescens</i> *
					<i>Cyclicargolithus abisectus</i>
					<i>Cyclicargolithus floridanus</i> *
					<i>Dictyococcites bisectus</i>
					<i>Discoaster barbadiensis</i>
					<i>Discoaster deflandrei</i> *
					<i>Discoaster lodoensis</i>
					<i>Discoaster multiradiatus</i>
					<i>Discoaster variabilis</i> "
					<i>Ellipsolithus macellus</i>
					<i>Ericsonia formosa</i>
					<i>Fasciculithus</i> sp.
					<i>Helicosphaera ampliaptera</i> "
					<i>Helicosphaera bramlettei</i>
					<i>Helicosphaera carteri</i> "
					<i>Helicosphaera carteri</i> var. <i>burkei</i> "
					<i>Helicosphaera compacta</i>
					<i>Helicosphaera intermedia</i> "
					<i>Helicosphaera perch-nielseniae</i>
					<i>Helicosphaera recta</i>
					<i>Helicosphaera seminulum</i>
					<i>Helicosphaera scissura</i> "
					<i>Helicosphaera vedderi</i> "
					<i>Helicosphaera et walbersdorffensis</i> "
					<i>Helicosphaera walbersdorffensis</i> "
					<i>Helicosphaera waltrans</i> "
					<i>Helicosphaera</i> sp."
					<i>Isthmolithus recurvus</i>
					<i>Lanternithus minutus</i>
					<i>Markalius inversus</i>
					<i>Neococcolithes minutus</i>
					<i>Pontosphaera latelliptica</i>
					<i>Pontosphaera latoculata</i>
					<i>Pontosphaera multipora</i> *
					<i>Prinsius</i> sp.
					<i>Reticulofenestra dictyoda</i>
					<i>Reticulofenestra hillae</i>
					<i>Reticulofenestra lockeri</i>
					<i>Reticulofenestra ornata</i>
					<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> "
					<i>Reticulofenestra</i> sp. <i>small species</i> "
					<i>Reticulofenestra reticulata</i>
					<i>Reticulofenestra umbilicus</i>
					<i>Rhabdosphaera sicca</i> "
					<i>Sphenolithus abies</i> "
					<i>Sphenolithus heteromorphus</i> "
					<i>Sphenolithus moriformis</i> *
					<i>Sphenolithus obtusus</i>
					<i>Sphenolithus pseudoradians</i>
					<i>Toweius</i> sp.
					<i>Toweius callosus</i>
					<i>Toweius occultatus</i>
					<i>Toweius pertusus</i>
					<i>Transversopontis fibula</i>
					<i>Tribraachiathus</i> sp.
					<i>Tribraachiathus orthostylus</i>
					<i>Umbilicosphaera jafarii</i> "
					<i>Umbilicosphaera rotula</i> "
					<i>Zygrhablithus bijugatus</i>
					gatunki z kredy
					fragmenty kokolitów

\* formy udokumentowane w otworze Sucha Beskidzka IG 1  
forms documented in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole

" – gatunki o długim zasięgu stratygraficznym powszechne w miocennskich zespołach nanoplanktonu wapiennego; " – gatunki miocenne

\* – long-ranging species that are characteristic in Miocene calcareous nannoplankton assemblages; " – Miocene species

dzy innymi *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis, *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera mediterranea* Müller, *Helicosphaera scissura* Miller, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner, *Sphenolithus delphix* Bukry oraz w spągowej części ogniwa (głęb. 2730,2–2739,2 m) również *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Z większą częstością występują gatunki o długim zasięgu stratygraficznym, powszechnie w utworach miocenu: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon (tab. 5, 6, fig. 19).

Obecność *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster variabilis*, *Discoaster exilis*, *Calcidiscus leptoporus* sugeruje górną część poziomu NN4, najwyższy karpata (Garecka, Olszewska, 1998). Bardzo licznie występują gatunki charakterystyczne dla utworów oligocenu, eoceno–oligocenu, eocenu górnego znane z Karpat fliszowych, gatunki charakterystyczne dla kredy górnej oraz nieoznaczalne fragmenty i okruchy kokolitów. Wyniki jakie otrzymano próbcie z głęb. 2648,6–2653,3 m pobranej ze środkowej części wydzielenia potwierdzają sugestię dotyczące wieku wydzielenia. W zespole oprócz wymienionych gatunków występują również *Helicosphaera intermedia* Martini, *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Umbil-*

*cosphaera jafarii* Müller, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre oraz *Reticulofenestra* sp. (formy o bardzo niewielkich rozmiarach) (fig. 19).

#### Formacja z Dębowca

(2451,0–2575,0 m, miąższość 124,0 m, spąg na głęb. 2570,3 m)

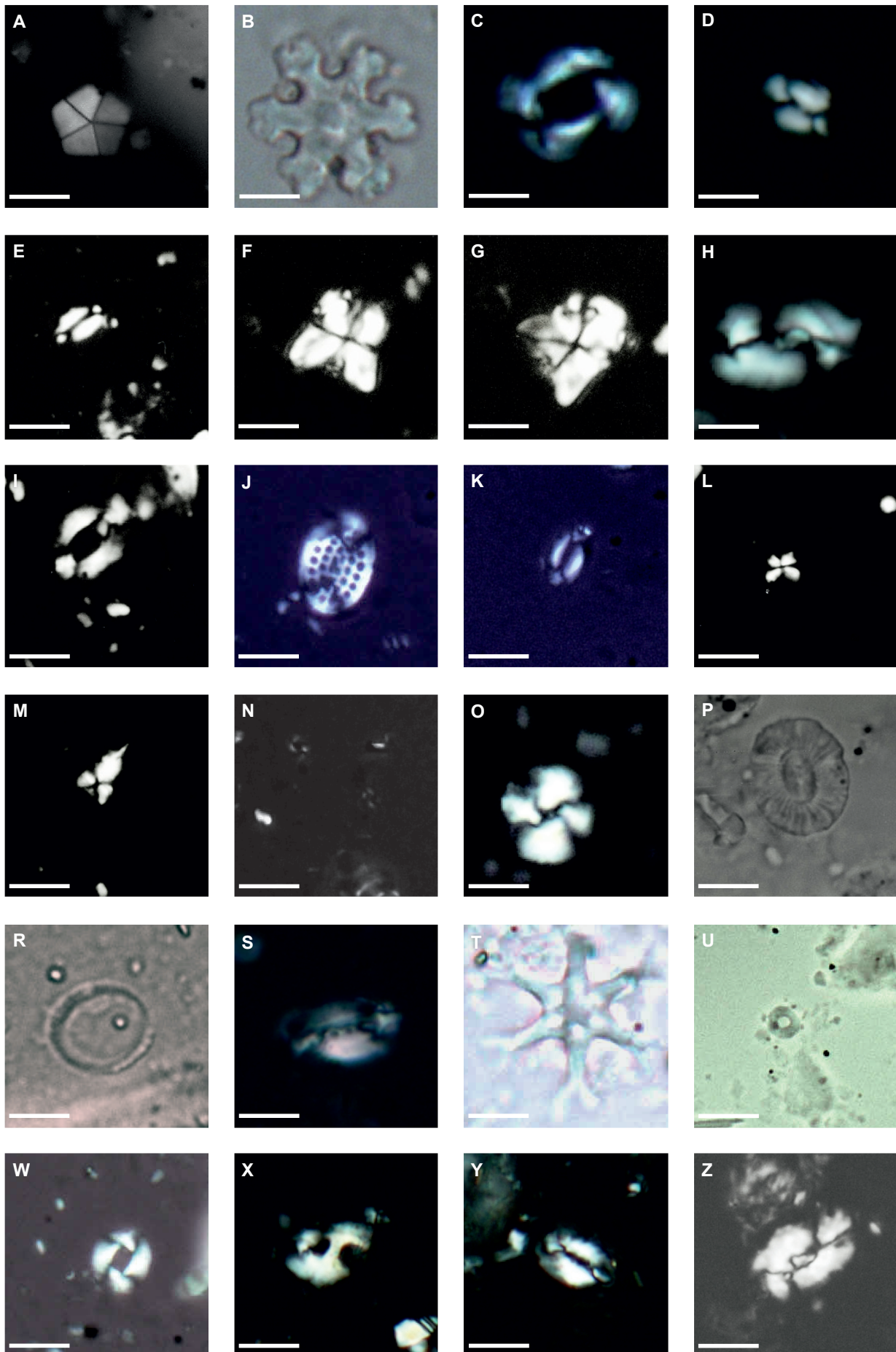
W próbkach z głęb. 2568,5–2577,5 m Smagowicz (Ślaczka, 1976) stwierdziła występowanie głównie gatunków paleogeńskich, w tym między innymi: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus pseudocarteri* Hay, Mohler et Wade (= *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival), *Coccolithus pseudogammation* Bouche, *Corannulus germanicus* Stradner, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (= *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster binodosus* Martini, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski. Z miocennych gatunków występowały jedynie *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray et Blackman) Kamptner (= *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan) i *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner. W pobranej do analizy z głęb. 2568,5–2577,5 m próbce stwierdzono bardzo ubogi, słabo zachowany i szczątkowy zespół nanoplanktonu z *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner i *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner jako jedynymi formami miocennymi. Powszechnie występują fragmenty kokolitów oraz nieliczne redeponowane gatunki i rodzaje z paleogenu, rzadko z kredy.

Fig. 19. Nanoplankton wapienny formacji stryszawskiej (ogniwo z Bielska) A–U i formacji z Suchej W–Z w otworze Sucha Beskidzka IG 1

A – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre; głęb. 2648,6–2656,3 m. B – *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel; głęb. 2648,6–2656,3 m. C – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; głęb. 2648,6–2656,3 m. D – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; głęb. 2648,6–2656,3 m. E – *Helicosphaera scissura* Miller; głęb. 2648,6–2656,3 m. F – *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon; głęb. 2648,6–2656,3 m; 0°. G – *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon; głęb. 2648,6–2656,3 m; 45°. H – *Helicosphaera intermedia* Martini; głęb. 2648,6–2656,3 m. I – *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon; głęb. 2648,6–2656,3 m. J – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; głęb. 2648,6–2656,3 m. K – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; głęb. 2648,6–2656,3 m. L – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; głęb. 2730,2–2739,2 m; 0°. M – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; głęb. 2730,2–2739,2 m; 45°. N – *Reticulofenestra* sp. – mała forma; głęb. 2648,6–2656,3 m. O – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; głęb. 2648,6–2656,3 m. P – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; głęb. 2648,6–2656,3 m. R – *Coronocycclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon; głęb. 2648,6–2656,3 m. S – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; głęb. 2648,6–2656,3 m. T – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette; głęb. 2648,6–2656,3 m. U – *Umbilicosphaera jafarii* Müller; głęb. 2648,6–2656,3 m. W – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; głęb. 3015,5–3025,5 m. X – *Helicosphaera mediterranea* Müller; głęb. 3015,5–3025,5 m. Y – *Helicosphaera scissura* Miller; głęb. 3015,5–3025,5 m. Z – *Helicosphaera intermedia* Martini; głęb. 3015,5–3025,5 m. Skala liniowa: 5µm

#### Calcareous nanoplankton from the Stryzawa Formation (Bielsko member): A–U and the Sucha Formation: W–Z in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole

A – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre; depth 2648.6–2656.3 m. B – *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel; depth 2648.6–2656.3 m. C – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; depth 2648.6–2656.3 m. D – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; depth 2648.6–2656.3 m. E – *Helicosphaera scissura* Miller; depth 2648.6–2656.3 m. F – *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon; depth 2648.6–2656.3 m; 0°. G – *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon; depth 2648.6–2656.3 m; 45°. H – *Helicosphaera intermedia* Martini; depth 2648.6–2656.3 m. I – *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon; depth 2648.6–2656.3 m. J – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; depth 2648.6–2656.3 m. K – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; depth 2648.6–2656.3 m. L – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; depth 2730.2–2739.2 m; 0°. M – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; depth 2730.2–2739.2 m; 45°. N – *Reticulofenestra* sp. – small forms; depth 2648.6–2656.3 m. O – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; depth 2648.6–2656.3 m. P – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; depth 2648.6–2656.3 m. R – *Coronocycclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon; depth 2648.6–2656.3 m. S – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; depth 2648.6–2656.3 m. T – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette; depth 2648.6–2656.3 m. U – *Umbilicosphaera jafarii* Müller; depth 2648.6–2656.3 m. W – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; depth 3015.5–3025.5 m. X – *Helicosphaera mediterranea* Müller; depth 3015.5–3025.5 m. Y – *Helicosphaera scissura* Miller; depth 3015.5–3025.5 m. Z – *Helicosphaera intermedia* Martini; depth 3015.5–3025.5 m. Scale bar: 5µm



### Formacja ze Skawiny

(2366,5–2451,0 m, miąższość 84,5 m)

W dwóch próbkach pobranych z głęb. 2372,2–2380,0 m oraz 2436,5 m Smagowicz (w: Ślącza, 1976) odnotowała występowanie zespołu zdominowanego przez gatunki redeponowane z paleogenu i kredy. Wśród gatunków paleogeńskich charakterystycznych dla górnego eocenu–dolnego oligocenu oraz oligocenu występują m.in.: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus pseudocarteri* Hay, Mohler et Wade (= *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival), *Coccolithus pseudogammation* Bouche, *Corannulus germanicus* Stradner, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (= *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq), *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski. Wśród gatunków kredowych występują min. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen. Spośród gatunków miocenijskich Smagowicz odnotowała jedynie występowanie *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray et Blackman) Kamptner (= *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan).

W pobranej na potrzeby realizowanego opracowania próbce z interwału głęb. 2372,2–2379,9 m zaobserwowano dość liczny i zróżnicowany gatunkowo zespół nanoplanktonu. Dominują redeponowane gatunki paleogeńskie (sporadycznie spotyka się kredowe) liczebnie przeważające nad gatunkami miocenijskimi. Powszechnie w próbce występują fragmenty

form (mechaniczna dezintegracja) oznaczone jedynie na poziomie rodzaju lub nieoznaczalne. Wśród gatunków miocenijskich występują *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette (fig. 20).

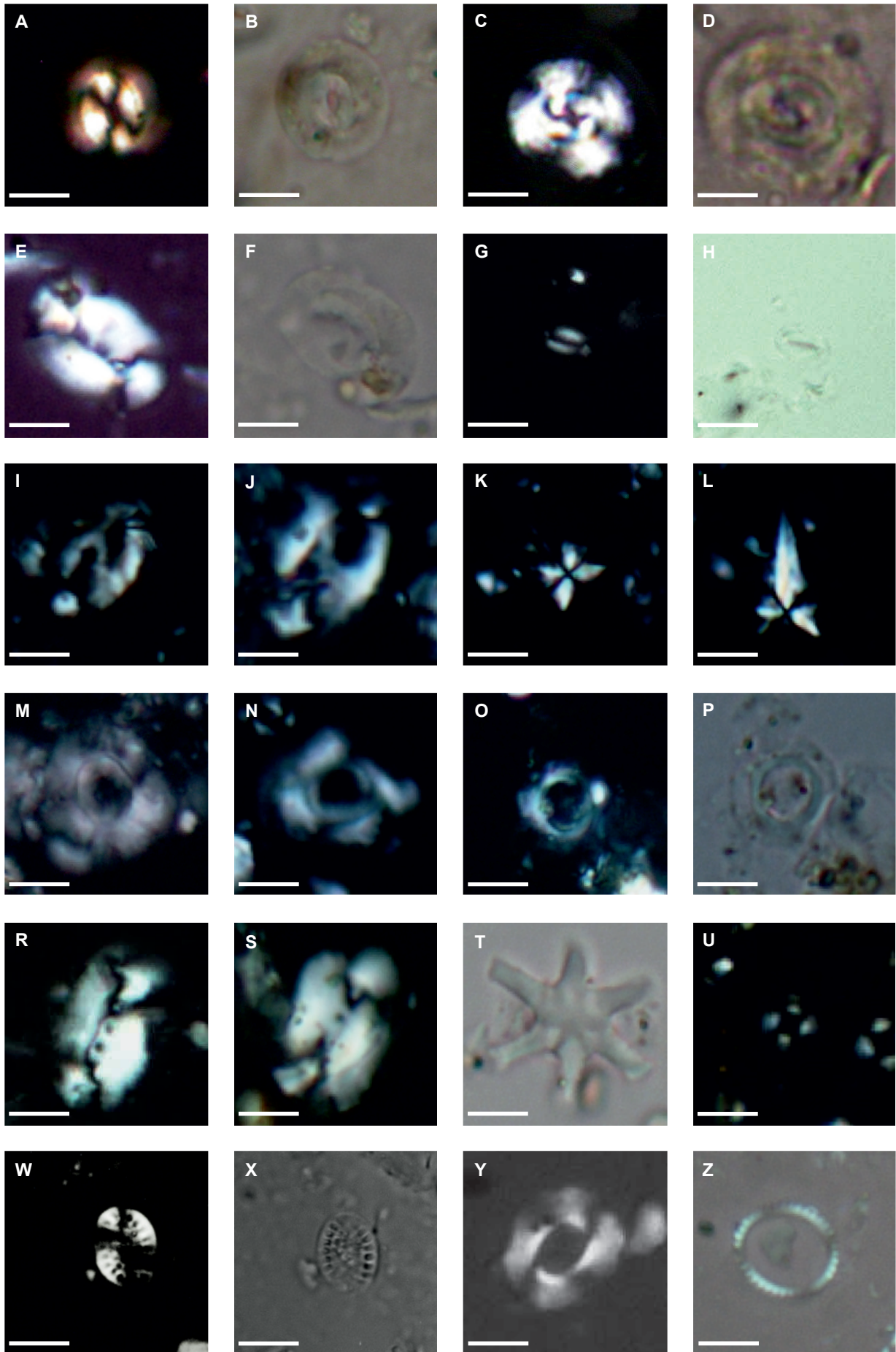
W zespole licznie występują również *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon oraz niewielkich rozmiarów formy z rodzaju *Reticulofenestra*. Bardziej diagnostyczny zespół miocenijski stwierdzono w próbce z głęb. 2428,5–2437,0 m. Oprócz wymienionych w płytszym interwale gatunków występują również: *Calcidiscus macintyreii* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan, *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis, *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Helicosphaera waltrans* Theodoridis, *Sphenolithus abies* Deflandre, *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Umbilicosphaera jafarii* Müller, *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol (tab. 5, 6, fig. 20). W zespole występują również powszechne w utworach miocenu i opisywane z płytszego interwału *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Reticulofenestra* sp. (formy o bardzo niewielkich rozmiarach). Zwraça jednak uwagę dość słaby stan zachowania, dotyczy przede wszystkim najliczniej występujących w próbce *Helicosphaera carteri* i *Helicosphaera carteri* var. *burkei*. Wiekowo zespół wskazuje na baden dolny, poziom NN5.

**Fig. 20. Nanoplankton wapienny formacji ze Skawiny w otworze Sucha Beskidzka IG 1**

**A** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; głęb. 2428,0–2437,0 m. **B** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; głęb. 2428,0–2437,0 m. **C** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; głęb. 2428,0–2437,0 m. **D** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; głęb. 2428,0–2437,0 m. **E** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; głęb. 2428,0–2437,0 m. **F** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; głęb. 2428,0–2437,0 m. **G** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; głęb. 2428,0–2437,0 m; **H** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; głęb. 2428,0–2437,0 m. **I** – *Helicosphaera waltrans* Theodoridis; głęb. 2428,0–2437,0 m. **J** – *Helicosphaera waltrans* Theodoridis; głęb. 2428,0–2437,0 m. **K** – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; głęb. 2428,0–2437,0 m; 0°. **L** – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; głęb. 2428,0–2437,0 m; 45°. **M** – *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis; głęb. 2428,0–2437,0 m. **N** – *Calcidiscus macintyreii* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan; głęb. 2428,0–2437,0 m. **O** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol; głęb. 2428,0–2437,0 m. **P** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol; głęb. 2428,0–2437,0 m. **R** – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; głęb. 2428,0–2437,0 m. **S** – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; głęb. 2428,0–2437,0 m. **T** – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette; głęb. 2428,0–2437,0 m. **U** – *Umbilicosphaera jafarii* Müller; głęb. 2428,0–2437,0 m. **W** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; głęb. 2428,0–2437,0 m. **X** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; głęb. 2428,0–2437,0 m. **Y** – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; głęb. 2428,0–2437,0 m. **Z** – *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon; głęb. 2428,0–2437,0 m. Skala liniowa: 5 μm

### Calcareous nannoplankton from the Skawina formation in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole

**A** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; depth 2428.0–2437.0 m. **B** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller; depth 2428.0–2437.0 m. **C** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; depth 2428.0–2437.0 m. **D** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry; depth 2428.0–2437.0 m. **E** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; depth 2428.0–2437.0 m. **F** – *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; depth 2428.0–2437.0 m. **G** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; depth 2428.0–2437.0 m. **H** – *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller; depth 2428.0–2437.0 m. **I** – *Helicosphaera waltrans* Theodoridis; depth 2428.0–2437.0 m. **J** – *Helicosphaera waltrans* Theodoridis; depth 2428.0–2437.0 m. **K** – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; depth 2428.0–2437.0 m; 0°. **L** – *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; depth 2428.0–2437.0 m; 45°. **M** – *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis; depth 2428.0–2437.0 m. **N** – *Calcidiscus macintyreii* (Bukry et Bramlette) Loeblich et Tappan; depth 2428.0–2437.0 m. **O** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol; depth 2428.0–2437.0 m. **P** – *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) Varol; depth 2428.0–2437.0 m. **R** – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; depth 2428.0–2437.0 m. **S** – *Helicosphaera carteri* var. *burkei* (Black) Theodoridis; depth 2428.0–2437.0 m. **T** – *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette; depth 2428.0–2437.0 m. **U** – *Umbilicosphaera jafarii* Müller; depth 2428.0–2437.0 m. **W** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; depth 2428.0–2437.0 m. **X** – *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth; depth 2428.0–2437.0 m. **Y** – *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner; depth 2428.0–2437.0 m. **Z** – *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon; depth 2428.0–2437.0 m. Scale bar: 5 μm



### Stratygrafia miocenu allochtonicznego

#### Formacja z Dębowca

(2252,5–2366,5 m, miąższość 114,0 m)

W zespole nanoplanktonu wapiennego z interwału głęb. 2337,5–2339,5 m odpowiadającego formacji dębowieckiej stwierdzono występowanie m.in. *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Coccolithus miopelgicus* Bukry, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coronocylus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster druggii* Bramlette et Wilcoxon, *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Helicosphaera scissura* Miller, *Helicosphaera walbersdorffensis* Müller, *Reticulofenestra* sp. (egzemplarze o bardzo niewielkich rozmiarach). Oprócz miocenijskich form w zespole występowały, przeważające liczebnie nad miocenijskimi, gatunki redeponowane z paleogenu oraz kredy (Garecka i in., 1996; Olszewska, Garecka, 1996; Garecka, Jugowiec, 1999). Opisany zespół można odnieść do wyższej części karpatu.

#### Formacja ze Skawiny

(2214,5–2252,5 m, miąższość 38,0 m)

Smagowicz (w: Ślącza, 1976) w próbkach z głęb. 2236,5 m; 2238,1 m oraz 2239,5 m stwierdziła w zespole nanoplanktonu wapiennego obecność gatunków powszechnie występujących w utworach fliszowych Karpat, m.in. *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan (= *Toweius?crassus* (Bramlette et Sullivan) Aubry), *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Mohler et Wade, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coccolithus pseudocarteri* Hay, Mohler et Wade (= *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival), *Coccolithus pseudogammation* Bouche, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner (= *Ericsonia formosa* (Kamptner) Haq), *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Ericsonia fenestrata* (Deflandre et Fert)

Stradner (= *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre et Fert) Prins), *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre. Zdaniem Smagowicz sporadycznie występują gatunki miocenijskie, takie jak: *Discoaster aulakos* Gartner (= *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner oraz *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Generalnie jest to zespół miocenijski o szerszym zasięgu, który zawiera formy znane od ottnangu (*Sphenolithus heteromorphus* i *Reticulofenestra pseudoumbilicus*). Zawierał on również gatunki z kredy górnej (m.in. *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen i wapienne dinoflagellata z rodzaju *Thoracosphaera*.

W ramach opracowania dotyczącego utworów molasowych na zachód od Krakowa Garecka (Garecka, Olszewska, 1995) w próbce z interwału głęb. 2337,5–2339,5 m stwierdziła występowanie *Discoaster variabilis* Bramlette et Wilcoxon, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan oraz *Helicosphaera californiana* Bukry (= *Helicosphaera walbersdorffensis* Müller). Taki zespół wskazuje jednoznacznie na najwyższy karpát–dolny baden (moraw). Nie odnotowano występowania charakterystycznych dla miocenu dolnego gatunków *Helicosphaera ampliaptera* Bramlette et Wilcoxon i *Helicosphaera scissura* Miller co sugerowałoby młodszy, dolnobadenijski wiek. W próbce pobranej ze stropowej części wydzielenia, z interwału głęb. 2236,0–2242,0 m, Garecka stwierdziła analogiczny zespół nanoplanktonu, co potwierdza jedynie wcześniejsze sugestie co do wieku. W zespole bardzo licznie występują gatunki redeponowane z utworów paleogenu i kredy. Zwraca uwagę duża dezintegracja mechaniczna płytek, co przejawia się obecnością licznych okruchów i mniej lub bardziej diagnostycznych fragmentów. Bardzo źle są zachowane ważne z punktu widzenia stratygrafii miocenijskie formy z rodzaju *Helicosphaera*, w tym stwierdzony w interwale głęb. 2236,0–2242,0 m gatunek *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner.

### Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK

#### WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH OSADÓW MIOCENSKICH W OTWORZE SUCHA BESKIDZKA IG 1

#### Formacja z Suchej

Charakterystyczną cechą prawie wszystkich osadów wchodzących w skład formacji z Suchej jest wysoka zawartość związków żelaza (hematytu, limonitu) w spoiwie, nadająca skałom charakter żelazisty. Utwory najgrubszych frakcji (zlepience) w przeważającej części składają się z litoklastów. Udział kwarcu i skaleni w szkielecie ziarnowym jest podrzędny. Większe znaczenie mają one w spoiwie typu matriks, składającym się z masy ilasto-marglistej z domieszką frakcji piaszczystej. Często jest to spoiwo o charakterze podstawowym. Wśród litoklastów największe znaczenie mają fragmenty skał węglanowych (kalkarenity, kalcytuty, wapień mikrytowe, organodetrytyczne). Skały węglanowe są niekiedy margliste lub wykazują oznaki silifikacji. Z innych składników litoklastycznych w zlepiencech odnotowano

obecność kwarcytów, gnejsów, rogowców. W niektórych zlepiencech zaobserwowano większe liczby skupień pirytowych, ulegających hematyzacji. Podrzednie w zlepiencech stwierdzono glaukonit, miki, bioklasty. Struktura zlepiencew jest pselitowa lub wielofrakcyjna przy większym udziale frakcji psamitowej, tekstura jest bezładna. Zlepience z formacji z Suchej ze względu na dużą zawartość zróżnicowanych litologicznie litoklastów określono jako zlepience polimiktyczne lub mezomiktyczne.

W piaskowcach tej formacji dominującym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. Niekiedy jest także notowana wysoka zawartość skaleni, głównie potasowych typu pertytów, dochodząca do 20% objętościowych. Oprócz kwarcu i skaleni niekiedy są licznie obecne litoklasty, takich skał jak kwarcyty, piaskowce (ilaste, glaukonitowe, wapniste),

rogowce, margle, iłowce (w tym iłowce z pirytem), wapienie mikrytowe, kwarcyty, łupki serycytowe. Minerale blaszkowe występują sporadycznie. Odnotowano natomiast obecność węglanów żelaza. Spoiwo piaskowców jest najczęściej ilaste, ilasto-węglanowe (margliste) typu porowego lub podstawowego, rzadziej kontaktowego. Stopień wysortowania składników szkieletu jest na ogół słaby, rzadziej średni. Struktura jest psamitowa, sporadycznie psefitowo-psamitowa, tekstura bezładna. Pod względem petrograficznym piaskowce z formacji z Suchoj można zaliczyć do szarogłazów (wak) litycznych lub arkozowych, w zależności od relacji ilościowych pomiędzy skaleniemi a litoklastami.

Wśród skał najdrobniejszych frakcji przeważają iłowce i mułowce o strukturach wielofrakcyjnych. Cechują się niekiedy znaczną zawartością frakcji grubszych (psamitowej w mułowcach oraz aleurytowej w iłowcach). Iłowce mogą zawierać znaczne ilości detrytusu roślinnego, ulegającego pirytyzacji. Wśród frakcji grubszych dominuje kwarc, podrzędnie są obecne skalenie lub litoklasty (piaskowce, rogowce, wapienie). Pospolicie występuje także hematyt i limonit, zwłaszcza w iłowcach. Sporadycznie jest notowana obecność mik lub glaukonitu. Struktura w zależności od typu osadu może być wielofrakcyjna, aleurytowo-pelitowa lub psamitowo-pelitowa. Tekstura jest na ogół bezładna, rzadziej zaburzona.

W utworach formacji z Suchoj stwierdzono występowanie wapieni biodetrytycznych, z dużą zawartością materiału klastycznego (wapień marglisty, zapiaszczony) oraz z syderitem. Obserwuje się również obecność piryty oraz procesy silifikacji szczątków organogenicznych. Ponadto stwierdzono również obecność brekcji syndementacyjnych, zawierających liczne okruchy margli wapienistych, iłowców, piaskowców o spoiwie siarczanowym, skupień hematytu i piryty. Brekcja ma strukturę wielofrakcyjną, teksturę zaburzona.

#### Formacja ze Stryszawy – ogniwo zlepieńców ze Stachorówki

Skały okruczowe ogniwa zlepieńców ze Stachorówki charakteryzują się dużym udziałem frakcji psefitowej. Powoduje to, że najczęściej mamy do czynienia ze zlepieńcami lub piaskowcami zlepieńcowatymi. Dominującymi składnikami zlepieńców są ziarna kwarcu oraz liczne litoklasty. Spośród tych ostatnich szczególnie znaczenie mają fragmenty skał, których skład sugeruje, że mogą to być utwory fliżowe. Dominują piaskowce (glaukonitowe, wapieniste, ilaste, arenity kwarcowe) charakterystyczne dla piaskowców karpackich. Towarzyszą im liczne fragmenty mułowców (kwarcowych, wapienistych, bitumicznych), iłowców (marglistych, krzemionkowych, żelazistych, z detrytusem roślinnym i pirytem), rogowców. Bardzo liczną grupę stanowią fragmenty skał węglanowych, szczególnie wapieni detrytycznych (kalkarenity, kalcilutyty, wapienie biodetrytyczne), mikrytowych, sparytowych, także wapieni dolomitycznych i syderitycznych. W porównaniu do fragmentów skał osadowych mniej liczne są fragmenty skał metamorficznych (kwarcyty, gnejsy, łupki mikowe, serycytowe, argillity) lub magmowych (skały wylewne, cieszynity). Spośród innych litoklastów odnotowano również obecność litytów, margli spikulowych, globigerynowych lub mszywiolowych. Szczegółowa charak-

terytyka wybranych litoklastów jest zawarta w dokumentacji wynikowej otworu (Ślęczka, 1976).

Spoiwo zlepieńców jest najczęściej typu matriks lub ilasto-węglanowe, podstawowe. Stopień wysortowania składników szkieletu ziarnowego jest słaby. Wielkość ziaren waha się od drobnego piasku (100–200 mikrometrów) do klastów o rozmiarach do kilku centymetrów. Struktura jest psefitowa lub przy większej zawartości drobniejszej frakcji psamitowo-psefitowa. Tekstura bezładna. Pod względem petrograficznych zlepieńców tego ogniwa może zaklasyfikować jako zlepieńce mezo- lub polimiktyczne.

Skały frakcji piaskowców mogą niekiedy zawierać znaczne ilości frakcji psefitowej w swoim składzie, co nadaje im charakter piaskowców zlepieńcowatych. Skład petrograficzny litoklastów w takich piaskowcach jest identyczny jak w zlepieńcach. Spośród faz monomineralnych szkieletu ziarnowego dominującym składnikiem jest kwarc. W większej ilości (do 20% objętościowych) mogą pojawiać się także skalenie, głównie potasowe. Taka sytuacja ma miejsce zwłaszcza w dolnych odcinkach profilu wydzielenia. Z innych składników stwierdzono występowanie czasami licznych minerałów mikowych (muskowitu, biotyty, chlorytów). Jako składniki akcesoryczne zaklasyfikowano granaty, cyrkon, glaukonit, chloryty oraz frambooidalny piryty. Siarczki żelaza mogą ulegać zaawansowanej limonityzacji, która jest źródłem licznych niekiedy związków żelaza, rozproszonych w spoiwie skały. W piaskowcach ogniwa ze Stachorówki dominuje spoiwo węglanowe lub węglanowo-ilaste typu porowego i podstawowego. Wyjątek stanowią piaskowce kwarcowe o znacznym udziale skaleni, w których występuje spoiwo kontaktowe ilaste, podrzędnie ilaste porowe. Charakterystyka petrograficzna piaskowców pozwala je zaklasyfikować jako szarogłazy (waki) lityczne lub, w przypadku piaskowców z dolnych partii wydzielenia, jako arenity arkozowe lub arkozy. Stopień wysortowania składników szkieletu ziarnowego jest zróżnicowany – w przypadku piaskowców o strukturze psefitowo-psamitowej stopień wysortowania jest słaby, a w przypadku piaskowców o strukturze psamitowej na ogół średni lub dobry. Tekstura najczęściej jest bezładna, sporadycznie mikro-laminacyjna.

#### Formacja ze Stryszawy – ogniwo z Bielska

Piaskowce zaliczane do ogniwa z Bielska, są reprezentowane przez piaskowce litoklastyczne, często o charakterze zlepieńcowatym, w których wielkość okruchów może dochodzić do kilkunastu milimetrów. Podstawowym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc. W mniejszej ilości występują litoklasty, skalenie, miki. Ze składników akcesorycznych odnotowano obecność glaukonitu, tlenków tytanu, piryty frambooidalnego, cyrkonu, granatów. Ziarna litoklastyczne to w przeważającej części fragmenty wapieni (mikrytowych, biodetrytycznych, kalkarenitów), iłowce (w tym także iłowce żelaziste, przepojone limonitem), mułowce, rogowce, piaskowce (kwarcowe, ilasto-krzemionkowe), margle, kwarcyty, łupki krystaliczne, gnejsy, cieszynity.

Spoiwo skał frakcji psamitowej jest mieszane. Dominuje spoiwo porowe, rzadziej podstawowe (przy wzroście zawartości frakcji psefitowej przechodzące w spoiwo typu matriks)

lub kontaktowe. W niektórych preparatach stwierdzono obecność fragmentów skorup numulitów i inoceramów. Pod względem składu jest to spoiwo ilasto-węglanowe, margliste niekiedy z dużą zawartością anhydrytu (zawartość  $\text{CaSO}_4$  w piaskowcach może dochodzić do 11% wag.). Pospolite jest także występowanie w obrębie spoiwa utlenionych związków żelaza – limonitu. Pod względem petrograficznym, występujące w ogniwie z Bielska piaskowce zaklasyfikować można jako szarogłazy (waki) lityczne. Struktury piaskowców w zależności od udziału grubszych frakcji zmieniają się od psefitowo-psamitowych do psamitowych. Tekstura z reguły jest bezładna. W przypadku większego udziału drobnych frakcji, w tym aleurytowych występuje tekstura laminacyjna.

Skały drobniejszych frakcji, aleurytowej i pelitowej w dużej mierze pod względem składu materiału detrytycznego odzwierciedlają skały psamitowe. Dalej dominującym składnikiem jest kwarc. Liczne są również litoklasty o podobnym inwentarzu petrograficznym jak w piaskowcach. Ze składników akcesorycznych notowane są wystąpienia glaukonitu, cyrkonu, tlenków tytanu, granatów lub pirytu framboidalnego. Pospolita jest również obecność limonitu, będącego w dużej części efektem wietrzenia siarczków żelaza znajdujących się w skale. Wraz ze spadkiem gradacji ziaren detrytycznych i przejściem od frakcji aleurytowej do pelitowej, spada także udział anhydrytu w budowie mułowców i iłowców, dochodząc do kilku procent wagowych. Struktura skał ilasto-mułowcowych jest aleurytowo-pelitowa, w przypadku większej zawartości ziaren frakcji piaszczystej – polifrakcyjna (wielofrakcyjna). Tekstura najczęściej bezładna, rzadziej laminacyjna.

#### Formacja z Dębowca (utwory autochtonicznego i allochtonicznego miocenu)

Cechą charakterystyczną tego wydzielenia jest obecność skał grubokruchowych – zlepieńców. W dokumencie wynikowej otworu (Ślęczka, 1976) są opisywane jako żwirowce lub okruchoce litoklastyczne. Charakteryzują się bardzo słabym stopniem wysortowania składników. Wielkość ziaren waha się od frakcji aleurytowej do psefitowej, gdzie poszczególne litoklasty osiągają do kilku milimetrów średnicy. Wśród klastów dominują fragmenty skał osadowych, zwłaszcza skał węglanowych (wapieni mikrytowych, dolomitycznych, ankerytowych, dolomitów), iłowców, mułowców, piaskowców (wapnistych, arkozowych). W mniejszej ilości notowane są skały metamorficzne (kwarcyty, łupki mikowe, gnejsy, łupki kwarcowo-serycytowe). Pozwala to zaklasyfikować powyższe skały jako zlepieńce mezo- i oligomiktyczne. Wraz ze spadkiem wielkości ziaren, w szkielecie ziarnowym zlepieńców wzrasta udział faz monomineralnych: kwarcu, skaleni, mik. Akcesorycznie są notowane również granaty, cyrkon, glaukonit, piryt. Pospolite jest, w niektórych częściach profilu, występowanie utlenionych minerałów żelaza – limonitu. Spoiwem zlepieńców są najczęściej minerały węglanowe lub ilaste z węglanami. Spoiwo jest typu porowego lub typu matriks. Struktura zlepieńców jest psefitowa, tekstura na ogół bezładna.

Piaskowce formacji dębowieckiej są reprezentowane głównie przez piaskowce wapniste. Fragmenty skał wapiennych mogą stanowić w nich dominujący składnik detrytycz-

ny, co w połączeniu z spoiwem węglanowym typu porowego sugeruje, że miejscami można mieć do czynienia raczej z zapiaszczonymi wapieniami detrytycznym (kalkarenity) niż z piaskowcami. Oprócz skał węglanowych są pospolite litoklasty skał ilastych, mułowców oraz skał metamorficznych, podobnie jak ma to miejsce w przypadku zlepieńców. W dolnej części profilu formacji dębowieckiej wzrasta udział kwarcu i skaleni w obrębie składników szkieletu ziarnowego. Zmienia się także skład spoiwa, z węglanowego na margliste z siarczanami. Dominuje spoiwo typu porowego lub podstawowego. Niezależnie od składu, frakcja detrytyczna cechuje się słabym wysortowaniem oraz obecnością minerałów akcesorycznych takich jak glaukonit, granaty, piryt. Pospolite niekiedy są również wystąpienia minerałów tlenowych żelaza w formie limonitu. Struktura piaskowców zmienia się od psamitowej do aleurytowo-pelitowo-psamitowej w dolnych partiach formacji. Tekstura na ogół jest warstwowana, płaskorównoległa lub bezładna.

Także w obrębie skał okruchowych najdrobniejszych frakcji – aleurytowej i pelitowej udział składnika węglanowego może być znaczny i dominować nad ziarnami kwarcu lub innych minerałów (mik, glaukonitu, tlenków tytanu, cyrkonu). Spoiwo mułowców jest ilaste lub ilasto-węglanowe z siarczanami. Struktura mułowców lub iłowców jest najczęściej wielofrakcyjna, wskazująca na liczny niekiedy udział różnych frakcji. Tekstura jest płaskorównoległa, laminacyjna.

#### Formacja ze Skawiny (utwory autochtonicznego i allochtonicznego miocenu)

Piaskowce formacji skawińskiej cechują się słabym wysortowaniem lub zupełnym jego brakiem. W piaskowcach obserwuje się ziarna od frakcji aleurytowej do psefitowej. Spoiwo najczęściej jest typu matriks lub ilasto-węglanowe typu podstawowego, czasami z wysoką zawartością związków żelaza (limonitu). W niektórych partiach piaskowców w spoiwie pojawia się wysoka zawartość anhydrytu, tworząca spoiwo autigeniczne, siarczanowe. Zawartość siarczanów w tej partii profilu może dochodzić do kilkunastu procent wagowych. Sporadycznie w obrębie spoiwa były obserwowane autigeniczne, rombówce kryształowe dolomitu. Skład mineralny szkieletu ziarnowego to głównie kwarc i litoklasty. Wśród fragmentów skał wyróżnić można kwarcyty i liczne fragmenty skał fliszowych, głównie piaskowców wapnistych, iłowców, rogowców oraz wapieni z oznakami silifikacji. Skalenie, głównie potasowe, stanowią do kilku procent składu szkieletu ziarnowego. Ze składników akcesorycznych stwierdzono obecność glaukonitu i mik. Pod względem składu mineralnego piaskowce formacji skawińskiej można zaliczyć do wak (szarogłazów) litycznych. Struktura piaskowców jest nierównoziarnista, wielofrakcyjna, tekstura bezładna.

Skały drobniejszych frakcji to mułowce i iłowce margliste, niekiedy wapniste lub zapiaszczone. Pod względem składu mineralnego utwory te są do siebie zbliżone. Różnią się proporcjami zawartości składników detrytycznych (minerałów ilastych, mułu kwarcowo-skaleniowego) i autigenicznych (mułu węglanowego). W mułowcach pojawiają się dodatkowo litoklasty iłowców. Ze składników akcesorycznych wymienić można glaukonit, miki, limonit, detrytus roślinny. W niektó-

rych partiach iłowców pojawiają się szczątki mikrofauny globigerynowej ulegającej pirytyzacji. Składniki frakcji aleurytowej mogą układać się w osobne laminy. Struktura jest mieszana, od aleurytowo-pelitowej do pelitowo-aleurytowej. Tekstura jest na ogół laminacyjna lub bezładna.

#### Brekcje poligenetyczne

Brekcje poligenetyczne znajdujące się w stropie miocenu allochtonicznego składają się głównie z pakietów iłowcowo-mułowcowych z wkładkami piaskowców i wapieni. Piaskowce tego wydzielenia wykazują duże zróżnicowanie pod względem petrograficznym. W stropie brekcji są obecne wkładki piaskowców o cechach litologicznych podobnych do piaskowców z leżących wyżej warstw krośnieńskich jednostki śląskiej. W niższych partiach wydzielenia dominują piaskowce wapniste o różnym stopniu wysortowania materiału ziarnowego, od średnio do słabo wysortowanych. Złożone są głównie z ziaren kwarcu lub fragmentów skał węglanowych. Zawartość skaleni lub glaukonitu jest niska, do 3–5% obj. W obrębie składników akcesorycznych wyróżnić można fragmenty skał metamorficznych (kwarcyty, łupki mikowe), tlenki tytanu, detrytus roślinny lub piryt framboidalny. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane pod względem składu. Dominuje spoiwo węglanowe, w mniejszej ilości odnotowano obecność spoiwa marglistego lub krzemionkowego, regeneracyjnego (strefy silifikacji). We wszystkich przypadkach spoiwo ma charakter podstawowy lub rzadziej porowy. Biorąc pod uwagę ilość spoiwa oraz skład mineralny szkieletu ziarnowego, piaskowce tego wydzielenia można zaliczyć do szarogłazów (wak) litycznych lub rzadziej kwarcowych. Struktura piaskowców jest na ogół psamitowa, w pojedyn-

czych przypadkach aleurytowo-psamitowa. Tekstura jest bezładna, chaotyczna. Pospolicie w piaskowcach występują drobne żyłki kalcytowe.

Skały frakcji aleurytowej to mułowce wapniste lub wapienisto-margliste, rzadziej kwarcowe. W składzie mineralnym dominuje kwarc, minerały mikowe (głównie muskowit), minerały ilaste, fragmenty skał węglanowych lub skorup. Pospolicie może być obecny także detrytus roślinny. Sporadycznie obserwowany jest glaukonit, minerały tytanu lub piryt. Struktura jest aleurytowa lub pelitowo-aleurytowa, tekstura laminacyjna, często zaburzona lub bezładna. Podobnie, jak miało to miejsce w przypadku piaskowców, powszechne jest występowanie drobnych żyłek kalcytowych, niekiedy z bituminami.

Skały najdrobniejszej frakcji to iłowce mułowcowe lub margliste, które są zbudowane głównie z mułu wapiennego lub kwarcowego. Pospolicie jest obecny w nich detrytus roślinny, minerały blaszkowe (muskowit), mikrofauna wapienna. W dolnych partiach profilu pojawiają się strefy silifikacji. Akcesorycznie jest obecny glaukonit, framboidalny piryt lub bituminy (w laminach wzbogaconych w detrytus roślinny). Struktura skały jest aleurytowo-pelitowa lub pelitowa, tekstura bezładna lub laminacyjna, zaburzona sedimentacyjnie. Drobne żyłki kalcytowe nie są tak pospolite jak w partiach piaskowcowych lub mułowcowych. W jednym wypadku zawartość autogenicznego materiału węglanowego przeważa nad materiałem detrytycznym. ıłowiec ten można zaklasyfikować jako wapień pelityczny (mikrytowy) ze szczątkami mikrofauny wapiennej oraz krzemionkowej. Występują również strefy silifikacji. W wapieniu jest obecna materia organiczna (detrytus), muł kwarcowy oraz skupienia pirytu.

**Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK**

### CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH FRAGMENTÓW SKAŁ MAGMOWYCH (CIESZYNITÓW) WYSTĘPUJĄCYCH W ZLEPIÉNCACH

Cieszynity – dolnokredowe skały magmowe, wieku ok. 120–110 Ma (Grabowski i in., 2003; Szopa i in., 2014) były przedmiotem badań naukowych od XIX w. Lokalną nazwę „teschinit” dla tych skał zaproponował po raz pierwszy Hohenegger (1861) od niemieckiej nazwy pobliskiego Cieszyna. Liczne powierzchniowe wystąpienia cieszynitów są spotykane od Hranic w Czechach do Bielska-Białej i Źywca w Polsce. Od tego czasu skały te doczekały się licznych opracowań i publikacji naukowych (m.in. Tschermak, 1866; Smulikowski, 1929, 1930; Pacák, 1926; Gucwa i in., 1971; Wieser, 1971; Mahmood, 1973; Kudláskova, 1987). Litoklasty cieszynitów stwierdzono również w profilu otworu wiertniczego Sucha Beskidzka IG 1 (Pelczar, 1976; Wieser 1976) w utworach miocénskich, o czym wspomniano juŹ w rozdziałach wyŹej.

Fragmenty i okruchy skał cieszynitowych opisywanych przez Wiesera (1976) charakteryzują się dokładnym obtoczeniem, co według autora przemawia za intensywną obrbk mechaniczną, rzeczni i/lub morską. Ponadto Wieser (1976), w analizowanych skałach magmowych, stwierdzi szereg zmian wietrzeniowych. Te bardzo intensywne zmiany

mogły być spowodowane oddziaływaniem róznych procesów przeobraŹeniowych. NaleŹ do nich pomagmowe procesy hydrotermalne, ktore spowodowały albityzacj i analcymizacj. Zmiany na kontakcie z wodą morską lub porową z otaczających osadów prowadziły do smektytyzacji i seladonityzacji (Wieser, 1976). Ponadto wystawienie tych skał na wietrzenie hipergeniczne powodowało smektytyzacj i zeolityzacj. Obserwowana karbonatyzacja mogła natomiast by powiazana z działalnością wód zasobnych w CO<sub>2</sub> (szczaw powulkanicznych) lub z procesami diagenetycznymi na kontakcie z osadami węglanowymi.

Skały magmowe, w tym typu cieszynitowego, zostały opisane w kilku interwałach otworu Sucha Beskidzka IG 1 (Pelczar 1976; Wieser 1976):

- geboko 2055,0–2214,0 m – pojawiają się fragmenty skał naleŹcych do formacji cieszynitowej wielkości do kilkunastu cm w profilu brekcji tektonicznej (wg. Wieser, 1976), ale największe nagromadzenia tego typu skał stwierdzono na geb. 2150,0–2152,0 m (Wieser, 1976);

- głębokość 2550,0–2570,0 m – zaobserwowano pojedyncze fragmenty gnejsów, granitów i andezytów w zlepieńcach z bogatym materiałem egzotykowym (wg. Pelczar 1976; Wieser 1976);
- głębokość 2570,0–2760,0 m – występują pojedyncze fragmenty skał cieszynitowych w piaskowcach typu szarowaki litycznej, niekiedy zlepieńcowatych (wg. Pelczar 1976);
- głębokość 2760–2901,0 m – są spotykane liczne okruschy zmienionych skał wylewnych (w tym typu cieszynitów), otoczków skał cieszynitowych oraz fragmenty schlorytyzowanego szkliwa wulkanicznego, a także materiał okruschowy pochodzący ze skał fliszowych i drobniejsze fragmenty skał krystalicznych (granitów, gnejsów) w zlepieńcach piaszczystych i polimiktycznych oraz piaskowcach zlepieńcowatych i piaskowcach typu szarowaki litycznej (wg. Pelczar 1976);
- głębokość 2901,0–2907,0 m – są widoczne okruschy skał wylewnych oraz fragmenty schlorytyzowanego szkliwa wulkanicznego w zlepieńcach i piaskowcach zlepieńcowatych o zabarwieniu czerwonym (wg. Pelczar 1976).

Największe nagromadzenie cieszynitów (typu limburgitów) stwierdzono na głęb. 2150,0–2152,0 m (Wieser, 1976). Skały te charakteryzują się teksturą amygloidalną (migdałowcową) i strukturą porfirową, oligofirową z jednym rodzajem składnika tworzącego fenokryształy (monofirowa-oliwinofirowa). Pierwotny skład mineralny uległ silnemu przeobrażeniu. Cieszynity obfitują w wakuole o średnicy do 25 mm wypełnione wtórnymi minerałami, głównie kalcytem i promieniście ułożonymi włóknami rhodezytu (zeolitu). Zawierają również niezbyt liczne fenokryształy, o wielkości sięgającej 1,6 mm, będące pseudomorfozami smektytu po oliwinie. W tle skalnym dominują mikrolity augitu przeobrażone całkowicie lub w części w smektyt, węglany, chloryt, goethyt i mieszaninę tlenków tytanu zwanych leukoksenem. Tło skalne zawiera ponadto przeobrażone szkliwo (zwłaszcza w postaci produktów karbonatyzacji i zeolityzacji). W niektórych okazach pojawiają się mikrolity biotyту do 0,2 mm wielkości, a także bardzo drobne skupienia tlenków tytanu, pochodzące prawdopodobnie z rozpadu tytanomagnetytu lub ilmenitu. Akcesorycznie jest spotykany apatyt.

Również na głęb. 2180,0 m stwierdzono (Wieser, 1976) cieszynit podobnego typu o strukturze porfirowej, monofirowej, przy zawartości fenokryształów ok. 25–30% i teksturze amygloidalnej. Podobnie jak opisane powyżej, również te skały uległy przeobrażeniu. Zmiany dotknęły przede wszystkim fenokryształy oliwinów oraz szklistą część tła skalnego. Niezmienione pozostały mikrolity augitowe. Występują również mikrolity biotyту na kontakcie z fenokryształami. Akcesorycznie występuje apatyt oraz ilmenit, który uległ niemal zupełnej leukoksenizacji.

W przedziale głęb. 2550,0–2554,0 m stwierdzono występowanie kilku odmian skał magmowych (w tym cieszynitowych) w postaci obtoczonych fragmentów o średnicy dochodzącej do ok. 8 cm.

Cieszynit typu monchikitu (fourchitu) charakteryzuje się strukturą mikrofirową, polifirową i teksturą amygloidalną.

Składa się głównie z pseudomorfoz po amfibolach (barkewikicie – Wieser, 1976), nieco rzadszego nieprzeobrażonego biotyту oraz pseudomorfoz po augicie. Amfibole zostały przeobrażone w mieszaninę nontronitu, tlenków tytanu i minerałów rudnych i tworzą cienkosłupkowe mikrolity i mikrofenokryształy o długości do 0,65 mm. Augit tworzy rzadkie fenokryształy (do 2,5 mm), które uległy karbonatyzacji i saponityzacji, oraz mikrofenokryształy, które zostały przeobrażone na skutek smektytyzacji, karbonatyzacji i leukoksenizacji. Sporadycznie spotykany jest analcym w postaci ksenokryształów (do 4 mm) i lokalnych, metasomatycznych impregnacji. Z akcesorycznych składników występuje igielkowy apatyt oraz tytanomagnetyt spotykany w obwódkach opacytowych amfiboli. W składzie przeobrażonego tła skalnego występują węglany (głównie kalcyt), zeolity i smektyty. W tle skalnym pozostały nienaruszone mikrolity skaleni potasowych o wielkości do 0,1 mm.

Cieszynit typu kamptonitowego ma strukturę porfirową, monofirową a teksturę bezładną. Głównym składnikiem są fenokryształy augitowe, które na skutek przeobrażeń stały się pseudomorfozami nontronitowo-montmorillonitowymi. Stanowią ok. 25% objętości skały. Drugim ważnym składnikiem są przeobrażone kryształy plagioklaz, zbudowane z albitu i węglanów. Tworzą listewki o wielkości do 0,7 mm. W podrzędnych ilościach występują biotyt i tytanomagnetyt, które tworzą ściśle asocjacje. Biotyt z ciemnymi obwódkami ma postać blaszek o wielkości do 0,4 mm. Akcesorycznie jest obserwowany apatyt. Tło skalne składa się z albitu, węglanów i podrzędnie smektytów.

Doleryt [opisany przez Wiesera (1976) jako zmieniony cieszynit] charakteryzuje się strukturą skały średniokrystaliczną, intersertalną, hypokrystaliczną, a teksturą bezładną. Głównymi składnikami dolerytu są zmienione plagioklasy, biotyt i przeobrażone pirokseny. Plagioklasy uległy silnym procesom przeobrażeniowym w postaci albityzacji, seladonityzacji i karbonatyzacji, natomiast pirokseny zostały zmienione w smektyt, miejscami w seladonit i węglany. Wielkość pseudomorfoz po plagioklazach i piroksenach sięga 1,7 mm, a biotyту do 0,95 mm. Obok tych minerałów licznie występuje również zleukoksenizowany ilmenit.

Skała magmowa typu mikrodolerytowego [opisana przez Wiesera (1976) jako zmieniony cieszynit] ma strukturę dolerytową, teksturę bezładną, amygloidalną. W obrazie mikroskopowym dominują rozbieżnie ułożone grube listewki zmontmorillonitowanego plagioklaz o wielkości do 0,65 mm. W skład mikrodolerytu wchodzi ponadto pseudomorfozy po fenokryształach (prawdopodobnie plagioklaz) oraz wakuole wypełnione głównie węglanami. Ponadto w interstycjach pomiędzy przeobrażonymi plagioklazami znajduje się zaponityzowane i schlorytyzowane szkliwo oraz przeobrażone mikrolity augitu. Podrzędnie są spotykane kryształy schlorytyzowanego biotyту, węglany oraz minerały nieprzejrzyste.

Cieszynit typu fojdytowego (ankaratrytowego wg Wiesera, 1976) wykazuje strukturę porfirową, polifirową a teksturę bezładną, amygloidalną. Wakuole są wypełnione analcymem, przeobrażonym następnie w sodowy montmorillonit (Wieser, 1976). Fenokryształy są zbudowane przede wszystkim z augitu przeobrażonego w smektyt i węglany, z wydzieleniem

tlenków tytanu. Biotyt występuje w formie mikrofenokryształów o wielkości do 0,6 mm rozproszonych w skale i gwiaździstych agregatów o średnicy do 0,2 mm. Dodatkowo tworzy on obwódki wokół przeobrażonego augitu w postaci drobnych blaszek. Również jest widoczny zleukoksenizowany ilmenit. W składzie przeobrażonego tła skalnego dominują węglany (głównie kalcyt), montmorillonit i saponit, a także mikroliity przeobrażonego augitu. Akcesorycznie występuje apatyt w formie igiełkowej.

Główną różnicą widoczną w opisach skał magmowych występujących w profilu otworu wiertniczego Sucha Beskidzka IG 1 (Wieser, 1976) w porównaniu do wystąpień powierzchniowych odmian cieszynitów jest fakt, że większość powierzchniowych odmian to skały głębinowe (m.in. Kudláskova, 1987; Szopa i in., 2014), podczas gdy omawianym otworze dominują skały wylewne. Większość z nich jest również silnie przeobrażona. Zgodnie z opisami, skały magmowe obserwowane w profilu otworu posiadają wiele cech

świadczących, że mogły zastygać na powierzchni dna lub pod niewielkim przykryciem świeżego osadu morskiego. Świadczy o tym może przede wszystkim struktura migdałowcowa z wakuolami wypełnionymi m.in. zeolitami (np. rhodocytem; Wieser, 1976), jak i charakterystyczna opacyzacja biotytu.

Obecność fragmentów cieszynitów w utworach frakcji psefitowej może sugerować, że źródło alimentacji materiału okruchowego dla zlepieńców mogło znajdować się w relatywnie bliskiej odległości. Niestety nie da się w tym momencie określić, czy erodowaniu ulegały intruzje *in situ* czy jest to materiał redeponowany z nasuwającej się przyzmy akrecyjnej. W składzie petrograficznym zlepieńców, w których stwierdzono występowanie fragmentów cieszynitów, znajduje się dużo skał okruchów fliszowych. Wskazuje to raczej na wariant, w którym erozji ulegały intruzje, znajdujące się w nasuwających się utworach, odkłutych od macierzystego systemu magmowego, którego lokalizacja nie jest znana.

## PALEOGEN – SERIA ŚLĄSKA

**Tomasz MALATA, Piotr SIWEK**

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA SERII ŚLĄSKIEJ

#### Warstwy krośnieńskie

Poniżej jednostki magurskiej w profilu wiercenia Sucha Beskidzka IG 1 znajduje się pakiet typowo wykształconych warstw krośnieńskich, zaliczany do serii śląskiej (Książkiewicz, 1974a,b; Cieszkowski i in., 2006; Jankowski i in., 2017, 2021a, b), przewiercony na odcinku 1766,5–2055,0 m (fig. 21). Ponieważ zalega on w przybliżeniu subhoryzontalnie (upadnie przekracza 0–15°) w pozycji normalnej, jego orientacyjna miąższość wynosi ok. 280 m. Ze względu na zaburzenia tektoniczne tego kompleksu rzeczywista miąższość jest prawdopodobnie nieco mniejsza. Całość warstw krośnieńskich jest datowana na podstawie bardzo ubogich zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego na oligocen, prawdopodobnie oligocen niższy (Morgiel w: Ślącza, 1976; Garecka, ten tom). Zarówno strop jak i spąg warstw krośnieńskich wyznaczają granice tektoniczne. Dolna granica jest umownie wyznaczona na podstawie zapisu krzywych geofizycznych w strefie kontaktowej między zwartym kompleksem warstw krośnieńskich a kompleksem brekcji poligenetycznych i możliwe, że ma charakter powierzchni odkłucia. Górną granicę stanowi natomiast strefa nasunięcia płaszczowiny magurskiej.

Warstwy krośnieńskie w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1 są reprezentowane przez serię piaskowcowo-mułowcową (fig. 21). Najniższa część profilu, tj. interwał z głęb. 2010,0–2055,0 m, jest zbudowana z drobnoziarnistej, cienkoławicowej serii mułowcowo-piaskowcowej, typu heterolitu. Na podstawie rdzenia z najwyższej części tego interwału można założyć, że tworzą ją dwudzielne ławice piaskowiec (pyłowiec)-mułowiec, z bardzo cienko- i cienkoławicowymi, bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami i pyłowcami szary-

mi, wapnistymi, laminowanymi przekątnie ripplemarkowo, faliście i płaskorównolegle Piaskowce i pyłowce zawierają dużą ilość materiału pelitowego i muskowitu, które podkreślają laminowaną strukturę ławic. Przechodzą one, często gradacyjnie, w ciemnoszare, wapniste mułowce z muskowitem. Wyższa część profilu, obejmująca dużej miąższości interwał z głęb. 1790,0–2010,0 m, jest zbudowana z czterech kompleksów piaskowcowych i piaskowcowo-mułowcowych, wyinterpretowanych na podstawie krzywych GR i NEGR, o miąższości kolejno 75 m, 10 m, 25 m i 67 m, rozdzielonych pakietami mułowcowo-piaskowcowymi, o miąższości w zakresie 12–16 m (fig. 21). W profilu kompleksów piaskowcowych i piaskowcowo-mułowcowych wyróżnić można pakiety niższego rzędu, cechujące się podwyższonym udziałem piaskowców, miąższości 3–13 m. Rozdzielone są one mniejszej miąższości pakietami mułowcowymi lub mułowcowo-piaskowcowymi, o miąższości do 5 m.

Pakiety piaskowcowe i piaskowcowo-mułowcowe (fig. 22A, B) są zbudowane z piaskowców średnio- i gruboławicowych, drobno- i bardzo drobnoziarnistych, sporadycznie średnioziarnistych, popielatoszarych, o spoiwie krzemionkowo-ilastowapnistym, w zdecydowanej większości laminowanych, o zmiennej, w obrębie poszczególnych pakietów, proporcji interwałów laminowanych płaskorównolegle do laminowanych przekątnie ripplemarkowo. Rzadziej są to piaskowce masywne, w których lokalnie znajdują się klasty mułowców lub toceńce ilaste. Spotykana jest też laminacja konwolutna, falista i niskokątowa. Powszechnie występuje w nich muskowit i materiał ilasty, rzadziej uwęglony detrytus roślinny, które podkreślają powierzchnie laminacji. Częste są interwały laminowane przekątnie smużycie (fig. 22A–C). W profilu poszczególnych

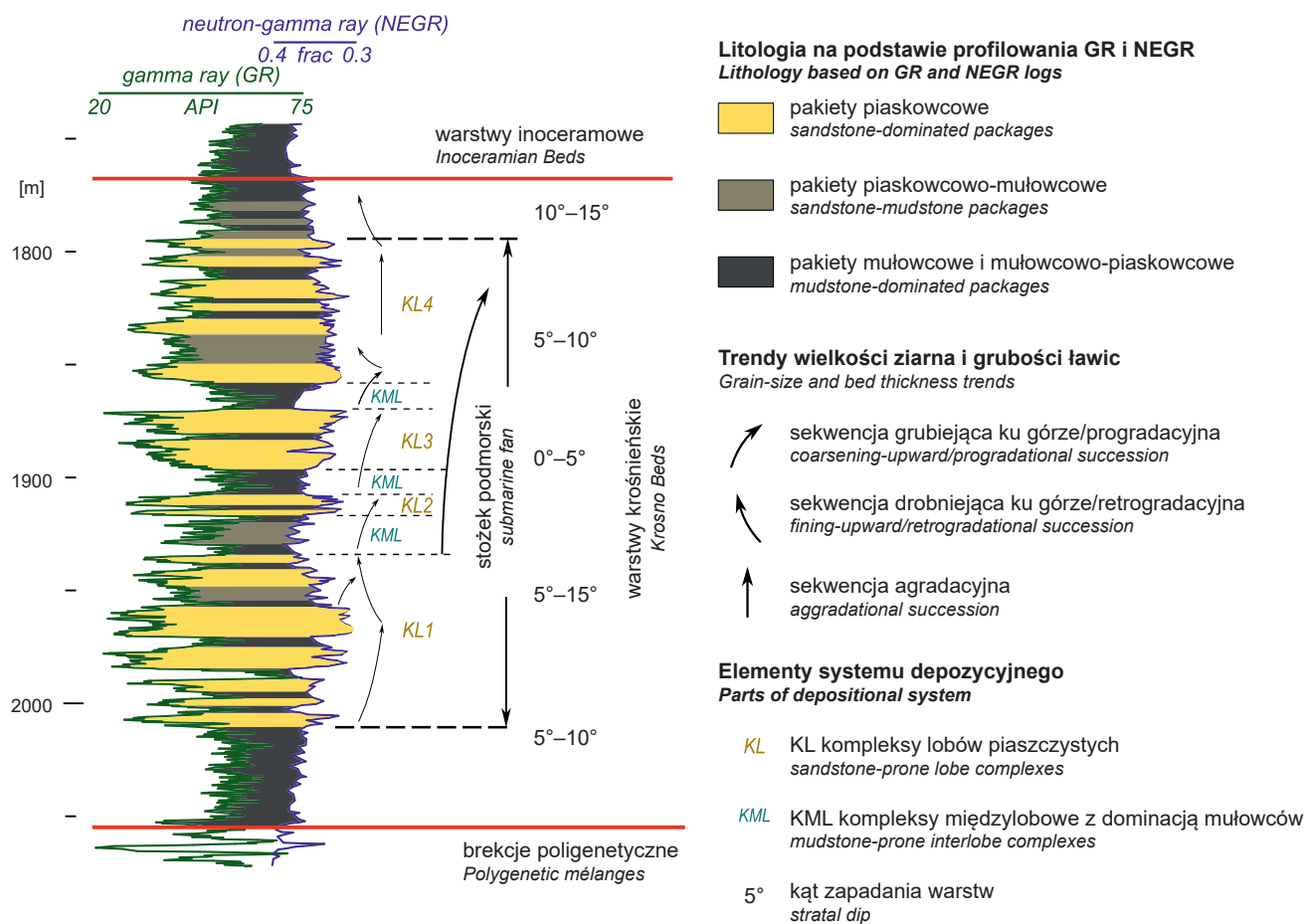


Fig. 21. Interpretacja litologii, trendów facjalnych oraz elementów systemu depozycyjnego warstw krośnieńskich

Interpretation of lithology, facies trends and elements of depositional system of the Krosno Beds

ławic piaskowców są widoczne gradacyjne przejścia od laminacji przekątnej ripplemarkowej do laminacji płaskorównoległej i ponownie laminacji przekątnej, jak również przejścia od laminacji smużystej do laminacji przekątnej bez frakcji pelitowej i ponownie do laminacji smużystej (fig. 22A, B). Ławice piaskowców przechodzą gradacyjnie w mułowce ciemnoszare, wapniste, z muskowitem, o miąższości nie przekraczającej 20 cm (fig. 22B), zwykle mniejszej, zredukowanej erozyjnie, lub ławice piaskowców są amalgamowane (fig. 22A). W obrębie pakietów piaskowców występują pakieci mułowcowo-piaskowcowe, zwykle poniżej 50 cm miąższości, typu cienkoławicowego heterolitu o laminacji przekątnej ripplemarkowej lub płaskorównoległej (fig. 22D).

Pakieci mułowcowo-piaskowcowe są zbudowane z cienko- i średnioławicowych heterolitów, złożonych z bardzo cienko- i cienkoławicowych piaskowców bardzo drobnoziarnistych i pyłowców, w zdecydowanej przewadze laminowanych przekątnie ripplemarkowo, smużyste, z dużą ilością drobnego muskowitu i materiału pelitowego, o ostrych spągach i gradacyjnych przejściach ku mułowcom ciemnoszarym, wapnistym. Analogiczne wykształcenie litologiczne posiada najwyższa część profilu warstw krośnieńskich, nawiercona na głęb. 1766,5–1790,0 m, zbudowana z serii mułowcowo-piaskowcowej typu cienko- i średnioławicowego heteroli-

tu, gdzie piaskowce są wyłącznie laminowane przekątnie ripplemarkowo. W jej obrębie odnotowano występowanie bezwapniowych mułowców.

Cechą charakterystyczną całego kompleksu warstw krośnieńskich jest występowanie wyraźnych trendów wzrostu i spadku piaszczystości na poziomie poszczególnych kompleksów piaskowcowych i piaskowcowo-mułowcowych, które również korelują się z trendami zmian miąższości kolejnych kompleksów, czy pakietów piaskowcowych w obrębie tych kompleksów (fig. 21). Najniższy kompleks wykazuje trend wzrostu, a następnie spadku piaszczystości, dwa środkowe charakteryzują się wzrostem piaszczystości i ostrym przejściem w kompleksy mułowcowo-piaskowcowe. W obrębie najwyższego, czwartego kompleksu piaszczystość niewyraźnie spada, i kompleks ten przechodzi stopniowo w stropowy interwał mułowcowo-piaskowcowy. Natomiast kompleksy drugi do czwartego wykazują nadrzędny trend wzrostu a następnie spadku piaszczystości. W obrębie poszczególnych kompleksów granice pomiędzy ławicami zdominowanymi przez piaskowce a ławicami z przewagą mułowców są ostre, przez co krzywe geofizyczne, szczególnie GR, mają postać krzywej ząbkowanej (ang. *serrated*) (fig. 21).

Cały kompleks warstw krośnieńskich wykazuje zróżnicowany stopień deformacji tektonicznych. Generalnie, największy ich stopień obserwuje się w stropowej i spągowej

części profilu. Występują tam liczne spękania zabliznione kalcytem, sporadycznie rozwarne, są powszechne lustra tektoniczne z zadziarami i kalcytem włóknistym (fig. 22E) oraz drobne uskoki o kilkucentymetrowym zrzućie (fig. 22F). W nielicznych interwałach, do 30–40 cm miąższości, udokumentowano także ostrokrawędziste brekcje tektoniczne spojone kalcytem oraz lokalne zafałdowania warstw. Środkowa część profilu jest mniej zdeformowana, lecz również obserwuje się w niej liczne spękania wypełnione kalcytem (fig. 22A, B, G), lustra tektoniczne i drobne uskoki.

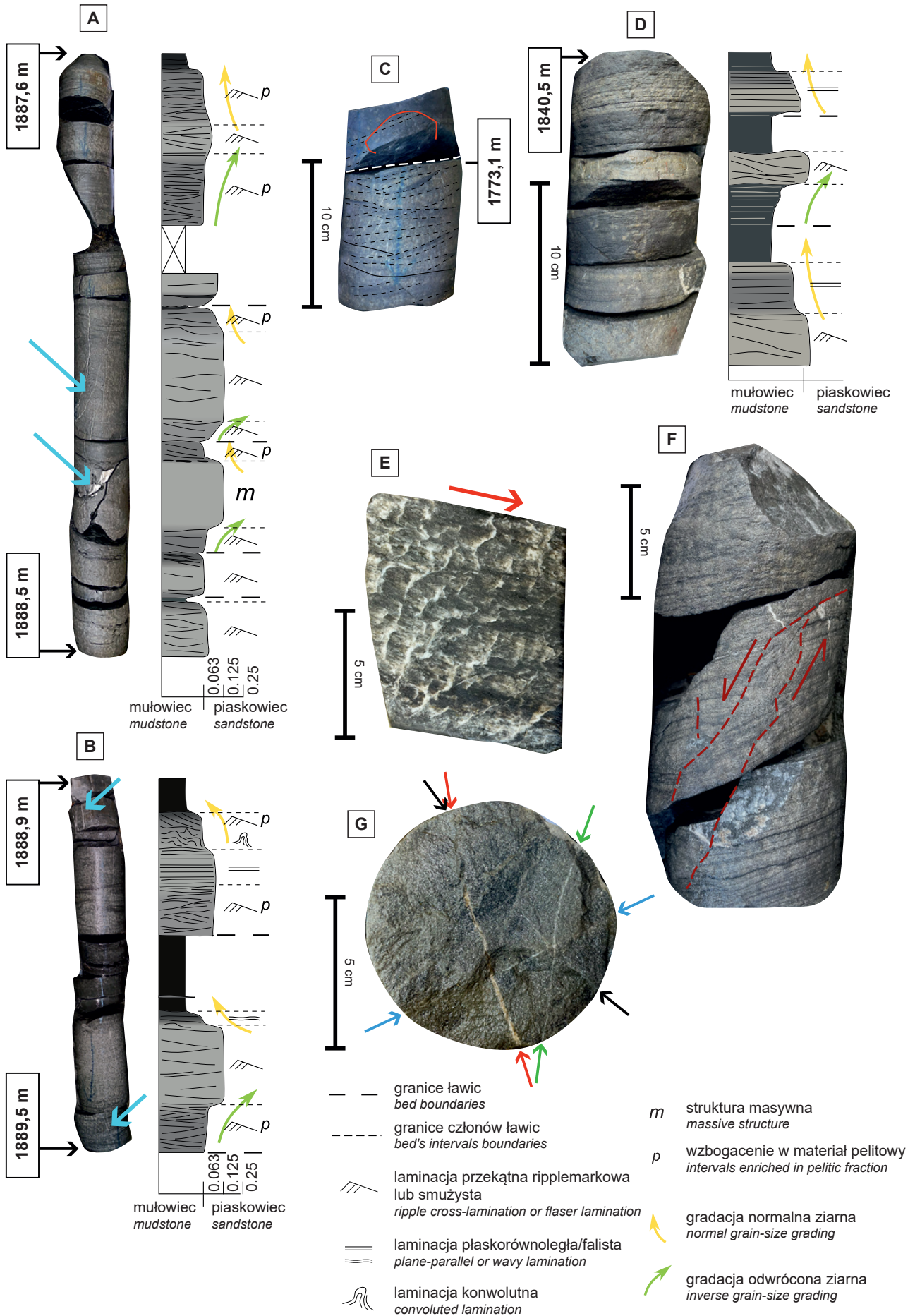
Kompleks warstw krośnieńskich udokumentowany zapisem geofizyki otworowej oraz materiałem rdzeniowym w całości reprezentuje osady turbidytowe systemu stożka podmorskiego (fig. 21), prawdopodobnie głębokomorskiego. Należy tu zaznaczyć, że istnieją poważne rozbieżności dotyczące batymetrii basenu sedimentacyjnego systemu menilitowo-krośnieńskiego (Książkiewicz, 1975; Olszewska, 1985; Olszewska, Malata, 2006; Dziadzio i in., 2016; Dziadzio, Matyasik, 2021). Stożek podmorski rozwijał się w basenie przedpola orogenu karpackiego, intensywnie zasilanym materiałem terygenicznym, w warunkach wysokiego tempa subsydencji osi basenu (Poprawa i in., 2006). Oś tego basenu przebiegała generalnie równoleżnikowo, z pewnym łukowym wygięciem ku północy (Kováč i in., 2016), a system depozycyjny stożka podmorskiego w jego zachodniej części rozwijał się z zachodu na wschód, na co wskazują kierunki paleotransportu. Sugeruje to istnienie osiowego systemu turbidytowego zasilanego z obszaru zachodniego i północno-zachodniego obrzeżenia basenu menilitowo-krośnieńskiego (tzw. wału metakarpackiego, Nawrocki i in., 2024), ograniczonego od południa skłonem frontu orogenicznego. Taki system turbidytowy basenu przedpola Karpat jest podobny m.in. do basenu przedpola Apeninów (Ricci Lucchi, 1986).

W otworze Sucha Beskidzka IG 1 całość interwału głęb. 1790,0–2010,0 m można interpretować jako jeden silikoklastyczny stożek podmorski, o miąższości ok. 220 m, graniczący w spągu i w stropie ze znacznej miąższości kompleksami drobnoziarnistymi z przewagą mułowców (fig. 21). Mogą one reprezentować jeden cykl zmian względnego poziomu morza, od ciągu systemów wysokiego stanu względnego poziomu morza (ang. *highstand systems tract*), reprezentowanego przez dolny pakiet drobnoziarnisty, przez ciąg systemów wymuszonej regresji (ang. *falling stage systems tract*) i niskiego stanu względnego poziomu morza (ang. *lowstand systems tract*), reprezentowane przez kolejne kompleksy piaszczyste i piaszczysto-mułowcowe, budujące stożek podmorski, po ciąg transgresywny (ang. *transgressive systems tract*), reprezentowany przez stropowy pakiet drobnoziarnisty. Proces zmian względnego poziomu morza mógł być kontrolowany przez glacieustatyczne wahania poziomu morza (m.in. Miller i in., 2020) oraz przez zmiany aktywności tektonicznej strefy źródłowej, czyli regionu wokółkarpackiego. Stożek podmorski warstw krośnieńskich tworzą kolejne kompleksy piaszkowcowe i piaszkowcowo-mułowcowe, reprezentujące loby piaszczyste. Z kolei większej miąższości pakiety mułowcowo-piaszkowcowe odpowiadają kompleksom międzylobowym. W obrębie poszczególnych głównych kompleksów można zaobserwować takie samo następstwo niższej

rangi odpowiadające rozwojowi lobów mniejszej skali. Taka hierarchiczna architektura depozycyjna w obrębie stożka podmorskiego jest dobrze udokumentowana w różnych systemach turbidytowych (m.in. Deptuck i in., 2008; Prélat i in., 2009; Terlaky i in., 2016; Giacomone i in., 2020; Sweet i in., 2020; Piazza, Tinterri, 2020; Grundvåg i in., 2023). Trendy wzrostu i spadku piaszczystości, połączone, odpowiednio, ze wzrostem i spadkiem miąższości kompleksów lobowych i kolejnych lobów (fig. 21) należy wiązać z progradacją i retrogradacją stożka podmorskiego, uwarunkowanymi zmianami podaży materiału w obszarze alimentacyjnym (Covault, Graham, 2010; Grundvåg i in., 2023) lub przez niższego rzędu fluktuacje względnego poziomu morza. Ostre przejścia facjalne między kompleksami piaszkowcowymi a mułowcowymi (fig. 22) trzeba z kolei wiązać z autogenicznymi procesami migracji i kompensacyjnego nadbudowywania kolejnych lobów i kompleksów lobowych w obrębie stożka, kontrolowanymi przez proces cyklicznej awulsji, czyli obocznego nagłego przemieszczania kanałów zasilających stożek i jego poszczególne partie, do której dochodzi w wyższej części systemu (Mutti, Normark, 1987; Terlaky i in., 2016; Ferguson i in., 2020). Cykliczna oboczna migracja osi lobów depozycyjnych skutkuje nagłymi przejściami w pionie między pakietami piaszkowcowymi a pakietami mułowcowymi. W ten sposób opisana powyżej architektura depozycyjna wykazuje analogię do systemu depozycyjnego warstw istebniańskich *sensu stricto* i sugeruje, że system depozycyjny stożka podmorskiego warstw krośnieńskich rozwijał się, przynajmniej w tej części basenu, jako nieograniczony lub częściowo ograniczony strukturalnie stożek podmorski (por. Marini i in., 2015; Tinterri, Piazza, 2019).

Piaszkowce warstw krośnieńskich udokumentowane w rdzeniach z otworu Sucha Beskidzka IG 1 reprezentują prawie wyłącznie produkt depozycji z prądów zawieszinowych o normalnej i niskiej gęstości (Talling i in., 2012), przy niewielkim udziale prądów zawieszinowych o wysokiej gęstości. Były to prądy słabo erodujące podłoże lub nieerodujące, w fazie zrzućania materiału z zawiesziny i jego przydenne trąkcyjnego przerabiania, tworzące struktury dna w postaci laminacji płaskrównoległej i przekątnej ripplmarkowej. Gradacyjne przejścia od piaszkowców do mułowców są typowe dla pakietów zdeponowanych przez niskiej gęstości prądy zawieszinowe (fig. 22A–C). Pakiety piaszkowców z podrzędnym udziałem mułowców lub amalgamowane (fig. 22A) reprezentują dystalną osiową i pozaosiową strefę piaszczystych lobów depozycyjnych, natomiast pakiety piaszkowcowo-mułowcowe reprezentują strefę obrzeżenia lobów depozycyjnych (fig. 22B). Pakiety mułowcowo-piaszkowcowe i mułowcowe z podrzędnym udziałem piaszkowców i/lub pyłowców stanowią zapis depozycji w dystalnej strefie obrzeżenia lobu lub w strefie obrzeżenia stożka i mogą reprezentować różnej rangi kompleksy drobnoziarniste, od pakietów wewnątrzlobowych (fig. 22D), przez pakiety i kompleksy międzylobowe, po kompleksy rozdzielające piaszczyste stożki podmorskie reprezentując tym samym okres retrogradacji głębokomorskiego systemu depozycji pelagicznej.

Ławice piaszkowców z odwróconą lub symetryczną gradacją ziarna (fig. 22A), czy z przejściami od laminacji prze-



kątej ripplemarkowej i smużystej po laminację płaskorównoległą, z powrotem do laminacji przekątnej ripplemarkowej i smużystej (fig. 21B), reprezentują czasowe zmiany dynamiki przepływu prądu zawiesinowego niskiej gęstości: początkowy wzrost, maksimum, a następnie spadek prędkości (Sumner i in., 2008; Talling i in., 2012). Tego typu zapis zmian energii przepływu (ang. *waxing to waning flow*) jest odmienny od klasycznej dynamiki prądu zawiesinowego, zakładającej stały spadek energii przepływającego prądu w czasie. Jest on dość powszechnie interpretowany jako efekt depozycji z hiperpyknalnego prądu zawiesinowego, czyli prądu powstałego przez wpływ wód rzecznych obciążonych zawiesiną do zbiornika morskiego, kontynuującego się po skłonie basenu (Mulder i in., 2003; Zavala i in., 2012b). Wzrost, a następnie spadek energii prądu odzwierciedla w tej interpretacji dynamikę przepływu rzeczno-wodnego w stanie powodziowym: od fali wezbraniowej, przez falę kulminacyjną, po fazę opadania poziomu wody (Mulder i in., 2003). Powyższą interpretację może potwierdzać: (i) bardzo wysoki udział struktur laminowanych, występujących na całej miąższości grubych ławic piaskowców, co wskazuje na długotrwałe przepływy prądów o stosunkowo niskiej prędkości, oraz (ii) obecność

detrytus roślinny pochodzenia lądowego (Mulder, Chapron, 2012; Zavala i in., 2012a, b; Grundvåg i in., 2023). Uwzględniając hiperpyknalną genezę przynajmniej części ławic turbidytowych, można wnioskować, że stożek podmorski warstw krośnieńskich nawierconych w otworze Sucha Beskidzka IG 1 mógł być zasilany przez prądy zawiesinowe generowane bezpośrednio u ujścia systemów rzecznych do basenu Karpat zewnętrznych. Systemy fluwialne dostarczały dobrze wysortowany materiał piaszczysto-mułowy z obszaru alimentacyjnego jakim był wał metakarpacki (Nawrocki i in., 2024). Hipotetycznie, źródłem tego materiału mógł być również front pryzmy akrecyjnej Karpat.

Skład petrograficzny piaskowców krośnieńskich jest typowy dla tego wydzielenia litostratygraficznego. Można je określić jako arenity lub waki kwarcowe z podrzędnym udziałem skaleni, mik i fragmentów skał metamorficznych (patrz Lenik i Bazarnik, ten tom). Na tej podstawie jest możliwe odróżnienie ich od dolnooligocenkich piaskowców cergowskich, których występowanie w jednostce śląskiej, nieco dalej na północ, w miejscowości Barwałd Górny postulował Jankowski (2015). Dla piaskowców cergowskich jest charakterystyczne występowanie ziaren detrytycznych dolomitów



### Fig. 22. Warstwy krośnieńskie

**A** – rdzeń 37 (skrzynka nr 194), głęb. 1887,6–1888,5 m. Fragment pakietu piaskowców średnio- i gruboławicowych, częściowo amalgamowanych, prawie w całości laminowanych przekątnie ripplemarkowo, podrzędnie masywnych (m). W obrębie poszczególnych ławic widać symetryczne uziarnienie frakcyjne. Dla grubych ławic charakterystyczne jest występowanie w ich spągu i stropie interwałów o laminacji smużystej, natomiast środkowe partie ławic są lepiej wysortowane i o podwyższonej średniej wielkości ziarna. Rdzeń pocięty spękaniem subwertykalnymi i skośnymi do uławicenia, wypełnionymi kalcym (niebieskie strzałki). **B** – rdzeń 37 (skrzynka nr 195), głęb. 1888,9–1889,5 m. Fragment pakietu piaskowcowo-mułowcowego złożonego z dwudzielnych ławic turbidytowych piaskowiec-mułowiec. Piaskowce w całości są laminowane, z symetrycznym lub pensymetrycznym uziarnieniem frakcyjnym (dolna ławica piaskowca) oraz symetrycznym występowaniem laminacji przekątnej ripplemarkowej i laminacji smużystej z interwałami laminowanymi płaskorównoległe w środkowej części ławicy (górna ławica piaskowca). Rdzeń pocięty spękaniem subwertykalnymi, wypełnionymi kalcym (niebieskie strzałki). **C** – rdzeń 35 (skrzynka nr 183), głęb. 1773,05–1173,2 m. Cienka ławica piaskowca bardzo drobnoziarnistego w całości laminowanego smużycie z dużą ilością materiału pelitowego, przechodząca gradacyjnie w mułowice z laminami pylastymi. Fragment serii mułowcowo-piaskowcowej w stropowej części warstw krośnieńskich. **D** – rdzeń 36 (skrzynka nr 190), głęb. 1840,5–1840,7 m. Pakiet mułowcowo-piaskowcowy o charakterze heterolitu cienkoławicowego, zawierający piaskowce bardzo drobnoziarniste i pyłowce, laminowane. Widoczne jest normalne i odwrócone uziarnienie frakcyjne. **E–G** – przykłady deformacji tektonicznych w obrębie warstw krośnieńskich. **E** – rdzeń 36 (skrzynka nr 189). Powierzchnia lustra tektonicznego wzdłuż spękania w piaskowcu, pokryta włóknistym kalcym wzrostowym. Kierunek przesunięcia na przeciwległej ścianie szczeliny ku prawej. **F** – rdzeń 36 (skrzynka nr 190). Drobny uskók normalny, śródlawicowy, z widoczną strefą uskokową z zatartym przebiegiem laminacji. **G** – rdzeń 37 (skrzynka nr 194). Powierzchnia śródlawicowa w obrębie piaskowca laminowanego z bardzo licznymi drobnymi blaszkami muskowitu i uwęglonym detrytusem roślinnym, z czterema wzajemnie przecinającymi się spękaniem zabliznionymi kalcym (wskazane strzałkami o odmiennych kolorach), tworzącymi system spękań

### Krosno Beds

**A** – core 37 ( box no. 194), depth 1887.6–1888.5 m. Package composed of medium- and thick-bedded, partly amalgamated, almost entirely ripple cross-laminated sandstones, subordinately showing massive structure (m). Sandstone beds exhibit symmetrical grain-size grading. Thick beds occurring in basal and topmost intervals are enriched in clay minerals and show flaser lamination, while middle intervals show better sorting and increased mean grain-size. The core is cut by fractures which are subvertical and oblique to bedding planes, and are filled with calcite (blue arrows). **B** – core 37 ( box no. 195), depth 1888.9–1889.5 m. Sandstone-mudstone package composed of turbidite sandstone-mudstone couplets. Sandstones are laminated and show symmetrical or pensymmetrical grain-size grading (lower sandstone bed); flaser lamination and ripple cross-lamination occur symmetrically: below and above middle, plane parallel-laminated interval (upper sandstone bed). The core is cut by subvertical fractures filled with calcite (blue arrows). **C** – core 35 ( box no. 183), depth 1773.05–1173.2 m. Thin, very fine-grained sandstone bed which shows flaser lamination; sandstone grades upward into mudstone with silt laminae. This sandstone-mudstone couplet constitutes a part of mudstone-sandstone package in the topmost part of the Krosno Beds. **D** – core 36 ( box no. 190), depth 1840.5–1840.7 m. Thin-bedded, heterolithic mudstone-sandstone package composed of fully-laminated very fine-grained sandstones and siltstones, also showing normal or inverse grain-size grading. **E–G** – examples of tectonic engagement of the Krosno Beds. **E** – core 36 ( box no. 189). Slickenside surface developed in fractured sandstone with calcite slickenfibres. The direction of movement measured on the opposite side of fracture should be to the right. **F** – core 36 ( box no. 190). Small, intrabed normal fault with distorted lamination within fault zone. **G** – core 37 ( box no. 194). Intrabed surface with numerous mica flakes (muscovite) and coalified plant fragments, cut by four cross-cutting fractures filled with calcite (indicated by arrows of different colours), forming the fracture system

i wapieni, stanowiących do 30–40 % szkieletu ziarnowego (Peszat, 1997; Pszonka, Wendorff, 2017; Pszonka i in., 2023), co odróżnia je tym samym od warstw krośnieńskich jednostki śląskiej udokumentowanych w badanym otworze.

Przynależność tektoniczna pakietu warstw krośnieńskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1 jest nieco dyskusyjna. Na obydwu wersjach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sucha Beskidzka (Książkiewicz, 1974a, b; Jankowski i in., 2017, 2021a, b) występujące na przedpolu jednostki magurskiej warstwy krośnieńskie o analogicznej litologii jak w otworze Sucha Beskidzka IG 1, są zaliczane do jednostki śląskiej. Jest to logiczne przyporządkowanie,

gdyż warstwy krośnieńskie, odsłaniające się na północ od Suchoj Beskidzkiej, stanowią nadkład całej serii śląskiej i reprezentują profil typowy dla tej serii. W czasie prac kartograficznych stwierdzono jednak (R. Kopciowski – informacja ustna) na przedpolu nasunięcia magurskiego szczątkowo występujące utwory typu warstw inoceramowych, co sugeruje obecność fragmentów jednostki przedmagurskiej (dukielskiej *sensu lato*) w strefie nasunięcia magurskiego. Litologia warstw krośnieńskich i ich mała zmienność w otworze Sucha Beskidzka IG 1 nie pozwalają na przyporządkowanie ich do konkretnej serii osadowej, stąd pozostawiono pierwotną interpretację ich przynależności do serii śląskiej.

## Małgorzata GARECKA

### STRATYGRAFIA UTWORÓW SERII ŚLĄSKIEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC I NANOPLANKTONU WAPIENNEGO

Warstwy krośnieńskie w wierceniach Sucha Beskidzka IG 1 obejmują interwał głęb. 1766,5–2055,0 m według przedstawionego w niniejszej pracy profilu litostratygraficznego (fig. 3), a 1760,0–2055,0 m według Ślączi (1976). Mikrofaunę otwornicową z tych utworów na podstawie profilu sporządzonego przez Ślącza (1976a) opracowała Liszkowa (1976). Próbkę do analizy zostały pobrane z głęb. 1771,2–1771,8 m; 1887,5–1890,0 m; 1951,0–1954,0 m oraz 2010,0–2013,2 m. Według Liszkowej w większości przebadanych próbek występowały jedynie konglomeraty pirytowe, blaszki miki, sporadycznie okrzemki. Tylko w próbce z głęb. 1887,5–1890,0 m stwierdzono występowanie ubogiej mikrofauny otwornicowej z gatunkiem *Loxostomum chalkophyllum* Hagn, którego obecność wskazywała na dolny oligocen. Nie wykonano wówczas analiz na podstawie zespołów nanoplanktonu wapiennego. Do badań takich z interwału odpowiadającego warstwom krośnieńskim w otworze Sucha Beskidzka IG 1 pobrano trzy

próbki z głęb.: 1771,0–1774,0 m; 1887,0–1890,0 m oraz 2034,0–2036,0 m (tab. 7). W próbce z głęb. 1771,0–1774,0 m znaleziono jedynie pokruszone płytki (kokolity) o nieokreślonej przynależności rodzajowej i powszechną organikę. Podobnie w przypadku próbki z głębszego interwału głęb. 1887,0–1890,0 m. W próbce z głęb. 2034,0–2036,0 m, oprócz licznych większych fragmentów i okruchów kokolitów, oznaczono *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus abisectus*–*Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites* sp., *Reticulofenestra* aff. *lockeri* Müller, *Toweius* aff. *callosus* Perch-Nielsen oraz pojedynczy egzemplarz należący do znanego z kredy? rodzaju *Prediscosphaera* sp. (tab. 7–8) Obecność *Reticulofenestra* aff. *lockeri* sugeruje oligocenijski wiek próbki. Nieliczne egzemplarze tego gatunku znajdowano bowiem w utworach odnoszonych do najniższej części dolnego oligocenu (m.in. Jurašova, 1974; Smoleńska, Dudziak, 1989; Nagymarosy, Voronina, 1992).

## Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK

### WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH SERII ŚLĄSKIEJ

Skały klastyczne warstw krośnieńskich charakteryzują się znacznym udziałem minerałów węglanowych w swoim składzie. Piaskowce z tego wydzielenia są wapieniste lub marglisto-wapieniste, kwarcowe z podrzędnym udziałem skaleni, mik (głównie muskowitu) oraz fragmentów skał metamorficznych (kwarcyty, łupki mikowe, gnejsy). Z minerałów akcesorycznych stwierdzono niewielkie zawartości tlenków tytanu, glaukonitu. Równie nielicznie obecny jest detrytus roślinny z bituminami oraz pirytem. Minerale blaszkowe wraz z detrytusem mogą tworzyć zarysy lamin, podkreślone ułożeniem np. blaszek muskowitu. Piaskowce są słabo wysortowane, struktura jest psamitowa, tekstura bezładna lub niewyraźna laminowana. Spoiwo piaskowców jest węglanowe, autigeniczne, przekształcone. Bazując na opisach petrograficznych, piaskowce warstw krośnieńskich zaliczyć można do arenitów lub wak kwarcowych.

Równie wysoką zawartość węglanów wykazują w obrębie warstw krośnieńskich skały mułowcowe, będące najczęściej mułowcami wapienistymi lub wapienisto-marglistymi. W składzie mineralnym, oprócz drobnych ziaren kwarcu, pospolicie występują laminy ilaste z mikami (głównie muskowitem) wzbogacone w detrytus roślinny i skalenie. Akcesorycznie w skale występuje glaukonit. Obecność lamin z muskowitem nadaje skale niewyraźną teksturę laminacyjną, płaskorównoległą. W środkowej części profilu warstw krośnieńskich w obrębie mułowców są obecne drobne żyłki kalcytowe.

Skały najdrobniejszej frakcji, pelitowej, również wykazują wzbogacenie w minerały węglanowe. Są to najczęściej iłowce margliste, w niektórych przypadkach z relatywnie dużą zawartością frakcji aleurytowej (iłowce marglisto-mułaste). Obecność lamin mułowcowych z muskowitem, detrytusem roślinnym z bituminami i pirytem nadaje skale

Tabela 7

Występowanie gatunków nanoplanktonu wapiennego w próbkach z warstw krośnieńskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1

Occurrence of calcareous nannoplankton species in samples from the Krosno Beds in the Sucha Beskidzka IG 1

Głębokość pobrania próbek [m] Sample depth [m]	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus-abisectus</i>	<i>Dictyococites</i> sp.	<i>Reticulofenestra</i> aff. <i>lockeri</i>	<i>Toweius</i> aff. <i>callosus</i>	gatunki z kredy	niecznaczalne fragmenty kokolitów
1771,0–1774,0								●
1887,0–1890,0								●
2034,0–2036,0	●	●	●	●	●	●	●	●

teksturę laminacyjną płaskorównoległą lub zaburzoną. W obrębie lamin z frakcją aleurytową stwierdzono głównie kwarc, minerały węglanowe (mikryt, mikrosparyt), skalenie, glaukonit. Struktura iłowców jest aleurytowo-pelitowa.

## KREDA–PALEOGEN – SERIA MAGURSKA

Piotr SIWEK, Aleksander GAŚIENICA, Robert KOPCIEWSKI

### LITOLOGIA SERII MAGURSKIEJ

#### Warstwy inoceramowe

W interwale głęb. 970,5–1766,5 m przewiercono kompleks piaskowcowo-mułowcowy górnokredowo–paleoceńskich **warstw inoceramowych** (fig. 23). Zarówno ich strop, jak i spąg wyznaczają granice tektoniczne. Dolna granica jest zarazem spągiem płaszczowiny magurskiej, nasuniętej na twory jednostki śląskiej. Górna z kolei stanowi tektoniczno-facjalny kontakt kompleksu piaskowców gruboławicowych z eocześnymi łupkami pstrymi. W otworze stwierdzono znaczną miąższość tych warstw, dochodzącą prawie do 800 m. Pierwotna miąższość warstw inoceramowych w brzeżnej części basenu magurskiego można szacować na ok. 500 m (Jankowski i in., 2021a, b). Stwierdzona tu miąższość jest spowodowana prawdopodobnie zwiokrotnieniem tektonicznym i ujęciem warstw inoceramowych w trzy łuski tektoniczne rozdzielone powierzchniami drugorzędnych nasunięć i/lub odkłuc (fig. 23, 24, 25). Występowanie owych nasunięć potwierdzają różnice w stopniu deformacji skał, nagłe zmiany kątów upadu zalegania warstw oraz obecność duplikacji tektonicznej

Tabela 8

Zasięgi gatunków nanoplanktonu wapiennego występujących w warstwach krośnieńskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1

Ranges of the calcareous nannoplankton species occurring in the Krosno Beds of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole

ODDZIAŁ SERIES	OLIGOCEN OLIGOCENE		PIĘTRO STAGE	POZIOMY NANOPLANKTONOWE NANOPLANKTON ZONES	<i>Coccolithus pelagicus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Cyclicargolithus floridanus-abisectus</i>	<i>Dictyococites</i> sp.	<i>Reticulofenestra</i> aff. <i>lockeri</i>	<i>Toweius</i> aff. <i>callosus</i>
	DOLNY LOWER	GÓRNY UPPER								
EOCEN EOCENE	ŚRODKOWY MIDDLE	GÓRNY UPPER	PRIABON PRIABONIAN	NP19-20	↑	↑	↑	↑	↑	↑
				NP18						
				NP17						
				NP16						
				NP15						
	DOLNY LOWER	GÓRNY UPPER	BARTON BARTONIAN	NP14	↑	↑	↑	↑	↑	↑
				NP13						
				NP21						
				NP22						
				NP23						
OLIGOCEN OLIGOCENE	DOLNY LOWER	RUPEL RUPELIAN	NP24	↑	↑	↑	↑	↑	↑	
			NP25							
			SZAT CHATTIAN							
			NP26							
			NP27							

warstw w środkowej części profilu, stwierdzona na podstawie znacznych podobieństw następstwa litologicznego interpretowanego z pomiarów geofizycznych GR i NEGR w sąsiednich partiach profilu. Pośrednio potwierdzają je również wyniki badań mikrofaunistycznych. Wydzielone łuski tektoniczne występują na głęb.: 970,5–1257 m, 1257–1402,5 m oraz 1402,5–1766,5 m. Całość profilu warstw inoceramowych



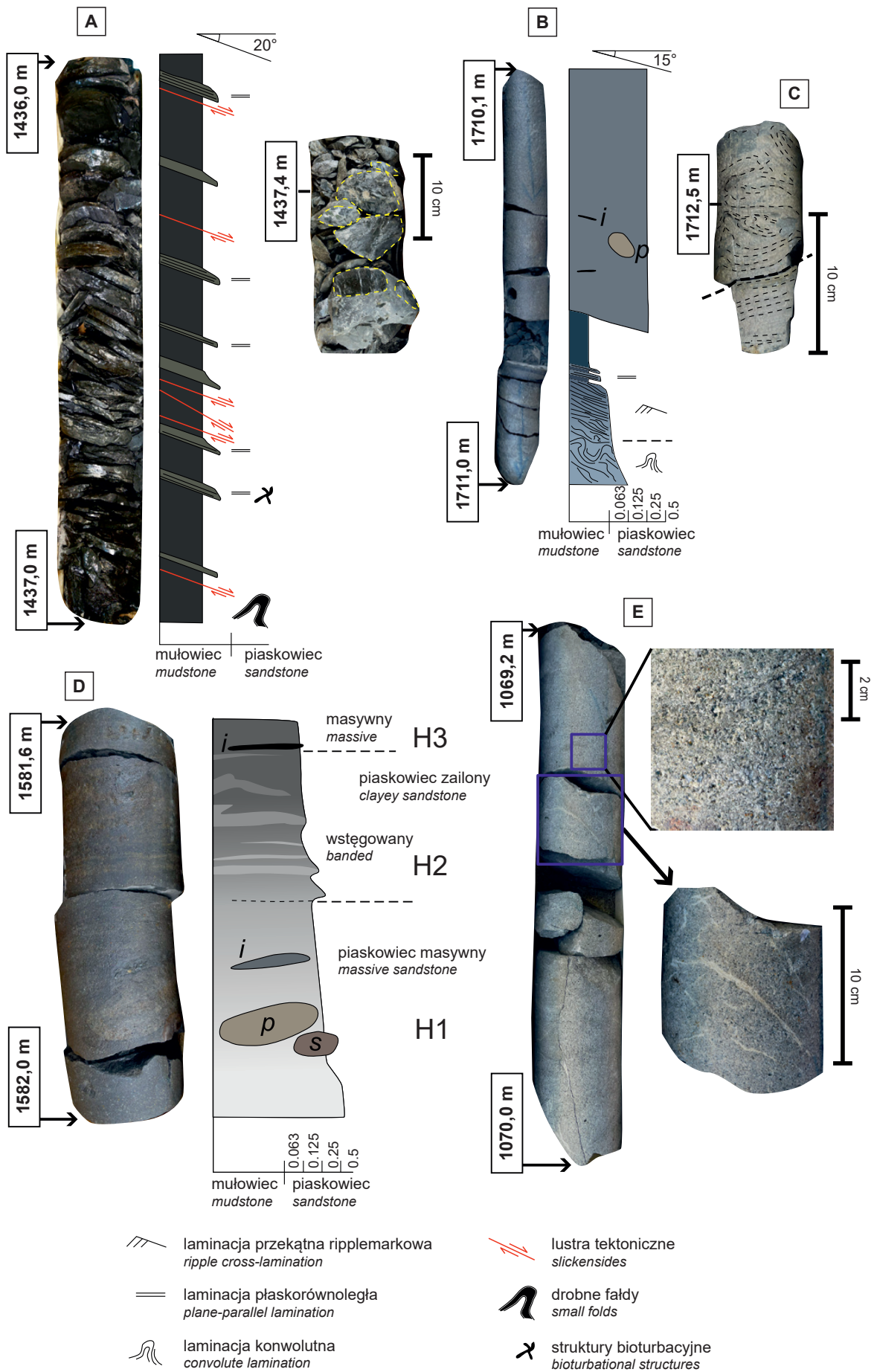
zalega w pozycji normalnej, natomiast kąt zapadania warstw wykazuje się dużą zmiennością, związaną z procesami nasuwania się poszczególnych łusek oraz z fałdowaniem i ściśnięciem warstw w ich obrębie. Generalnie, najsilniejsze deformacje tektoniczne, wyrażone wartością kąta upadu, występują w najwyższej łusce tektonicznej. W ujęciu litostratygraficznym, warstwy inoceramowe w otworze Sucha Beskidzka IG 1 można utożsamiać z formacją z Jaworzynki (Oszczytko i in., 2005a) i można je podzielić za Cieszkowskim i in. (2006) na trzy elementy: (i) serię piaskowcowo-mułowcową, którą można określić jako warstwy inoceramowe *sensu stricto*, zwane niekiedy facją biotyową (*sensu* Książkiewicz, 1974a, b); w otworze serię tę reprezentuje interwał z głęb. 1481,5–1766,5 m oraz prawdopodobnie z głęb. 1293,0–1402,5 m (powtórzona tektonicznie górna część niższego interwału); (ii) ogniwo łupków z Gołyni (Cieszkowski i in., 2006); w otworze reprezentowane przez interwał z głęb. 1402,5–1481,5 m, oraz prawdopodobnie z głęb. 1257,0–1293,0 m (powtórzenie tektoniczne); (iii) ogniwo piaskowców gruboławicowych, które niektórzy autorzy opisują jako ogniwo piaskowców z Mutnego (Cieszkowski i in., 2006); reprezentowane przez interwał z głęb. 970,5–1257,0 m. Tak ujęty podział litostratygraficzny odpowiada obrazowi kartograficznemu okolic Suchoj Beskidzkiej (Książkiewicz, 1974a; Cieszkowski i in., 2006; Jankowski i in., 2021a, b). Tym niemniej, na potrzeby opisu warstw inoceramowych, za podstawowy przyjęto podział na opisane wyżej łuski tektoniczne.

Interwał głęb. 1481,5–1766,5 m jest wykształcony typowo dla warstw inoceramowych. Składa się z sześciu kompleksów litologicznych, o miąższości w zakresie 20–80 m każdy (fig. 23). Są to naprzemianległe występujące (i) kompleksy mułowcowe i mułowcowo-piaskowcowe oraz (ii) kompleksy piaskowcowe z podrzędnym udziałem pakietów mułowcowo-piaskowcowych. Kompleksy mułowcowe i piaskowcowo-mułowcowe przeważają nad kompleksami piaskowcowymi. W obrębie poszczególnych kompleksów są widoczne trendy wzrostu lub spadku piaszczystości całych kompleksów lub poszczególnych ich elementów. W profilu każdego z kompleksów jest widoczne naprzemianległe występowanie pakietów niższego rzędu, cechujących się zmiennymi wartościami piaszczystości/zailenia, wyinterpretowanymi na podstawie krzywych GR i NEGR (fig. 23). Szczególnie jest to widoczne w profilu kompleksów piaszczystych, w których kolejne ciała piaszczyste, o miąższości 3–11 m, są rozdzielone pakietami mułowcowymi lub mułowcowo-piaskowcowymi o miąższości w zakresie 2–3,5 m. Ciała piaszczyste są zbudowane z piaskowców średnio- i drobnoziarnistych, rzadziej gruboziarnistych, popielatoszarych, uziarnionych frakcjonalnie normalnie, masywnych i laminowanych płaskorównoległe, o pewnym stopniu amalgamacji ławic (fig. 24B). Pakiety piaskowcowo-mułowcowe cechuje większe zróżnicowanie facjalne. Tworzą je piaskowce cienko- i średnioławicowe, podrzędnie gruboławicowe, średnio- do bardzo drobnoziarniste, popielate i ciemnoszare, z muskowitem, laminowane przekątnie ripplemarkowo, rzadziej laminowane konwolutive, płaskorównoległe i masywne (fig. 24B, C); część ławic to masywne piaskowce zailone, z klastami

mułowców, piaskowców oraz syderytów lub piaskowce wstęgowane, z naprzemianległymi smugami o mniejszym i większym stopniu zailenia (fig. 24D). Mułowce i iłowce są wyłącznie bezwapniste, ciemnoszare, popielate, rzadziej zielonawoszare, niekiedy ze strukturami bioturbacyjnymi w postaci kanalików żerowiskowych. W obrębie pakietów drobnoziarnistych pojawiają się też bardzo cienkie przeławicenia laminowanych pyłowców. Piaskowce i mułowce tworzą razem pakiety typu średnio- i cienkoławicowego heterolitu, zbudowanego przez szereg ławic turbidytowych, z podrzędnym udziałem ławic hybrydowych i debrytów. Całość profilu dolnej części warstw inoceramowych jest generalnie bezwapnista i tylko pojedyncze ławice piaskowców cechuje słaba wapnistość. W obrębie najwyższego kompleksu piaskowcowego (głęb. 1481,5–1512 m) zanotowano obecność piaskowców z glaukonitem oraz pojedyncze warstwy iłowców ciemnobrunatnych i zielonych.

Opisany interwał reprezentuje sekwencję turbidytową, powstałą jako jeden system punktowo zasilanego mieszanego podmorskiego stożka silikoklastycznego (ang. *point source mud/sand rich submarine fan*, vide Reading, Richards, 1994). Obserwowane dla warstw inoceramowych podjednostki Siar kierunki transportu wskazują na transport z NE (Kopciowski, 2007). Omawiany wyżej system turbidytowy rozwijał się wzdłuż osi basenu nachylonej prawdopodobnie ku południowemu zachodowi lub zachodowi. Materiał dla warstw inoceramowych podjednostki Siar był prawdopodobnie gromadzony na obszarach szelfowych północnego i północno-wschodniego obrzeżenia basenu magurskiego, równocześnie z sedymentacją w centralnej części basenu cenomańsko-turońskich łupków pstrych, a następnie uległ redepozycji do bardziej centralnych części basenu w wyniku spadku względnego poziomu morza i aktywizacji głębokowodnego systemu depozycyjnego. O wcześniejszym gromadzeniu osadów w strefach szelfowych może świadczyć glaukonit, występujący w niektórych częściach warstw inoceramowych. Jego powstawanie jest ograniczone do strefy szelfu i górnej części skłonu (m.in. Odin, Matter, 1981; López-Quirós i in., 2019), a w przypadku warstw inoceramowych stanowi on materiał redeponowany.

W omawianym interwale wyróżnić można trzy kompleksy lobów piaszczystych, rozdzielone sekwencjami piaszczysto-mułowcowymi (fig. 23). Te ostatnie są zbudowane z osadów niskiej gęstości prądów zawieszinowych (fig. 24B, C), z pewnym udziałem prądów hybrydowych (Haughton i in., 2009) oraz debrytów kohezyjnych (Talling i in., 2012). Mogą reprezentować zarówno bardziej dystalną część kompleksów lobów piaszczystych, jak również pakiety i kompleksy międzylobowe, stanowiące zapis wycofania się lub obocznej migracji stożka podmorskiego. Poszczególne ciała piaszczyste, budujące kompleksy lobowe, można interpretować jako loby depozycyjne lub elementy złożonych lobów depozycyjnych w facjach pozaosiowych (Prélat i in., 2009). Budują je osady wysokiej i normalnej gęstości prądów zawieszinowych (fig. 24B), rozdzielone mniejszej miąższości pakietami drobnoziarnistymi, międzylobowymi, które mogą stanowić zapis obocznej migracji kanału zasilającego i agradacji kolejnego lobu piaszczystego poza badanym obszarem. W ten sposób



sekwencja loby–interloby stanowiłaby zapis nadbudowywania kompleksu lobowego poprzez kompensacyjne ułożenie kolejnych lobów depozycyjnych (Prélat i in., 2009; Piazza, Tinterri, 2020). Widoczne w skali całych kompleksów litologicznych trendy wzrostu i spadku piaszczystości (fig. 23) można wiązać z cyklami progradacji i retrogradacji systemu stożka podmorskiego. Cykle te mogły być kontrolowane przez zmiany względnego poziomu morza. Tu występowałby cykl rozpoczynający się od ciągu systemów wysokiego stanu względnego poziomu morza (ang. *highstand systems tract*), przechodzący w ciąg systemów wymuszonej regresji (ang. *falling stage systems tract*) i ciąg systemów niskiego stanu względnego poziomu morza (ang. *lowstand systems tract*) po ciąg transgresywny (ang. *transgressive systems tract*). Rozwój kompleksów lobów piaszczystych przypada na ciąg wymuszonej regresji i pierwszej fazy niskiego stanu względnego poziomu morza (Vail, 1987; Catuneanu, 2006). Warto tutaj nadmienić, że dla okresu późna kreda–paleocen dobrze są udokumentowane eustatyczne wahania poziomu morza o amplitudzie sięgającej kilkudziesięciu metrów (Haq, 2014). Innym wytłumaczeniem cyklicznej zmienności litologicznej w profilu najniższej części warstw inoceramowych może być oboczna migracja głównych kanałów zasilających cały głębokowodny system depozycyjny, wymuszająca oboczną migrację kolejnych kompleksów lobów piaszczystych. W tym schemacie cały stożek czy zespół stożków podmorskich warstw inoceramowych posiadałby kompensacyjną architekturę depozycyjną, a depozycja całego systemu tej części warstw inoceramowych mogła zachodzić w jednym ciągu

systemowym wymuszonej regresji (ang. *falling stage systems tract*). Charakterystyczną cechą dla dolnej części profilu warstw inoceramowych jest również występowanie piaskowców zailonych, zarówno w górnych członach warstw hybrydowych (Haughton i in., 2009; Talling, 2013), jak również jako osobne ławice debrytów kohezyjnych. Występują tu także piaskowce masywne z litoklastami, które współwystępują z turbidytami niskiej gęstości reprezentującymi niepełne sekwencje Boumy (Tbcde, Tcde, Tce). Warto zauważyć, że obecność piaskowców zailonych podwyższa wartość naturalnej promieniotwórczości, co ma swoje odzwierciedlenie w krzywej GR, np. na odcinku głęb. 1545,0–1590,0 m (fig. 23). W nieograniczonym strukturalnie systemie stożka podmorskiego omawianej części warstw inoceramowych, współwystępowanie facji piaskowców zailonych oraz turbidytów niskiej gęstości wskazuje na ich depozycję w strefie obrzeżenia lobów depozycyjnych (tzw. stożek zewnętrzny). W jej obrębie dość powszechnie zachodzą procesy transformacji prądów zawieszinowych w kohezyjne spływy rumoszowe, do których dochodzi wraz ze spowalnianiem prądów i względnym wzbogaceniem niesionej przez nie zawiesziny w drobnoziarnisty materiał kohezyjny, czego wyrazem jest występowanie ławic hybrydowych i debrytów kohezyjnych (Haughton i in., 2009; Kane i in., 2017; Spychała i in., 2017a; Baker, Baas, 2020; Łapcik, Baas, 2024).

W stropie najniższej łuski (III), na głęb. 1402,5–1481,5 m wydzielono tzw. warstwy z Gołyni (lub gołyńskie, Ślącza, 1976; ogniwo łupków z Gołyni, Cieszkowski i in., 2006), które stanowią najwyższą część profilu niższej części warstw ino-

←

**Fig. 24. Warstwy inoceramowe**

**A** – rdzeń 27 (skrzynki nr 147 i 148), głęb. 1436,0–1437,6 m. Typowe wykształcenie warstw inoceramowych facji ciemnych łupków (warstwy z Gołyni); na głęb. 1437,3–1437,6 m liczne powierzchnie luster tektonicznych. **B** – rdzeń 34 (skrzynka nr 176), głęb. 1710,1–1711,0 m. Ostry, erozyjny kontakt masywnego piaskowca średnioziarnistego z leżącym niżej pakietem piaskowcowo-mułowcowym. **C** – rdzeń 34 (skrzynka nr 178), głęb. 1712,4–1712,6 m. Drobn- do bardzo drobnoziarnisty laminowany piaskowiec z konwolucjami. Ławica reprezentuje osad prądu zawieszinowego niskiej gęstości z przydennym przerabianiem materiału w transporcie trakcyjnym oraz syndementacyjnymi zaburzeniami osadu związanymi z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. **D** – rdzeń 31 (skrzynka nr 163), głęb. 1581,6–1582,0 m. Ławica hybrydowa; masywny piaskowiec z normalną gradacją ziarna oraz z fragmentami starszych skał osadowych (H1) reprezentuje osad prądu zawieszinowego, który przeszedł transformację w spływ rumoszowy; piaskowiec zailony, wstęgowany (H2, tzw. ang. *banded sandstone*) reprezentuje osad prądu w stanie przejściowym od przepływu turbulentnego do laminarnego, natomiast masywny piaskowiec zailony (H3) został zdeponowany przez laminarny spływ rumoszowy. **E** – rdzeń 20 (skrzynka nr 106), głęb. 1069,2–1070,0 m. Fragment amalgamowanej ławicy masywnego piaskowca. Górne pole zbliżenia pokazuje teksturę masywnego piaskowca, widoczne są zielono-szare ziarna zchlorytyzowanego biotytu i glaukonit. Dolne pole zbliżenia - gęsta sieć spękań wypełnionych kalcytem. Upad warstw pod kątem ok. 45–50° w położeniu normalnym. Litologia klastów: i – ilowiec; p – piaskowiec; s – syderyt

#### Inoceramian Beds

**A** – core 27 (boxes nos 147 and 148), depth: 1436.0–1437.6 m. Typically developed dark shale facies of the Inoceramian Beds (the Gołynia Beds). Claystones are densely fractured and show numerous slickensides, documented by core photograph from the depth 1437.3–1437.6 m. **B** – core 34 (box no. 176), depth: 1710.1–1711.0 m. Sharp, erosive contact between medium-grained, massive sandstone with underlying sandstone-mudstone package. **C** – core 34 (box no. 178), depth: 1712.4–1712.6 m. Fine- to very fine-grained laminated sandstone with convolutions, deposited by low-density turbidity current featured by bedload tractive reworking; syndepositional soft-sediment deformations associated with unstable density stratification are visible. **D** – core 31 (box no. 163), depth: 1581.6–1582.0 m. A so-called hybrid event bed (HEB) deposited by turbidity current, represented by lower division H1 (normally-graded massive sandstone with lithoclasts), which transformed into cohesive debris flow; the banded clay-rich sandstone (division H2) represents deposition from a turbulent to laminar flow, whereas massive muddy sandstone (division H3) – deposition from laminar cohesive debris flow. **E** – core 20 (box no. 106), depth: 1069.2–1070.0 m. A part of amalgamated massive sandstone bed; the upper close-up view shows texture of massive sandstone, greenish-grey grains of chloritized biotite and glauconite can be noted; lower close-up view shows dense network of fractures filled with calcite. Stratal dip is 45–50°, beds are in normal position. Lithology of clasts: i – claystone; p – sandstone; s – siderite

ramowych wykształconą w facji ciemnych łupków. Kompleks ten, o miąższości blisko 80 m, tworzą iłowce ciemnoszare, szare i szaroczarne, bezwapniste, zawierające muskowit (fig. 24A). Iłowce są przeławicane regularnie pojawiającymi się, bardzo cienkimi (kilka mm do 5 cm) warstwami i laminami pyłowców, rzadziej piaskowców bardzo drobnoziarnistych, ciemnoszarych, krzemionkowo-ilastych, z muskowitem, laminowanych przekątnie ripplemarkowo lub równoległe, smużyście. W obrębie iłowców występują lustra tektoniczne (fig. 24A), natomiast w piaskowcach sieć spękań wypełnionych kalcytem. Z tego względu miąższość rzeczywista warstw z Gołyni może być znacznie mniejsza, zakładając, że w obrębie silnie zdeformowanego tektonicznie kompleksu drobnoziarnistego mogło dojść do podrzędnych ścięć i duplikacji całych pakietów warstw.

Facje warstw gołyńskich wskazują na ich depozycję w partii basenu pozbawionej dostawy materiału piaszczystego, możliwe, że w okresie wysokiego stanu względnego poziomu morza, gdy w basenie magurskim doszło do znaczącej retrogradacji stref spokojnej depozycji pelagicznej lub wygaszenia głębokomorskich systemów turbidytowych. W obrębie warstw gołyńskich może istnieć powierzchnia maksymalnego zalewu (ang. *maximum flooding surface*), wyznaczająca maksimum transgresji, a całą sukcesję warstw gołyńskich można wiązać z ciągiem transgresywnym (ang. *transgressive system tract*) oraz ciągiem systemów wysokiego stanu względnego poziomu morza (ang. *highstand systems tract*). Jankowski i in. (2021a, b) sugerują, że warstwy gołyńskie mogą stanowić lateralny odpowiednik górnopaleoceńskich tzw. warstw z Majdanu, znanych z jednostki dukielskiej, wskazując tym samym na ujednoczenie facji w basenie magurskim, które mogło nastąpić w związku z podwyższeniem się względnego poziomu morza. Jednak przy założeniu, że w profilu otworu nad warstwami gołyńskimi występuje dużej miąższości paleoceńska sekwencja piaskowcowa, którą można korelować wiekowo z piaskowcami z Mutnego, dużo bardziej prawdopodobna wydaje się sugestia, że warstwy gołyńskie można, w kontekście zdarzeń basenowych, korelować z dolnymi łupkami istebniańskimi jednostki śląskiej. Na możliwość położenia warstw z Gołyni poniżej piaskowców z Mutnego wskazują Cieszkowski i in. (2006), którzy argumentują, że w obrazie kartograficznym kompleks mułowców warstw z Gołyni pojawia się najczęściej pod kompleksem piaskowców lub jest przez nie lateralnie zastępowany (patrz: Burtan, 1973a, b; Książkiewicz, 1974b).

W całym profilu dolnej części warstw inoceramowych widać przejawy deformacji tektonicznych w postaci luster tektonicznych i drobnych fałdów w obrębie pakietów skał drobnoziarnistych oraz w postaci licznych spękań z mineralizacją kalcytową w piaskowcach. Najniższy kompleks mułowcowy stanowi pakiet graniczny z leżącymi poniżej warstwami krośnieńskimi jednostki śląskiej. Wyraźne wymycie ścian otworu (fig. 3) wskazuje na osłabioną zwięzłość skał w tym interwale, które uległy osłabieniu mechanicznemu w procesach nasuwczych, wiążącymi się z deformacjami tektonicznymi, silnym spękaniem i obecnością ścięć w obrębie skał drobnoziarnistych.

Badania mikropaleontologiczne (Morgiel w: Ślącza, 1976; Szydło, ten tom) pozwalają na określenie wieku niższej

części warstw inoceramowych (głęb. 1402,5–1766,5 m) na najpóźniejszą kredę–wczesny paleocen. Kompleks tzw. warstw z Gołyni nie posiada dobrze oznaczonego wieku stratygraficznego. Opisano jedynie długowieczne formy o szerokim zasięgu stratygraficznym górna kreda–paleocen (Morgiel w: Ślącza, 1976; Szydło, ten tom). Zakładając ciągłość stratygraficzną profilu III łuski tektonicznej, powinny być one wieku paleoceńskiego. Środkowa łuska tektoniczna (II)

Środkowa część warstw inoceramowych oddzielona jest od górnej i dolnej ich części przypuszczalnymi nasunięciami typu (ang.) *blind thrust*, tworząc prawdopodobnie osobną łuskę tektoniczną (łuska II) (fig. 23). Nasunięcia te zostały wyinterpretowane na podstawie znacznych zmian wartości kąta zapadania warstw: z 75° w spągowej części I łuski tektonicznej do poniżej 10° w obrębie II łuski tektonicznej oraz z 50° w jej dolnej części, do 15–30° w obrębie III łuski tektonicznej w warstwach z Gołyni. Te zmiany można wiązać z deformacjami spągowych części poszczególnych łusek w obrębie kompleksu warstw inoceramowych. Interwał na głęb. 1293,0–1402,5 m tworzą, podobnie jak w łusce III, występujące naprzemianległe kompleksy piaskowcowe/piaskowcowo-mułowcowe i kompleksy mułowcowe/mułowcowo-piaskowcowe. Nie zaobserwowano tu istotnych zmian w piaszczystości profilu interpretowanej na podstawie krzywych GR i NEGR (fig. 4) w stosunku do dolnej części kompleksu warstw inoceramowych. Miąższość poszczególnych kompleksów piaszczystych nie przekracza 30 m. Materiał rdzeniowy dokumentuje głównie serię mułowcową, którą tworzą mułowce i iłowce szare z odcieniem zielonym, bezwapniste, z bardzo cienkimi i cienkoławicowymi piaskowcami i pyłowcami laminowanymi przekątnie ripplemarkowo, wapnistymi. W rdzeniu nr 26 jest widoczne przejście od serii mułowcowej do pakietu piaskowców amalgamowanych, średnio- i drobnoziarnistych, jasnoszarych, słabo wapnistych, masywnych i warstwowanych płaskorównoległe. Profil środkowej części warstw inoceramowych, czyli II łuski tektonicznej, kończy seria mułowcowa o miąższości rzeczywistej ok. 35 m. Jest ona zbudowana z bezwapnistych mułowców szarych z odcieniem zielonawym, z wkładkami iłowców ciemnobrunatnych i ciemnoczerwonobrunatnych, do 15 cm grubości, w obrębie których występują plamy i smugi zielonoszarych iłowców, oraz z wkładkami cienkoławicowych piaskowców drobno- do gruboziarnistych, bezwapnistych lub słabo wapnistych. Badania stratygraficzne wykazały, że nawiercony profil o łącznej miąższości rzeczywistej szacowanej na 125–135 m prawdopodobnie w całości reprezentuje paleocen, a wyższa część profilu może reprezentować nawet młodszy paleocen (Morgiel w: Ślącza, 1976; Szydło, ten tom).

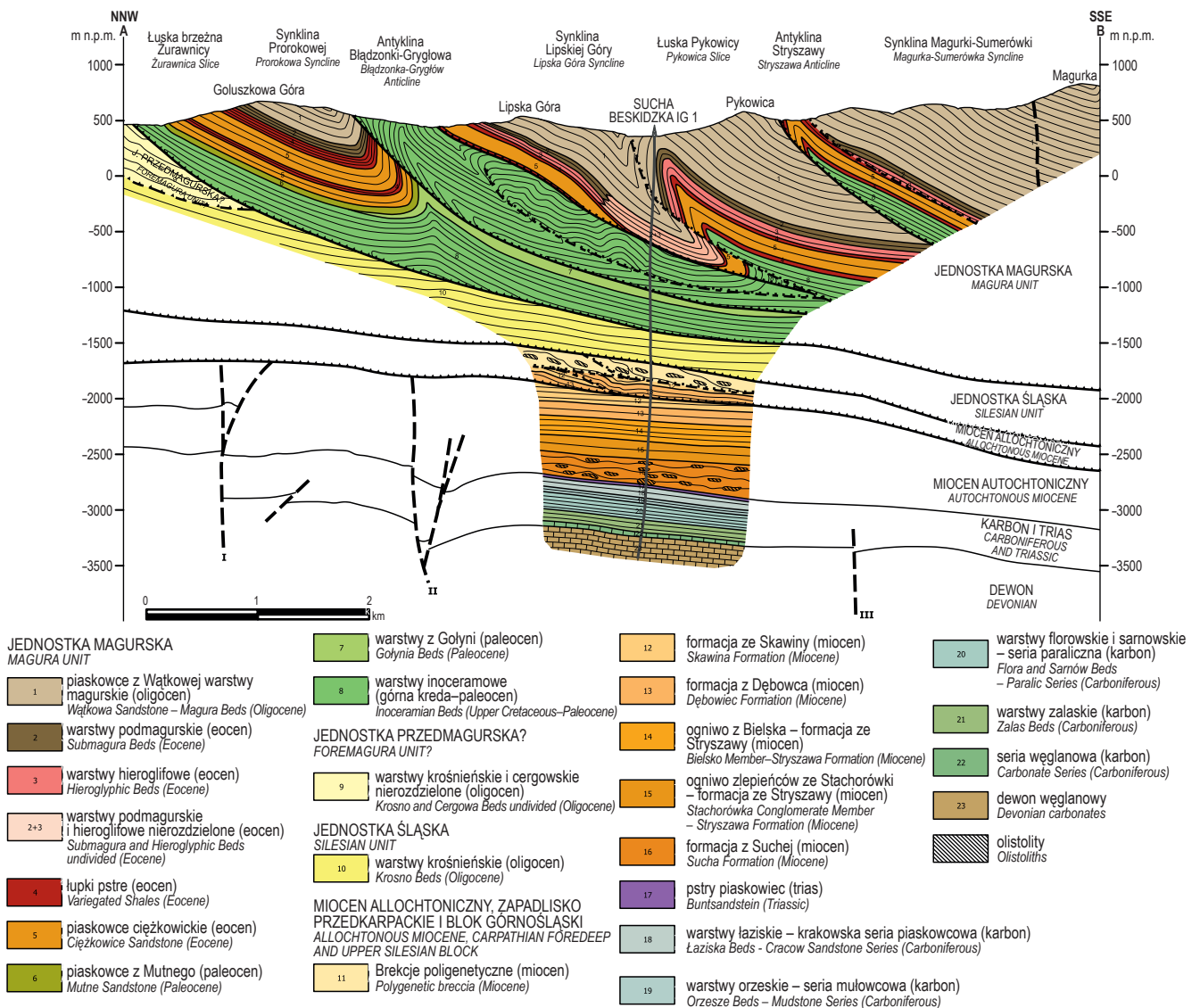
W interwale głęb. 1293,0–1402,5 m rozpoznano maksymalnie 3 piaszczyste kompleksy lobowe reprezentowane najprawdopodobniej przez osady prądów zawieszinowych wysokiej i niskiej gęstości (por. Talling i in., 2012), strefy osiowej i pozaosiowej lobów depozycyjnych. Dokładne ustalenie środowiska depozycji kompleksów piaszczystych jest niemożliwe ze względu na słabe opróbowanie tego odcinka otworu. Rozdzielające je pakiety mułowcowe i mułowcowo-piaszczyste są zbudowane z facji typowych dla obrzeżenia lobów lub obrzeżenia stożka i są zdominowane przez osady

niskiej gęstości prądów zawieszonych, przy pewnym udziale osadów hemipelagicznych. Pionowa cykliczna zmienność litofacyjna może być interpretowana jako efekt kompensacyjnego nadbudowywania głębokowodnego stożka podmorskiego przez kolejne loby depozycyjne, który to proces wiązał się z cykliczną awulsją kanałów zasilających kompleksy lobowe (por. Terlaky i in., 2016; Piazza, Tinterri, 2020). Najmłodszy kompleks mułowców, cechujący się znaczną miąższością, można interpretować jako regionalny horyzont drobnoziarnisty, powstały w okresie zaniku dostawy materiału gruboziarnistego do głębokowodnej partii tej części basenu magurskiego. Mogło do tego dojść w warunkach podwyższonego stanu względnego poziomu morza, generowanego przez globalne zmiany eustatyczne, jak i regionalnej subsyduencji i/lub spadku aktywności (denudacji) strefy źródłowej.

Zakładając paleoceński wiek całego profilu II łuski tektonicznej (fig. 4), jak również górnej części profilu III łuski,

mającej w stropie warstwy gołyńskie, II łuska stanowi najprawdopodobniej zdublowany tektonicznie fragment wyższej części łuski III. Tym samym można przyjąć, że zredukowany tektonicznie od góry kompleks mułowcowy łuski II można korelować z warstwami z Gołyni. W tym ujęciu środkowa łuska II, o najmniejszej miąższości, może stanowić stropowy fragment III łuski, odkłuty i nasunięty ku N w czasie pozasekwencyjnego nasuwania się łuski Pykownicy i synkliny Lipskiej Góry (fig. 25).

Górna część warstw inoceramowych w interwale głęb. 970,5–1270,0 m jest reprezentowana przez serię piaskowcowo-mułowcową (fig. 23), która zajmuje najwyższą pozycję stratygraficzną w obrębie warstw inoceramowych w profilu podjednostki Siar. Seria ta została stwierdzona w łusce brzeżnej płaszczyny magurskiej na północ i zachód od otworu Sucha Beskidzka IG 1 i pierwotnie wyodrębniona jako piaskowce arkozowe warstw ropianieckich (Książkiewicz,



**Fig. 25. Przekrój geologiczny przez Karpaty zewnętrzne i ich podłoże w rejonie otworu Sucha Beskidzka IG 1 (lokalizacja przekroju – patrz fig. 28)**

Geological cross-section through the Outer Carpathians in the vicinity of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole (locality – see Fig. 28)

1974a). W późniejszym czasie Cieszkowski i in. (2006) ze względu na dominację litofacji piaskowców, w tym piaskowców gruboławicowych, oraz ich skład petrograficzny uznali tę serię za odpowiednik piaskowców z Mutnego. Jankowski i in. (2012) opisywali ją również jako serię piaskowcową typu warstw ciśnieńskich. Przy kątach zapadania w zakresie 35–75°, szacowana miąższość rzeczywista tej serii wynosi ok. 170–185 m, a więc są to wartości bardzo podobne do tych podanych przez Cieszkowskiego i in. (2006, autorzy ci podają miąższość ogniwa piaskowców z Mutnego na dochodzącą do 170 m). Badania stratygraficzne pozwalają na określenie wieku tej serii jako nie starszej niż wczesny paleocen (Morgiel w: Ślącza, 1976; Szydło, ten tom). Autorzy niniejszego opracowania wstrzymują się przed przyporządkowaniem tej serii do piaskowców z Mutnego ze względu na: (i) brak wystarczającej ilości materiału rdzeniowego, który pozwalałby na lepsze rozpoznanie litofacjalne omawianej serii piaskowcowo-mułowcowej; (ii) brak możliwości weryfikacji składu petrograficznego piaskowców, co przy dużej zmienności petrograficznej piaskowców rozpoznanych w tej pozycji stratygraficznej w rejonie Suchoj Beskidzkiej nie pozwala na precyzyjne ustalenie relacji do obszaru źródłowego. Jednak ze względu na wyraźnie podwyższony udział piaskowców w tej części profilu warstw inoceramowych, można ją typować jako osobne ogniwo litostratygraficzne warstw inoceramowych. Formalne zdefiniowanie takiego ogniwa wymagałoby jednak dodatkowych badań terenowych, analiz facjalnych i petrograficznych.

Warstwy inoceramowe w obrębie łuski I (fig. 23) obejmują kompleksy piaskowców z podrzędnym udziałem mułowców, rozdzielone kompleksami piaskowcowo-mułowcowymi lub mułowcowo-piaskowcowymi. Kompleksy piaskowcowe są zbudowane z piaskowców gruboławicowych, często amalgamowanych (fig. 24E), grubo- i średnioziarnistych, podrzędnie zlepieńcowatych i drobnoziarnistych, wapnistych, szarych, masywnych, w stropach ławic laminowanych płaskorównoległe, z podrzędnym udziałem cienko- i średnioławicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych i mułowców z muskowitem. Kompleksy piaskowcowo-mułowcowe i mułowcowo-piaskowcowe są zbudowane z naprzemianległych piaskowców średnio- i drobnoziarnistych, wapnistych, szarych, laminowanych płaskorównoległe i przekątnie ripplmarkowo, z muskowitem i materiałem pelitowym podkreślającym laminacje. Występują w nich również mułowce i iłowce ciemniejsze, odcinkami z odcieniem oliwkowym oraz szare, bezwapniste, podrzędnie słabo wapniste, z cienkimi wstawkami laminowanych pyłowców lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców. Pakiety iłowców i mułowców osiągają maksymalną miąższość do 3–4 m. W ich obrębie zaobserwowano struktury bioturbacyjne w postaci kanalików żerowiskowych.

Dane facjalne wskazują, że opisywana wyżej seria piaskowcowo-mułowcowa reprezentuje głębokowodny system depozycyjny stożka(ów) turbidytowego. Naprzemianległe występowanie kompleksów piaszczystych oraz pakietów mułowcowo-piaszczystych i mułowcowych (fig. 23) można interpretować jako kolejne kompleksy łobów piaszczystych rozdzielone kompleksami międzylłowowymi. Kompleksy łobów piaszczystych mają miąższości w zakresie 20–40 m i są

złożone z kilku łobów depozycyjnych, każdy o miąższości 2,5–7 m. Zakresy te odpowiadają miąższościom podawanym w literaturze (m.in. Prélat i in., 2009; Giacomone i in., 2020; Grundvåg i in., 2023). Kompleksy łobowe są rozdzielone pakietami mułowcowymi lub pakietami piaskowcowo-mułowcowymi, które zasadniczo nie przekraczają miąższości kilku metrów. W profilu górnej części warstw inoceramowych można wyróżnić do 6 kompleksów łobowych, które sumarycznie tworzą system głębokomorskiego stożka silikoklastycznego, osiągającego udokumentowaną miąższość powyżej 150 m. W obrębie poszczególnych kompleksów łobowych można wyróżnić sekwencje ze stopniowym wzrostem piaszczystości (progradacyjne) oraz spadkiem piaszczystości (retrogradacyjne), jak również, w mniejszej ilości, sukcesje agradacyjne, cechujące się stałym trendem piaszczystości pakietu (fig. 23). Sukcesje te można wiązać z procesem autocyklicznej migracji głównej osi zasilania kolejnych łobów depozycyjnych i całych kompleksów łobowych (Prélat i in., 2009; Prélat, Hodgson, 2013; Pyles i in., 2014) względem danego miejsca w basenie. Na ten proces składają się okresy progradacji i retrogradacji kolejnych łobów (Macdonald i in., 2011; Grundvåg i in., 2023) oraz powtarzające się nagle zmiany przebiegu kanału zasilającego (awulsji) który przemieszczał się w dalej usytuowane partie basenu (Morris i in., 2016; Terlaky i in., 2016; Piazza, Tinterri, 2020). Nagłe przejścia kompleksów łobowych w serie zdominowane przez mułowce reprezentują zapis takich awulsji. Taka interpretacja procesów depozycyjnych wskazywałaby na tworzenie się stożka górnej części warstw inoceramowych w obrębie podnóża skłonu lub w obrębie równi basenowej bez wyraźnego ograniczenia strukturalnego dla jego swobodnego rozwoju. Odróżniałoby to ten system depozycyjny od systemu depozycji piaskowców magurskich interpretowanego jako basen ograniczony strukturalnie.

Profil górnej części warstw inoceramowych cechuje się podwyższoną piaszczystością w stosunku do typowo wykształconych warstw inoceramowych w obrębie łusek II i III (fig. 23), a także obecnością facji wskazujących na bardziej proksymalne facje głębokomorskiego, silikoklastycznego systemu turbidytowego. Piaskowce masywne, amalgamowane powstały w wyniku depozycji z wysokiej gęstości prądów zawieszinowych (Talling i in., 2012) i reprezentują proksymalne partie łobów piaszczystych, tj. kanały rozprawdzające lub osiowe partie łobów depozycyjnych (m.in. Giacomone i in., 2020). Z zapisu krzywych GR i NEGR można wnioskować, że tego typu facje powszechnie budują piaskowcowe pakiety w profilu I łuski warstw inoceramowych. Najlepszy zapis kompleksu piaskowców amalgamowanych przedstawia odcinek 1226,0–1257,0 m (fig. 23). Kompleksy piaskowcowo-mułowcowe zawierające piaskowce laminowane, o drobniejszej frakcji i mniejszej miąższości w stosunku do piaskowców masywnych, powstały w wyniku depozycji z prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Prądy takie są typowe dla stref pozaosiowych piaszczystych łobów depozycyjnych (m.in. Prélat, Hodgson, 2013; Spychala i in., 2017b). Kompleksy piaskowcowo-mułowcowe można interpretować zatem jako formy tworzące obrzeżenia łobów depozycyjnych. Brak jest w zapisie rdzeniowym facji przejściowych między piaskowcami amalgamowanymi a pakietami piaskowcowo-mułowcowymi, któ-

re reprezentowałyby środowisko strefy pozaosiowej lobu depozycyjnego. Pakiety mułowców z pojedynczymi przelawiczeniami piaskowców cienkoławicowych, laminowanych, reprezentują dystalną strefę obrzeżenia lobu/kompleksu lobów lub strefy międzylobowe. Znamienne jest to, że w rdzeniach z górnej części warstw inoceramowych nie udokumentowano piaskowców zailonych typu debrytów, które są charakterystycznym elementem niższych warstw inoceramowych. Wskazuje to również na to, że omawiana seria piaskowcowa reprezentuje bardziej proksymalne partie systemu turbidytowego.

Kompleks piaskowcowy górnej części warstw inoceramowych można interpretować jako zapis intensywnej redepozycji materiału ze strefy źródłowej w wyniku znacznego obniżenia względnego poziomu morza i depozycji w ciągu systemów niskiego stanu względnego poziomu morza (ang. *lowstand systems tract*) i prawdopodobnie też w początkowej fazie ciągu transgresywnego (ang. *transgressive system tract*) (Catuneanu, 2006). Ich spąg może stanowić granicę sekwencji. Cała sukcesja reprezentuje bardziej proksymalną część basenu niż sukcesje niższych warstw inoceramowych. Zmiana ilościowego składu petrograficznego, przejawiająca się wzrostem procentowego udziału skaleni oraz fragmentów skał metamorficznych i węglanowych, a także spadkiem udziału biotyty i glaukonitu w piaskowcach z górnej części warstw inoceramowych względem piaskowców z niższych części wydzielenia świadczy o zróżnicowaniu budowy strefy źródłowej. Wysoki udział skaleni oraz fragmentów skał metamorficznych wskazuje na podobieństwo do piaskowców z Mutnego (Cieszkowski i in., 2006). Warto zauważyć, że w odległości dwóch kilometrów na zachód od otworu Sucha Beskidzka IG 1, w miejscowości Kuków, Cieszkowski i in. (2006) opisali w podobnej pozycji stratygraficznej pakiety zlepieńców gruboziarnistych z licznymi okruchami słabo obtoczonych lub ostrokrawędzistych skał węglanowych (wapienie, wapienie margliste, twarde margle), w pojedynczych przypadkach w postaci bloków do 50 cm średnicy, które zaliczyli do piaskowców z Mutnego. Zlepieńce te reprezentują zapewne wypełnienia lokalnych kanałów zasilających system depozycyjny piaskowców z Mutnego, a bardzo słabe obtoczenie materiału wskazuje na relatywnie krótki transport. Według Jankowskiego (2015) klasty skał węglanowych wskazują na redepozycję skał węglanowych budujących szelf okalający basen Karpat zewnętrznych w okresie sprzed gwałtownego spadku względnego poziomu morza, do którego doszło na przełomie kredy i paleocenu. Ze względu na udokumentowaną we wcześniejszych pracach zmienność facjalną i petrograficzną paleoceńskich piaskowców z górnej części profilu warstw inoceramowych (piaskowce arkozowe, piaskowce glaukonitowe – Książkiewicz 1974a, b) oraz skomplikowaną budowę geologiczną okolic Suchoj Beskidzkiej, w tym obecność licznych podrzędnych ścieżek tektonicznych, trudno jednoznacznie ocenić, czy zlepieńce z Kukowa przynależące do ogniwa piaskowców z Mutnego stanowią element tego samego systemu depozycyjnego, co udokumentowany w otworze kompleks piaskowcowy. Można jedynie przypuszczać, że seria piaskowcowo-mułowcowa z górnej części warstw inoceramowych dokumentuje ząbienie się systemu depozycyjnego piaskowców z Mutnego

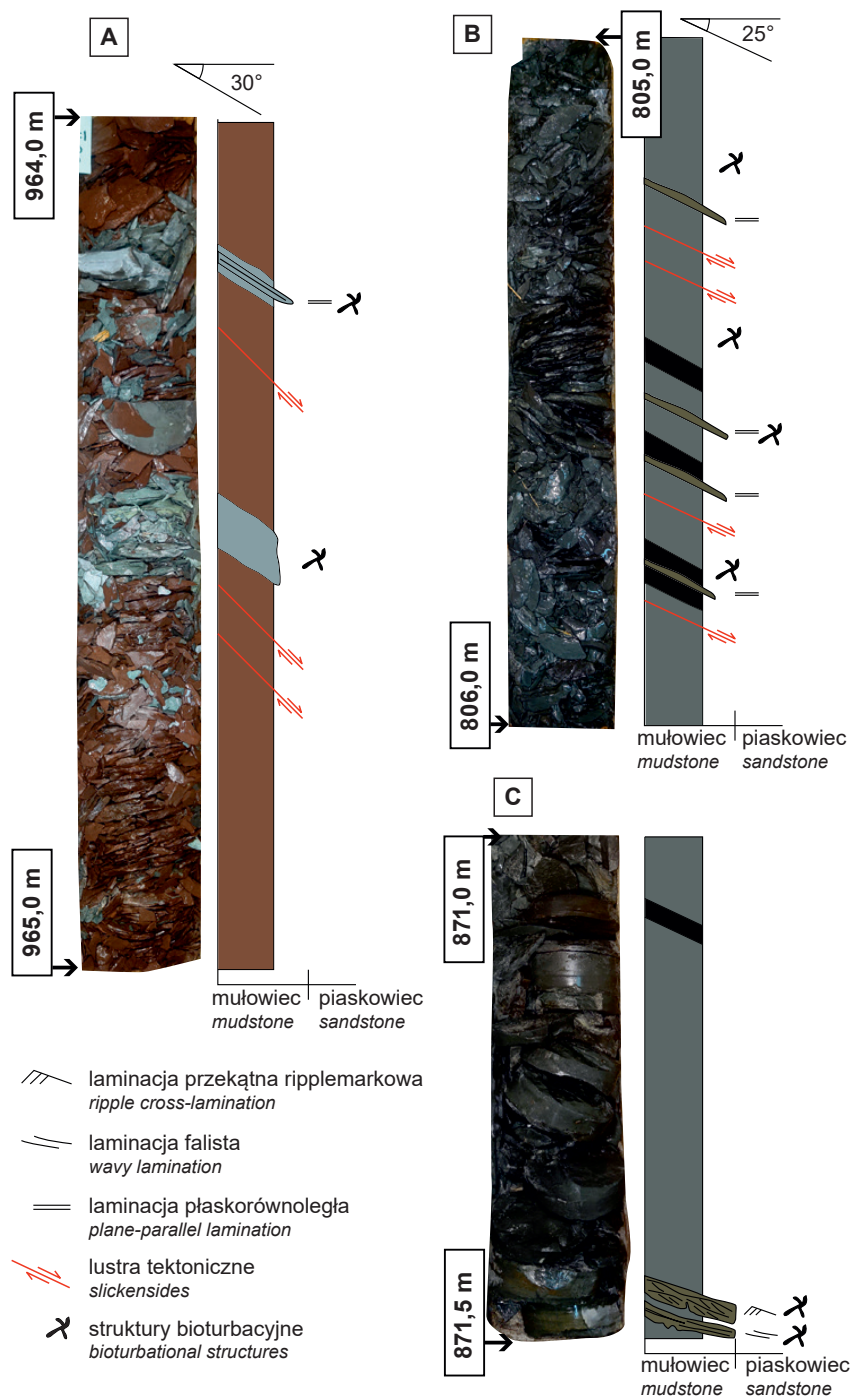
oraz warstw inoceramowych w warunkach obniżonego względnego poziomu morza we wczesnym paleocenie.

W obrazie kartograficznym strop ogniwa piaskowcowego warstw inoceramowych jest wyznaczony przez kontakt z górnopaleoceńsko–eocieńskim kompleksem łupków pstrych z piaskowcami ciężkowickimi (Cieszkowski i in., 2006). Podobna sytuacja ma miejsce w otworze Sucha Beskidzka IG 1, z tym, że kontakt ten jest najprawdopodobniej tektoniczny. W otworze brak jest najniższego, górnopaleoceńskiego poziomu łupków pstrych oraz piaskowców ciężkowickich, które najprawdopodobniej uległy redukcji tektonicznej (patrz niżej).

#### Łupki pstre

Kolejnym wydzieleniem litostratygraficznym w profilu otworu są łupki pstre (formacja łupków z Łabowej, Cieszkowski, Waśkowska-Oliwa, 2001), których wiek określono na dolny eocen (Morgiel w: Ślącza, 1976; Szydło, ten tom). Utwory te nawiercono na głęb. 956,0–970,5 m, co przy ich zaleganiu pod kątem 30–35° daje ok. 12 m miąższości rzeczywistej. Są one reprezentowane przez czerwono-brunatne iłowce z wkładkami iłowców i mułowców jasnoszaro-zielonych, z drobnymi blaszkami muskowitu rozproszonymi na powierzchniach oddzielności (fig. 26A). W obrębie iłowców szarozielonych są obecne bardzo cienkie warstwy pyłowców, ewentualnie piaskowców bardzo drobnoziarnistych, ciemnoszaro-zielonych, z muskowitem, oraz struktury bioturbacyjne, w postaci guzków i nieregularnych buł. W obrębie iłowców występują lustra tektoniczne zapadające pod kątem ok. 45° (fig. 26A). Wkładki pyłowców i piaskowców mają spękania wypełnione kalcytem i drobne uskoki, o zrzucie do 1 cm. Wykształcenie litologiczne obserwowane w rdzeniu na głęb. 963,0–967,0 m odpowiada dolnemu poziomowi pstrych łupków, jednemu z trzech poziomów pstrych łupków wydzielanych w regionie Suchoj Beskidzkiej (Cieszkowski, Waśkowska-Oliwa, 2001; Cieszkowski i in., 2006).

Łupki pstre stanowią facje drobnoziarniste skłonu basenowego i równi basenowej, powstałe w okresie podwyższonego względnego poziomu morza, w wyniku sedymentacji hemipelagicznej i z rozcięzionych prądów zawieszinowych. W typowej sytuacji ząbienia się obocznie i wertykalnie z piaskowcami ciężkowickimi (Dziadzio i in., 2006; Jankowski i in., 2021a, b). Z obrazu kartograficznego wynika, że łupki pstre powinny być rozdzielone znacznej miąższości kompleksem piaskowca ciężkowickiego (?ogniwo piaskowców ze Skawiec, Cieszkowski i in., 2006), który odsłania się 1,5 km na północ, oraz nieco ponad 1 km na południe od miejsca postawienia otworu (Książkiewicz, 1974a; Jankowski i in., 2017). Wskazywałyoby to na pierwotną ciągłość ciała depozycyjnego piaskowców ciężkowickich również w obszarze pomiędzy wyżej wymienionymi wychodniami, jednak nie stwierdzono jego obecności w profilu otworu Sucha Beskidzka IG 1. Sytuacja taka wynika najprawdopodobniej z występowania odkłucia tektonicznego w północnym skrzydle synkliny Lipskiej Góry w obrębie pstrych łupków, wzdłuż którego doszło do tektonicznego wyciśnięcia litosomu piaskowców ciężkowickich i młodszego poziomu pstrych łupków. Nasunięcie to nie jest obserwowane na powierzchni (ang. *blind thrust*). Potwierdzeniem redukcji tektonicznej profilu litostratygraficznego w otworze Sucha Beskidzka IG 1 mogą być również wyniki



**Fig. 26. Łupki pstre oraz nierozdzielone warstwy podmagurskie i hieroglifowe**

A – rdzeń 18 (skrzynka nr 93), głęb. 964,0–965,0 m. Łupki pstre; pakiet iłowców czerwonobrunatnych z wkładkami mułowców jasnoszarozielonych grubości do 10 cm; całość bezwapnista. B oraz C – warstwy hieroglifowe. Pakiety bezwapnistych iłowców zielonoszarych i szarych z bardzo cienkimi przeławiczeniami mułowców brunatnoczarnych oraz laminowanych pyłowców i piaskowców bezwapnistych, z kanalikami żerowiskowymi widocznymi na powierzchniach granicznych ławic. B – rdzeń 15 (skrzynka nr 76), głęb. 805,0–806,0 m. C – rdzeń 16 (skrzynka nr 81), głęb. 871,0–871,5 m

**Variegated Shales and undivided Sub-Magura and Hieroglyphic Beds**

A – core 18 (box no. 93), depth: 964.0–965.0 m. Variegated Shales; reddish-brown claystones intercalated with up to 10 cm thick, greenish-light grey mudstones; the rocks are non-calcareous. B and C – undivided Sub-Magura and Hieroglyphic Beds; packages of non-calcareous greenish-grey and grey claystones interbedded with very thin brownish-black mudstones and non-calcareous laminated siltstones and sandstones; bedding planes show trace fossils. B – core 15 (box no. 76), depth 805.0–806.0 m. C – core 16 (box no. 81), depth 871.0–871.5 m

badań mikrofaunistycznych. Potwierdzają one istnienie luki stratygraficznej między stropową częścią warstw inoceramowych zaliczaną do ?niższego paleocenu a łupkami pstryimi zaliczanymi do dolnego eocenu. Należy jednak zastrzec, że gatunki oznaczone w iłowcach, przeławicających pakiety piaskowców z najwyższej części warstw inoceramowych, mogły być redeponowane, a sam kompleks piaskowcowy jest młodszy, górnopaleoceński.

**Warstwy podmagurskie i warstwy hieroglifowe – nierozdzielone**

Powyżej łupków pstrych, możliwe że wzdłuż kontaktu tektonicznego, występuje kompleks mułowcowy, odróżniający się od warstw inoceramowych i piaskowców z Wątkowej na krzy-

wych GR i NEGR (fig. 3) poprzez wzrost zailenia i monotonię zapisu litologicznego. Kompleks ten reprezentuje najprawdopodobniej dolne ogniwo warstw magurskich strefy Siar (*sensu* Książkiewicz, 1974a, b) – warstwy podmagurskie (łupki z Zembrzyc, ogniwo łupków zembrzyckich formacji makowskiej, Cieszkowski i in., 2006) oraz podścielające je warstwy hieroglifowe (formacja belweska *sensu lato*, Cieszkowski i in., 2006). Całość kompleksu jest datowana na podstawie danych mikropaleontologicznych na środkowy–późny eocen (Ślaczka, 1976; Szydło, ten tom) Miąższość nawierconego

kompleksu warstw podmagurskich i hieroglifowych osiąga 164,5 m w przedziale głęb. 791,5–956,0 m, co przy ich zaleganiu pod kątem 20–30° daje ok. 150 m miąższości rzeczywistej. Na podstawie rdzeni wiertniczych i krzywych geofizycznych nie było możliwe rozdzielanie litologiczne obu wydzieleni. Ich rozdzielanie na przekroju geologicznym (fig. 25) jest umowne. Wydzielenie warstw podmagurskich jest uzasadnione przez fakt, że zostały one stwierdzone na powierzchni terenu w północnym skrzydle synkliny Lipskiej Góry, jak również na podstawie danych mikropaleontologicznych. W próbkach pobranych z głęb. 805,0–809,2 m oznaczono mikrofaunę otwornicową wskazującą na późny eocen, który odpowiada okresowi depozycji warstw podmagurskich (Ślaczka, 1976; Szydło, ten tom).

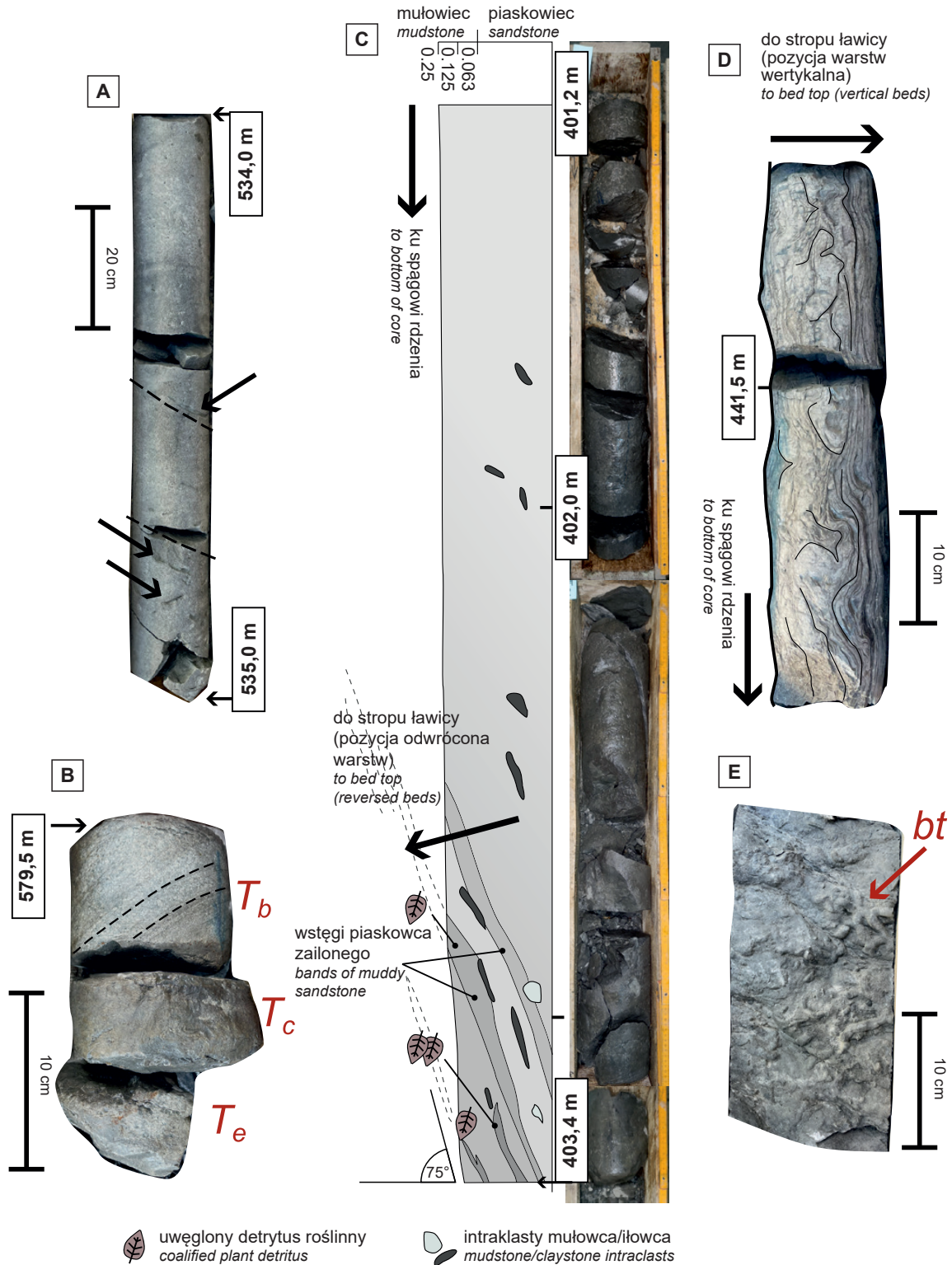
Nierozdzielone warstwy podmagurskie i hieroglifowe są wykształcone jako mało zróżnicowana litologicznie sukcesja iłowców i mułowców bezwapnystych, sporadycznie słabo wapnystych, zielonoszarych, oliwkoszarych i szarych, podrzędnie brunatnoczarnych. Występują w nich przeławiczenia bardzo cienkich i cienkich warstw pyłowców, laminowanych oraz nieliczne ławice piaskowców bardzo drobnoziarnistych, miąższości do 15 cm, zielonawoszarych, wapnystych, laminowanych przekątnie ripplemarkowo (fig. 26B, C). Udokumentowano również pojedyncze cienkie warstwy syderytu ilastego. Stosunek iłowców i mułowców do piaskowców wynosi szacunkowo 15:1. Na powierzchniach oddzielności można zaobserwować fukoidy, m.in. w postaci owalnych kanalików żerowiskowych. Takie wykształcenie warstw hieroglifowych odpowiada wyróżnionej przez Książkiewicza (1974a, b) facji łupkowej warstw hieroglifowych, związanej z brzeżną częścią płaszczowiny magurskiej. Deformacje tektoniczne skał obejmują liczne spękania wypełnione mineralizacją kalcytową w obrębie piaskowców, jak również dość licznie występujące lustra tektoniczne w obrębie iłowców (fig. 26B).

Cała sukcesja może reprezentować dystalną część głębokomorskiego systemu depozycyjnego. Powstała w okresie dość wysokiego stanu względnego poziomu morza i można ją zaliczyć do odpowiadającego mu ciągu systemów depozycyjnych (ang. *highstand systems tract*). Ten okres charakteryzował się brakiem aktywnych ścieżek redepozycji materiału piaszczystego z obszarów źródłowych do strefy skłonu i równi basenowej, co przejawia się generalnie brakiem kompleksów piaskowców gruboławicowych w obrębie warstw hieroglifowych i podmagurskich. Opisywana sukcesja drobnoziarnista mogłaby reprezentować zarówno środowisko skłonu basenu i jego podnóża, jak również środowisko równi basenowej, jak przyjmuje się tradycyjnie dla warstw hieroglifowych (Jankowski i in., 2021a, b). ıłowce i mułowce mogą stanowić osad hemipelagiczny, jak również zapis niskiej gęstości, rozcieńczonych prądów zawieszinowych, które mogą tworzyć dużej miąższości sekwencje drobnoziarniste w obrębie skłonu czy równi basenowej (Boulesteix i in., 2019; Peng, 2021). W obydwu przypadkach był możliwy rozwój organizmów bentonicznych, udokumentowany dość licznymi strukturami bioturbacyjnymi. Górna granica sukcesji drobnoziarnistej, stanowiąca ostry kontakt litologiczny z sukcesją piaskowców z Wątkowej, stanowi zapis nagłej zmiany reżimu sedymentacyjnego w basenie. Zmiana ta była związana z aktywacją strefy źródłowej i intensywną redepozycją materiału piaszczystego w północnej części basenu magurskiego na przełomie eocenu i oligocenu. Analizy mikrofaunistyczne (Blaicher 1961; Sikora 1970; Oszczytko–Clowes 2001; Kopciowski i in., 2014a, b) oraz erozyjny charakter spągu piaskowców z Wątkowej (Kopciowski, 2007) wskazują, że w obrębie podjednostki Siar zachowana jest jedynie niższa część utworów górnego eocenu. W jej profilu stratygraficznym brak jest osadów wyższej części górnego eocenu, które w basenie karpackim są reprezentowane przez margle globigerynowe, stanowiące zapis maksymalnego zalewu morskiego (ang. *maximum flooding surface*, Leszczyński, 1997).

Brak możliwości postawienia w profilu otworu granicy pomiędzy warstwami podmagurskimi i warstwami hieroglifowymi wynika z faktu, że cały profil opisywanego kompleksu drobnoziarnistego ma wręcz identyczne wykształcenie litologiczne i występują w nim równocześnie cechy typowe zarówno dla warstw hieroglifowych, jak i warstw podmagurskich. Bezwapnistość całego kompleksu jest typową cechą warstw hieroglifowych w facji łupkowej, podczas gdy mułowce warstw podmagurskich zasadniczo są wapniste (Cieszkowski i in., 2006). Obecność wkładek brunatnoczarnych ıłowców jest natomiast cechą typową dla warstw podmagurskich (Cieszkowski i in., 2006), jednak tego typu brunatnoczarne ıłowce występują w całym profilu opisywanego tutaj kompleksu drobnoziarnistego. Datowania mikropaleontologiczne wskazują, że zarówno warstwy hieroglifowe, jak i podmagurskie wykształcone w facji drobnoziarnistej są eoceńskie. Wytlumaczeniem ujednolicenia litofacjalnego mógł być brak zróżnicowania warunków depozycji w tym rejonie basenu karpackiego w czasie aktywności dwóch kolejnych systemów depozycyjnych i wzajemne ich zazębianie się. Pod uwagę należy również wziąć możliwość erozyjnej redukcji profilu warstw podmagurskich w czasie depozycji piaskowców z Wątkowej. Jednak dane mikropaleontologiczne i duża miąższość kompleksu (ok. 150 m), znacznie przekraczająca wartości miąższości warstw hieroglifowych podawane z rejonu Suchej Beskidzkiej (nie więcej niż kilkadziesiąt metrów, Cieszkowski i in., 2006; Jankowski i in., 2021a,b), zasadniczo wykluczają możliwość całkowitego wyerodowania wiekowego odpowiednika warstw podmagurskich.

#### Piaskowce z Wątkowej (warstwy magurskie)

Najmłodszą jednostkę litostratygraficzną w profilu otworu stanowią glaukonitowe piaskowce z Wątkowej (Koszarski, 1985; określane również jako piaskowce magurskie facji glaukonitowej, Książkiewicz, 1974a, b; lub jako ogniwo piaskowców z Wątkowej formacji makowskiej, Cieszkowski i in., 2006). Stwierdzona pozorna miąższość warstw magurskich facji glaukonitowej w otworze Sucha Beskidzka IG 1 wynosi 787,6 m (głęb. 3,9–791,5 m). Kompleks piaskowców z Wątkowej jest reprezentowany głównie przez grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce glaukonitowe, średnio- i gruboziarniste z domieszką grubszej frakcji, z uziarnieniem frakcyjnym normalnym, masywne (fig. 27A), w stropowej części także laminowane, zawierające klasty mułowców. Niektóre z ławic piaskowców wykazują stopniowy wzrost zailenia i ilości klastów ku stropowi ławicy (fig. 27C). Piaskowce tworzą amalgamowane pakiety, wyróżniające się na krzywej GR pikami o obniżonych wskazaniach (fig. 3). W obrębie piaskowców gruboławicowych wyróżniono fację piaskowców masywnych, przechodzących w piaskowce zailone i/lub mułowce zapiaszczone, tzw. ławice hybrydowe (Haughton i in., 2009). Pakiety piaskowców glaukonitowych są rozdzielane przez pakiety piaskowcowo-mułowcowe, typu heterolitu, zasadniczo o mniejszej miąższości i o wyraźnie wyższych wskazaniach na krzywej GR (fig. 3). Składają się z cienko- i średnioławicowych piaskowców bardzo drobno- i drobnoziarnistych, laminowanych przekątnie ripplemarkowo,



smużycie, konwolucje, rzadziej płaskorównoległe, bogatych w muskowit (fig. 27B, D), oraz z piaskowców zailonych, masywnych. Powierzchnie spągowe piaskowców z kompleksów heterolitowych wykazują obecność hieroglifów mechanicznych i struktur bioturbacyjnych (fig. 27E). Mułowce i iłowce są słabo wapniste lub bezwapniste i wykazują dużą zmienność kolorystyczną, od ciemnoszarych, przez szare i zielonoszare po brunatnoczarne.

Warstwy magurskie wykazują wysoki stopień deformacji tektonicznych. Zmiany kąta i orientacji zalegania warstw obserwuje się w obrębie ich całego profilu. Występują liczne spękania wypełnione kalcytem, lustra tektoniczne i drobne fałdy w obrębie pakietów mułowcowych. W wyższej części profilu otworu, do głębokości ok. 460 m, warstwy zapadają przeważnie subwertykalnie lub wertykalnie (nachylenia 70–90°, fig. 27C, D), wyżej w pozycji normalnej, głębiej

**Fig. 27. Piaskowce z Wątkowej**

**A** – rdzeń 10 (skrzynka nr 52), głęb. 534,0–535,0 m. Gruba ławica piaskowca masywnego, glaukonitowego, możliwe, że amalgamowana, zawierająca płaskie intraklasty iłowców bezwapniowych oraz intraklasty piaskowców drobnoziarnistych; intraklasty wskazane czarnymi strzałkami; na podstawie ułożenia płaskich intraklastów *upad warstw oszacowano na 30–40°*; ławica pochodzi prawdopodobnie z niższej części piaskowców z Wątkowej. **B** – rdzeń 11 (skrzynka nr 57), głęb. 579,5–579,7 m. Fragment ławicy laminowanego piaskowca w pozycji odwróconej, na co wskazuje odwrócona kolejność członów sekwencji Boumy (Tbce)(Bouma, 1962) oraz spadek wielkości ziarna w dół, ku spągowi rdzenia; nachylenie laminacji płaskorównoległej wskazuje na zapadanie warstw pod kątem ok. 45–50°. **C** – rdzeń 8 (skrzynki nr 33 do 35), głęb. 401,2–403,4 m. Gruba ławica piaskowca masywnego z normalną gradacją ziarna, w górnej części wzrasta stopień zailenia piaskowca oraz pojawiają się wstęgi wzbogacone w materiał pelitowy i zawierające uwęglony detrytus roślinny; w całym profilu ławicy są obecne płaskie intraklasty mułowców ciemnoszarych oraz seledynowo-jasnoszarych, odpowiednio wapniowych i bezwapniowych, do 10 cm długości; na podstawie ułożenia intraklastów stwierdzono zaleganie warstw pod kątem ok. 75°; na podstawie spadku wielkości ziarna oraz stopniowego wzrostu: zailenia, objętości intraklastów iłowca oraz detrytusu roślinnego ku spągowi rdzenia stwierdzono odwrócone ułożenie warstw; Ławica pochodzi prawdopodobnie z najniższej części piaskowców z Wątkowej. **D** – rdzeń 9 (skrzynka nr 43), głęb. 441,3–441,8 m. Pionowo zorientowana ławica piaskowca drobno- do bardzo drobnoziarnistego, w całości laminowana, z charakterystycznymi zafałdowaniami lamin, tzw. warstwowanie skorupowe, w rdzeniu widoczne w przekroju skośnym; prawdopodobnie spągowa część piaskowców z Wątkowej. **E** – spągowa powierzchnia ławicy z fig. 7D z licznymi kanalikami żerowiskowymi (bt)

#### Wątkowa Sandstone

**A** – core 10 (box no. 52), depth 534.0–535.0 m. Thick-bedded massive sandstone with glauconite, probably a part of amalgamated sandstone bed, containing flat intraclasts of non-calcareous claystones, and fragments of fine-grained sandstone; intraclasts are indicated with black arrows; dip angle is estimated at 30–40° on the basis of intraclasts inclination; probably the lower part of the Wątkowa Sandstone. **B** – core 11 (box no. 57), depth 579.5–579.7 m. A part of laminated sandstone bed in reversed position, which is indicated by reversed sequence of Bouma division (Tbce) and fining-downward trend; the inclination of parallel laminae indicates that bed dips at an angle ca 45–50°. **C** – core 8 (boxes nos 33 to 35), depth 401.2–403.4 m. Thick-bedded normally-graded massive sandstone, in upper part more clayey with bands enriched in pelitic fraction and coalified plant detritus; within the whole bed section, there are flat intraclasts of dark-grey calcareous and pale greenish-grey non-calcareous mudstone intraclasts, up to 10 cm long; based on the orientation of mudstone intraclasts, dip angle is estimated at ca 75°; reversed bedding orientation is confirmed by decrease of mean grain-size and gradual increase of: clay content, volumetric proportion of mudstone intraclasts and coalified plant detritus, towards the core bottom; the lowermost part of the Wątkowa Sandstone. **D** – core 9 (box no. 43), depth 441.3–441.8 m. Vertically dipping bed of fine- to very fine-grained convolute laminated sandstone; the oblique section of convolute lamination is visible; the lowermost part of the Wątkowa Sandstone. **E** – basal surface of sandstone bed (Fig. 7D) with numerous trace fossils (bt)

←

w odwróconej, w obrębie północnego skrzydła pochylonej antykliny w obrębie łuski Pykowicy (patrz fig. 25). Oszacowana rzeczywista miąższość stratygraficzna warstw magurskich wynosi poniżej 100 m. Na krzywej GR zaznacza się w ich obrębie, na odcinku głęb. 215,0–400,0 m, horyzont wzbogacony w minerały ilaste (fig. 3), zbudowany z iłowców i mułowców ciemnoszarych oraz brunatnych, generalnie wapniowych, z przeławiczeniami piaskowców cienkoławicowych, bardzo drobnoziarnistych. Horyzont ten można interpretować jako najstarszy (tj. najbliższy jądra antykliny) fragment profilu. Niewykluczone, że stanowi on najwyższy fragment warstw podmagurskich (warstwy z Zembrzyc), na co wskazywałby również ich stwierdzenie tu na podstawie otwornic eoceński wiek (Morgiel w: Ślaczka, 1976a; Szydło, ten tom). Szacunkowa miąższość rzeczywista tego pakietu wynosi jednakże tylko ok. 10 m. Może on zatem stanowić pakiet mułowcowy rozdzielający pakiety piaskowców glaukonitowych. Pionowe ułożenie warstw jest najlepiej udokumentowane przez rdzeń nr 9 (głęb. 437,5–444,0 m), obejmujący jedną ławicę piaskowca miąższości ok. 15 cm, należąca do pakietu piaskowcowo-mułowcowego (fig. 27D). Znaczna zmiana kąta upadu od wartości zbliżonych do pionu do wartości w zakresie 25–40°, przy odwróconym położeniu warstw, zachodzi na głęb. ok. 460 m i jest spowodowana najprawdopodobniej (wyinterpretowanym) nasunięciem łuski Pykowicy na synklinę Lipskiej Góry (fig. 25). Zmiana ta jest również widoczna na krzywych geofizycznych poprzez nagły spadek szerokości kolejnych pików – poniżej głęb. 460 m krzywa staje się bardziej „ostrzępiona” (fig. 3). Jeszcze niżej, na głębokości ok. 620 m

dochodzi do szybkiej zmiany stylu zalegania warstw, od odwróconego do normalnego, w wyniku przebiccia otworem osi obalonej synkliny Lipskiej Góry i wejścia w jej północne, zapadające normalnie skrzydło z upadami warstw w zakresie 15–25°. Taka interpretacja pozwala wnioskować, że profilu piaskowców z Wątkowej został częściowo zdublowany w skrzydłach synkliny Lipskiej Góry, poniżej nasunięcia łuski Pykowicy (fig. 25). Interwał głęb. 620,0–791,5 m, dla którego stwierdzono normalne położenie warstw, reprezentuje ok. 160 m rzeczywistej miąższości stratygraficznej najniższej części profilu piaskowców z Wątkowej, których całkowitą miąższość rzeczywistą w rejonie zachodniej części jednostki Siar szacuje się na ok. 800 m (Jankowski i in., 2021a, b). Biorąc pod uwagę zdublowanie części profilu piaskowców z Wątkowej, nie wykluczone, że blisko 800-metrowy fragment profilu otworu dokumentuje mniej niż 200 m rzeczywistego profilu stratygraficznego tej jednostki litostratygraficznej.

Kompleks piaskowców z Wątkowej powstał w głębokowodnym basenie typu przedgórskiego, ograniczonym strukturalnie od południa przez front pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych, a od północny przez wyniesienie śródbasenu podłoża, które można identyfikować z grzbietem przedmagurskim (Leszczyński, Malata, 2002; Golonka i in., 2019). Grzbiet ten stanowił prawdopodobnie wyniesienie przedorogiczne typu (ang.) *forebulge* (Jankowski, 2015), które uległo silnemu wypiętrzeniu tektonicznemu w odpowiedzi na obciążenie litosfery w czasie migracji pryzmy akrecyjnej ku północy (Leszczyński, Malata, 2002). Silne wyniesienie strefy źródłowej spowodowało zwiększenie amplitudy spadku

względnej poziomu morza, związanego z obniżeniem poziomu światowego oceanu w czasie utworzenia się lądolodu na Antarktydzie na początku oligocenu (ang. *Oligocene Icehouse*, Miller i in., 2020; Hutchinson i in., 2021). Erozyjny spąg piaskowców z Wątkowej stanowi granicę sekwencji w ujęciu stratygrafii sekwencji i rozpoczyna etap intensywnej redepozycji materiału terygenicznego do północnej części basenu magurskiego w warunkach wymuszonej regresji.

Interwał głęb. 620,0–791,5 m, charakteryzujący się normalnym położeniem warstw, dokumentuje początkowe stadium rozwoju systemu depozycyjnego piaskowców z Wątkowej w rejonie Suchoj Beskidzkiej. Krzywe GR i NEGR na odcinku głęb. 460,0–791,5 m (fig. 3), obejmującym również zdublowany tektonicznie fragment profilu, mają postać krzywej ząbkowanej (ang. *serrated*), co wskazuje na naprzemianległe występowanie pakietów piaskowców gruboławicowych, grubości kilku do kilkunastu metrów, oraz pakietów heterolitycznych, piaskowcowo-mułowcowych lub mułowcowo-piaskowcowych. Taki zapis można interpretować jako szereg piaszczystych łobów depozycyjnych rozdzielonych pakietami międzyłobowymi, rozwiniętych w głębokowodnym systemie turbidytowym. Stosunkowo nagle przejścia od pakietów piaszczystych do drobnoziarnistych można tłumaczyć oboczną migracją kanałów, zasilających kolejne łoby depozycyjne (Piazza, Tinterri, 2020). W profilu otworu jest widoczny silny trend agradacyjny łobów depozycyjnych i brak jest istotnych zmian miąższości poszczególnych pakietów piaskowcowych. Wskazuje to pośrednio na szybkie nadbudowywanie kompleksu. Takie zjawisko można interpretować jako wskaźnik ograniczenia strukturalnego basenu, w którym nie rozwinął się klasyczny radialny stożek podmorski, lecz wielopunktowo zasilana rampa gruboklastyczna (Reading, Richards, 1994) zlokalizowana u podnóża skłonu. Rampa ta była najprawdopodobniej złożona z szeregu amalgamowanych obocznie stożków i/lub ciał piaszczystych, ograniczonych od południa przez przeciwległy skłon basenu (Leszczyński, Malata, 2002). Zasilanie systemu następowało z północnego wschodu, tj. z kierunków prostopadłych i/lub skośnych do osi basenu przedgórskiego, wydłużonego generalnie w kierunku W–E, mającego kształt rynny. Największe tempo subsydencji charakteryzowało osiową strefę basenu, co zapewniało przestrzeń akomodacyjną w czasie formowania się dużej miąższości osadów piaskowców z Wątkowej (Leszczyński, Malata, 2002). Maksymalne tempo depozycji są szacowane dla nich na 800–1300 m/mln lat (Kopciowski, 2007).

Sukcesje piaskowcowe, interpretowane jako łoby depozycyjne w obrębie rampy silikoklastycznej, są udokumentowane w niewielu rdzeniach. Facje gruboławicowych piaskowców masywnych (fig. 27A) powstały w wyniku depozycji z wysokiej gęstości prądów zawieszinowych (Lowe, 1982; Talling i in., 2012), w strefie osiowej łobów depozycyjnych lub w obrębie kanałów rozprowadzających. Piaskowce masywne, przechodzące w piaskowce zailone i/lub mułowce piaszczyste, tzw. ławice hybrydowe (fig. 27C), są zapisem depozycji z prądu zawieszinowego, który przeszedł transformację w spływ rumoszowy (Talling, 2013; Baas i in., 2021). Piaskowce zailone, określane jako debryty, to osady rumo-

szowych spływów kohezyjnych (Talling i in., 2012). Ławice hybrydowe i piaskowce zailone współwystępujące z piaskowcami masywnymi wskazują na osiowe lub pozaosiowe, lecz względnie proksymalne, strefy łobów depozycyjnych. Pakiety heterolityczne, złożone z piaskowców laminowanych (fig. 27B, D) i mułowców, reprezentują depozycję z szeregu oddzielnych prądów zawieszinowych niskiej i/lub normalnej gęstości (Talling i in., 2012), funkcjonujących w strefie obrzeżenia łobu piaszczystego lub pomiędzy łobami. Obecność ławic piaskowców zailonych lub ławic hybrydowych w obrębie tego typu sukcesji jest szeroko opisywana w światowej literaturze (m.in. Kane i in., 2017; Sychala i in., 2017a; Baker, Baas, 2020).

Powszechność występowania piaskowców zailonych (debrytów), ławic hybrydowych oraz piaskowców masywnych z licznymi klastami mułowców (fig. 27C) wskazuje na duży stopień erozji osadów drobnoziarnistych w obrębie skłonu basenowego podczas wymuszonej regresji (ang. *falling stage systems tract*). Skłon, pokryty serią drobnoziarnistych osadów (typu warstw hieroglifowych i łupków pstrych), był rozcinany siecią kanionów podmorskich, które kanalizowały prądy zawieszinowe transportujące frakcje gruboziarniste z płytszych stref basenu, zabierając ze sobą równocześnie wyerodowany materiał drobnoziarnisty. W podobny sposób interpretuje się powszechną obecność debrytów i ławic hybrydowych w dolnych częściach głębokowodnych sukcesji silikoklastycznych w innych systemach depozycyjnych (Catuneanu, 2006; Haughton i in., 2009; Brooks i in., 2022; Pszonka i in., 2023).

W dokumentacji wynikowej otworu (Ślącza, 1976) postulowano występowanie warstw nadmagurskich (warstwy z Budzowa) na głęb. 460–513 m. Wyinterpretowano je na podstawie oligoceńskiego wieku uzyskanego z badań otwornic z próbki okrucowej z głęb. 498,0 m (Morgiel w: Ślącza, 1976). Ich pozycja miałaby odpowiadać osiowej strefie synkliny Lipskiej Góry. Interpretacja ta opierała się na założeniu późnoeoceńskiego wieku piaskowców z Wątkowej. Późniejsze analizy wykazały dolnooligoceński wiek tych piaskowców (Garecka i in., 1996; Oszczytko-Clowes, 2001). Przesłanka o wyróżnianiu warstw nadmagurskich na podstawie dolnooligoceńskiego wieku przestała być zasadna. Równocześnie analiza danych strukturalnych i facjalnych, zarówno otworowych, jak i powierzchniowych, wskazuje na brak możliwości występowania warstw nadmagurskich w osi synkliny Lipskiej Góry (fig. 28). Reinterpretacja oznaczeń mikrofauny z próbki z głęb. 498,0 m (Szydło, ten tom) wykazuje istnienie wśród dolnooligoceńskich form bentonicznych również formy *C. borislavensis* (eger–karpat), której obecność zawężałaby zasięg datowanego materiału skalnego do wyższej części dolnego oligocenu. Opisany zespół otwornic odpowiada mikrofaunie otwornicowej utworów młodszych od piaskowców z Wątkowej, tj. warstw z Gładyszowa oraz warstw menilitowo-krośnieńskich (m.in. Szydło, 1997, 2001; Garecka, ten tom; Szydło, ten tom). Oznaczenie to jest problematyczne, ponieważ warstwy z Gładyszowa stanowiące synorogeniczny sedimentacyjno-tektoniczny kompleks chaotyczny wyróżniany w podjednostce Siar, powinny znajdować się w pozycji nad warstwami nadmagurskimi (Kopciowski, Garecka, 1996), które, jak wyżej stwierdzono,

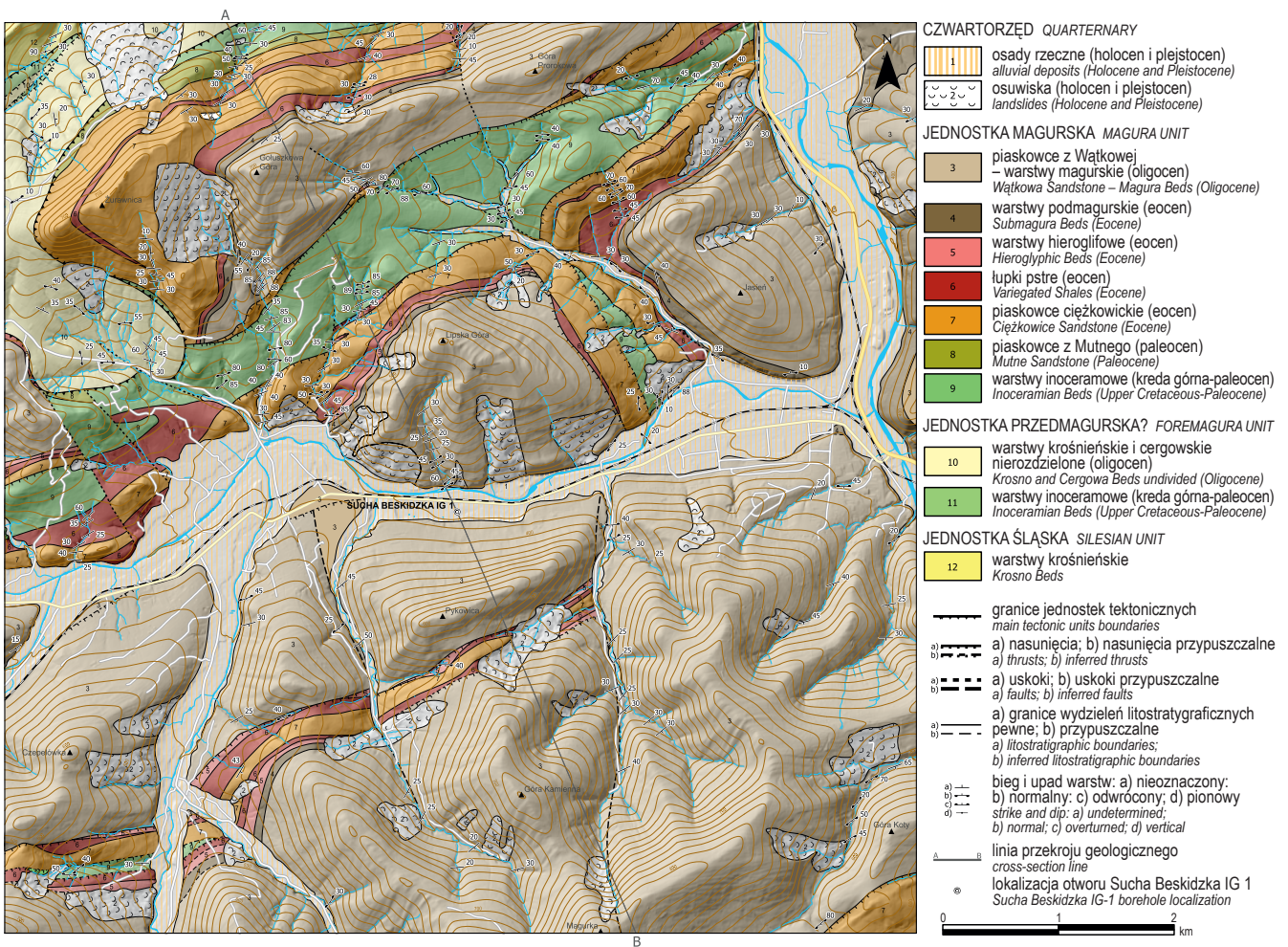


Fig. 28. Mapa geologiczna rejonu Suchej Beskidzkiej

Geological map of the Sucha Beskidzka area

nie są obecne w profilu otworu. Obecność takiego zespołu jest zatem wynikiem: (i) zanieczyszczenia próbki i/lub błędnym oznaczeniem, lub (ii) w profilu otworu występują resztkowe

fragmenty młodszych formacji skalnych, zredukowanych tektonicznie przez nasunięcie łuski Pykowicy, interpretowane na głęb. ok. 460 m.

## Andrzej SZYDŁO

### STRATYGRAFIA SERII MAGURSKIEJ NA PODSTAWIE ZESPOŁÓW OTWORNICOWYCH

Wiek osadów, określony na podstawie poszczególnych taksonów oraz ich współwystępowania, odniesiono do stref biostratygicznych. Strefy te w różnym stopniu odpowiadają zakresom występowania analizowanych taksonów oraz poziomom otwornicowym udokumentowanym w polskich Karpatach zewnętrznych, a także w regionach karpackim i alpejskim opisanych w literaturze światowej. (Morgiel, Olszewska, 1981; Geroch, Nowak, 1984; Loeblich, Tappan, 1988; Kaminski i in., 1993; Olszewska, 1997; Kaminski, 2004; Huber i in., 2016; Waškowska, 2021; Hayward i in., 2021). Do poszczególnych wydzielen litostratygicznych serii magurskiej przypisano interwały, w których pobrano próbki na otwornice. Nie zawsze dokumentowały w całości

pozyskane rdzenie albo pochodziły z próbek okruchowych. Dlatego czasami pojawiają się niewielkie rozbieżności w zakresie głębokości występowania tych wydzielen na podstawie opisu litostratygicznego i udokumentowanego otwornicami.

Warstwy inoceramowe, część dolna (głęb. 1495,5–1766,5 m, miąższość: 271,0 m)

W łupkach szarych z głęb. 1500,0–1711,5 m zaliczonych przez Ślączkę do serii magurskiej Morgiel (w: Ślącza, 1976) udokumentowała dość ubogi i stosunkowo mało charakterystyczny zespół otwornic, który udokumentowano również w materiale okruchowym (Ślącza, 1976).

Obecność *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Caudammina* (=Hormosina) *excelsa* (Dylązanka), *C.* (=Hormosina) *gigantea* (Geroch), *C.* (=Hormosina) *ovulum* (Grzybowski)\*. *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Haplophragmoides* cf. *mjatliukae* Maslakova, którym towarzyszą okazy z rodz. *Trochamminoides*: *T. coronatum* (=T. *coronatus*) (Brady)\*, *T. irregularis* White, wskazuje, że wiek badanych łupków nie przekracza dolnego paleocenu (Ślącza, 1976).

Warstwy inoceramowe, facja ciemnych łupków (warstwy z Gołyni) (głęb. 1402,5–1495,5 m)

Łupki szare z głęb. 1435,0–1438,7 m zawierały według Morgiel (w: Ślącza, 1976) zespół o szerokim zasięgu (najpóźniejsza kreda–starszy paleogen): ?*Nothia* (=Dendrophrya) *excelsa* (Grzybowski), *Placentamina* (=Saccamina) *placenta* (Grzybowski)\*, *Kalamopsis grzybowskii* (Dylązanka), *Subreophax* (=Reophax) *splendidus* (Grzybowski), *T. coronatum* (=T. *coronatus*) (Brady)\*, *T. irregularis* White, *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Recurvoides imperfectus* (Hanzliková), *Cystaminella pseudopauciloculata* (=Cystamina. *pauciloculata*) (Brady)\* z licznymi konkrekcjami żelazistymi. Zabrakło gatunków opisywanych w tym regionie z warstw gołyńskich, w tym charakterystycznych dla paleocenu: *Annectina* (=Glomospira) *grzybowskii* (Jurkiewicz), *Paratrochamminoides* (=Glomospira) *gorayskii* (Grzybowski)\*, *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski) (Jednorowska, 1966; Książkiewicz, 1974b; Kaminski, Geroch, 1993).

Łupki z głęb. 1489,5–1494,7 m datowane przez Morgiel (w: Ślącza, 1976) na paleocen–dolny eocen zawierają podobny zespół do tych znanych z utworów starszego paleogenu, zawierające formy, które zanikają już we wczesnym paleocenie lub eocenie: *P.* (=S.) *placenta* (Grzybowski)\*, *K. grzybowskii* (Dylązanka), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), oraz *Karrerulina* (=Plectina) *coniformis* (Grzybowski) i *Karrerulina* (=Plectina) *coniformis* (Grzybowski)\*.

Warstwy inoceramowe, część górna (głęb. 970,5–1402,0 m)

W łupkach ciemnoszarych i popielatych (głęb. 1008,5–1386,2 m) oprócz bardzo rzadkich i słabo zachowanych wapiennych form bentonicznych na głęb. 1272,0 m: *Nuttalides* (=Osangularia) *truempyi* (Nuttall)\* (mastrycht–eocen) opisano różnorodny bentos aglutynujący charakterystyczny dla przełomu kredy i paleogenu: *Glomospira diffundens* (Cushman et Renz), *Hormosina velascoensis* (=Nodellum *velascoense*) (Cushman)\*, *T. subturbinata* (Grzybowski), *Dorothia crassa* (Marsson), *Spiroplectamina spectabilis* (Grzybowski), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *R. fissistomata* (Grzybowski), *R. inclusa* (Grzybowski), *Caudammina* (=Hormosina) *gigantea* (Geroch)\*. Dwie ostatnie z nich wraz z licznymi uławkami okazów *C.* (=H.) *excelsa* (Dylązanka)\* świadczą o możliwości korelacji z niższą częścią paleocenu (głęb. 1008,5–1187,0 m, 1382,0–1386,0 m). Z kolei obecność *R. fissistomata* (Grzybowski) wraz z formami *S. spectabilis* (Grzybowski) i *G. diffundens* (Cushman et Renz) wskazuje na wyższą część paleocenu (głęb. 1272,0–1329,0 m) (Morgiel, Olszewska, 1981; Geroch, Nowak, 1984; Olszewska, 1997; Waškowska, 2015, 2021). W analizowanym interwale są obecne otwornice znane z warstw magurskich, które pojawiają

się coraz częściej od paleocenu: *Subreophax* (=Reophax) *splendidus* (Grzybowski)\*, *H. mjatliukae* Maslakova, *Praesphaerammina gerochi* (=Cystamina *subgaelata* Hanzliková)\*, a także o szerszym zasięgu, obejmującym również paleocen: *Reophax duplex* (Grzybowski), *Cribrostomoides trinitatensis* Cushman et Jarvis, *C. pseudopauciloculata* (=C. *pauciloculata*)\* oraz formy z rodz. *Karrerulina* (=Plectina).

Łupki pstre (głęb. 956,0–970,5 m)

W łupkach pstrych (z głęb. 963,0–967,0 m) Morgiel (w: Ślącza, 1976) opisała bogaty zespół otwornic aglutynujących obejmujący formy spotykane od kredy, ale powszechne w starszym paleocenie, pod koniec którego część z nich zanika (eocen): ?*Nothia* (=Dendrophrya) *excelsa* (Grzybowski)\*, *S.* (=R.) *splendidus*, *R. pilulifer* Brady, *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski) i *T. subturbinata* (Grzybowski). Ponadto są *K.* (=P.) *coniformis* (Grzybowski)\*, *K. conversa* (Grzybowski) (=P. *lenis*)\* i *S. spectabilis* (Grzybowski), które są podawane w zespołach wczesnego i środkowego eocenu z osadów serii magurskiej (Malata, 2002; Waškowska, 2015). Odnotowano również *Recurvoides deflexiformis* (Noth) będący synonimem *R. nucleoulus* (Grzybowski, emended Samuel)\* (Geroch, 1960; Leško, Samuel, 1968; Samuel, 1977; Kaminski i in., 1993), który był opisywany ze starszego paleogenu warstw ciężkowickich i hieroglifowych (Jurkiewicz, 1967). Obecność *Saccaminoides carpathicus* Geroch (głęb. 963,0–966,0 m) oraz formy z rodz. *Glomospira*, szczególnie liczne na głęb. 965,0–966,0 m, wskazują jednoznacznie na wczesneoceński wiek osadów. Osady te czasami również zawierały radiolarie (Geroch i in., 1967; Morgiel, Olszewska, 1981; Olszewska, 1997; Waškowska-Oliwa, 2000). Opisane otwornice można odnieść z pewnym prawdopodobieństwem do łupków pstrych dolnych występujących w regionie poniżej piaskowców ciężkowickich.

Warstwy podmagurskie i hieroglifowe – nierozdzielone (głęb. 791,5–956,0 m)

Część próbek z łupków ciemnoszarych, brunatnych i zielonkawych (głęb. 805,0–873,3 m, wg. Ślącza, 1976) zawiera zespoły otwornicowe zbliżone składem do licznej mikrofauny z warstw podmagurskich wieku eoceńskiego, której niekiedy towarzyszyły radiolarie. Obok znanych już otwornic aglutynujących (*H. parvulus*, *H. scitulus*), na głęb. 805,0–809,2 m była obecna *Praesphaerammina subgaleata* (=Cystamina *subgaleata* Vašiček)\*, podawana obecnie jako występująca od środkowego eocenu.

W najniższej części omawianego interwału łupkowego (głęb. 873,1–873,3 m) udokumentowano fragment formy planktonicznej z rodz. *Hantkenina*, w polskich Karpatach charakterystycznego dla pstrych utworów środkowego eocenu (Gasiński, 1978; Olszewska, 1997). Z kolei materiał skalny pobrany z łupków zielonych z wkładkami łupków brunatnych (głęb. 923,2–926,5 m, wg. Ślączi, 1976) zawierał ubogi zespół otwornic aglutynujących paleogenu podmenilitowego. Są to m. in. wspomniane już formy z rodzaju *Trochamminoides* (*T. coronatus*, *T. irregularis*), z których część zaliczana jest do gatunku *T. coronatum* (Brady) i *T. folius* (Grzybowski). Jakkolwiek, podobnie jak *T. subturbinata*

(Grzybowski), która zanika w eocenie, te gatunki są znane już od kredy (Jurkiewicz, 1967; Kaminski i in., 1993). Z kolei w zielonych łupkach z interwału 923,2–926,5 m Morgiel (w: Ślącza, 1975) udokumentowała mikrofaunę o podobnym składzie gatunkowym, zawierającą, oprócz zanikającej w eocenie *H. walteri* (Grzybowski), formy o szerszym zasięgu tj. *C. pseudopauciloculata*\*.

Piaskowce z Wątkowej (warstwy magurskie) (głęb. 3,9–791,5 m)

Według Morgiel (w: Ślącza, 1976) w części próbek z łupków popielatych (głęb. 641,5–696,4 m) brak jest form indeksowych. Występują tylko pojedyncze, aglutynujące i wapienne formy bentoniczne (*Trochamminoides* sp., *Rotalia* sp.). Z kolei na głęb. 757,5 m (łupki ciemnoszare) stwierdzono liczną i różnorodną mikrofaunę aglutynującą typową dla starszego paleogenu polskich Karpat zewnętrznych: *Haplophragmoides parvulus* Blaicher, liczne *H. walteri* (Grzybowski) i *Haplophragmium scitulum* (= *Haplophragmoides scitulus*) (Brady). Obecność pojedynczych okazów wapiennego bentosu (*Cibicides rzehaki* Grzybowski) i ułamków form z grupy małych globigeryn, pozwala ograniczyć wiek próbowanego rdzenia do górnego eocenu.

Łupki popielate i czarne (z głęb. 122,0–173,5 m i 437,5–444,0 m) zawierały według Morgiel (w: Ślącza, 1976) bardzo ubogą i aglutynującą mikrofaunę: *Arenomeandrosira* (= *Glomospira*) *glomerata* Höglund\*, *T. coronatum* (= *T. coronatus*) (Brady)\* i szereg form z rodz. *Dendrophrya* i *Bathysiphon*, których przynależność taksonomiczna uległa zwykle redefinicji taksonomicznej (*Rhabdammina*, *Nothia*). Formy te, pomimo szerokiego zasięgu, są od dawna znane z paleogenu podmenilitowego polskich Karpat, w tym z warstw magurskich (Jurkiewicz, 1967; Kaminski i in., 1993). Dodatkowo towarzyszą im kongregacje pirytowe.

Łupki czarne, z lustrami tektonicznymi (głęb. 296,0–300,0 m) zawierają bogate zespoły mikrofauny, w których znane ze starszego paleogenu formy aglutynujące z rodz. *Saccamina*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Trochamminoides* są mniej liczne. Natomiast pojawiają się wśród nich nowe gatunki *Hofkeruva* (= *Uvigerina*) *eoceana* d'Orbigny\* (późny eocen–wczesny oligocen). Dominującym elementem zespołów w tym interwale jest wapienny bentos otwornicowy: *Triloculina trigonula* Lamarck, *Discorbis fungiformis* Lamarck, *Pararotalia* (= *Rotalia*) *lithothamnica* Uhlig\*, *Cibicides*

*perlucidus* Nuttall, *C. rzehaki* Grzybowski), który ze sporadycznie współwystępującym planktonem: (*Turborotalia centralis* Cushman et Bermúdez) wskazuje na górnoeocenijski wiek badanych łupków. Zawierają one również formy górnokredowe tj.: *Globotruncana arca* Cushman, *Contusotruncana* (= *Globotruncana*) *fornicata* (Plummer)\*, *D. crassa* (Marsson) obecne na wtórnym złożu. Obok małych otwornic udokumentowano w tych łupkach również radiolarie, duże otwornice i liczne elementy makrofauny znane już wówczas z serii magurskich (Blaicher, 1961, Jednorowska, 1966).

Zbliżony zespół odnotowano w interwale głęb. 533,0–584,0 m, w którym brak jest form górnokredowych oraz liczniej reprezentowane są formy paleogeńskie z rodzaju *Quinqueloculina*: *Q. seminum* (Linnaeus) i *Chilostomella*: *Ch. chilostomelloides* Vašíček (górnny eocen–dolny oligocen), *Ch. tenuis* Börnemann (późniejszy eocen środkowy–oligocen). Obok wapiennych form bentonicznych z rodzaju *Rotalia* *Asterigerina*, *Anomalina*, *Cibicides* udokumentowano duże otwornice („numulity”) i elementy szkieletowe makrofauny. Stwierdzono również obecność poj. planktonu otwornicowego: *Subbotina* (= *Globigerina*) *linaperta* (Finlay)\* (paleocen–eocen) na głęb. 533,0–536,0 m i *Subbotina* (= *Globigerina*) *eoceana* (Guembel)\* (eocen) na głęb. 579,0–584,0 m, na której odnotowano także okrzemki obecne w brunatno-czarnych łupkach z kongregacjami manganowymi.

W interwale głęb. 498,0–513,0 m w łupkach szarych z piaskowcami – w materiale okrucowym – zauważono podobieństwo form do zespołów występujących w warstwach nadmagurskich. Zawierały bardzo rzadkie i skarłate otwornice wapienne, które wg. Morgiel (w: Ślącza, 1976) wskazują na oligocen. Formy bentoniczne z rodzaju *Bolivina* (*B. aenariensisiformis* Mjatluk), *Cibicides* (*C. lopjanicus* Andreae, *C. rzehaki* Grzybowski) i *Reusella* (*R. regularis* Subbotina, *R. spinulosa* (Reuss)) oraz słabo zachowane okazy planktonu z grupy małych globigeryn (*G. ex gr. officinalis* Subbotina) w większości pojawiają się na pograniczu eocenu i oligocenu i są typowe dla wczesnego oligocenu. Wyjątkiem jest *C. borislavensis* Aisenstadt (eger–karpat), którego obecność zawęża zasięg datowanego materiału skalnego do wyższej części dolnego oligocenu. Opisany zespół otwornic nawiązuje do mikrofauny otwornicowej z warstw z Gładyszowa oraz warstw menilitowo-krośnieńskich (m.in. Szydło, 1997; Szydło, 2001; Garecka, Szydło, 2015).

## Małgorzata GARECKA

### STRATYGRAFIA UTWORÓW SERII MAGURSKIEJ NA PODSTAWIE NANOPLANKTONU WAPIENNEGO

Utwory serii magurskiej w otworze Sucha Beskidzka IG 1 występują na głęb. 3,9–1766,5 m (1760,0 m wg. Ślączi, 1976; fig. 3). Analizy wykonane na podstawie o zespołów otwornicowych wskazują, że utwory z głęb. 757,0 m i z głęb. 296,0–300,0 m reprezentują eocen górny natomiast utwory z głęb. 498,0 m są wieku oligoceńskiego (Morgiel w: Ślącza, 1976). W badaniach biostratygraficznych nie uwzględniono wówczas analiz na podstawie zespołów nanoplanktonu wapiennego,

mimo że tego typu badania utworów powierzchniowych jednostki magurskiej z rejonu Suchoj Beskidzkiej (Zembrzyce, Budzów) zostały wykonane przez Radomskiego (1968). Zdaniem Radomskiego warstwy podmagurskie reprezentują górnoeocenijski poziom nanoplanktonowy *Corannulus germanicus*, a warstwy nadmagurskie – poziom *Isthmolithus recurvus*, obejmujący górny eocen–oligocen. Pierwotnie wyznaczone przez Ślączkę (1976) w otworze Sucha Beskidzka IG 1 warstwy



tunków z kredy górnej takich jak: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner oraz *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen.

W dwóch próbkach z głęb. 437,5–441,0 m zaobserwowano bardzo zniszczony (znajdowano głównie okruchy płytek), ubogi, skarlały zespół złożony z *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cribozentrum* sp., *Dictyococcites* aff. *bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival; *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, *Reticulofenestra* (?) sp., *Reticulofenestra reticulata* (Gartner et Smith) Roth et Thierstein, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre (tab. 9, 10). Najbardziej liczny i zróżnicowany gatunkowo zespół obserwowano w próbce z głęb. 579,0–584,0 m. Zły stan zachowania i skład zespołu uniemożliwia precyzyjne określenie wieku w przypadku próbek z interwałów głęb. 296,0–300,0 m i 437,5–441,0 m.

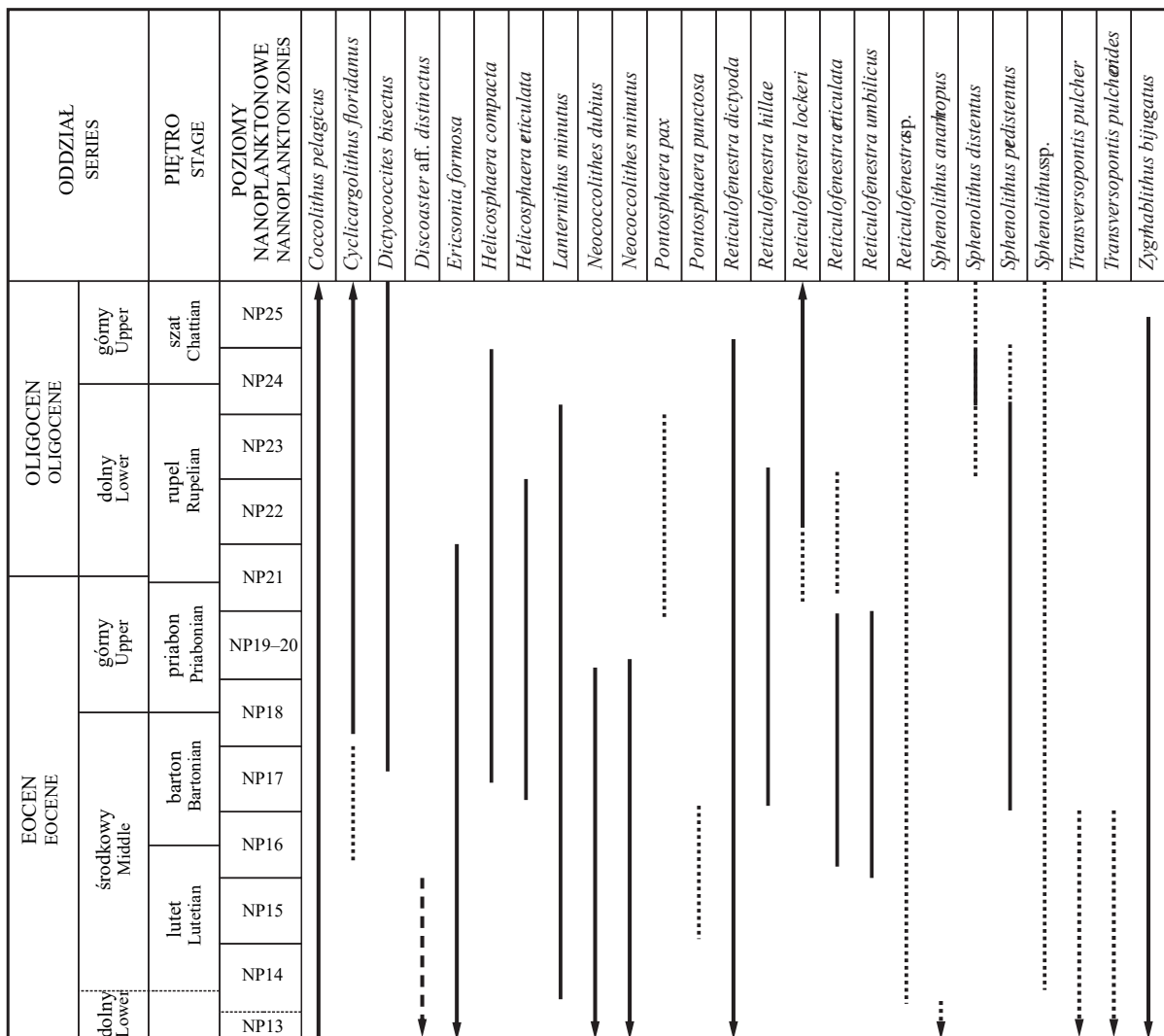
Obecność *Dictyococcites bisectus*, *Sphenolithus predistentus*, *Reticulofenestra reticulata*, *Reticulofenestra umbilicus* wskazuje na wiek nie starszy niż późny środkowy eocen.

Obecność w zespole z głęb. 579,0–584,0 m *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Sphenolithus distentus* (Martini) Martini et Wilcoxon, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera reticulata* Bramlette et Wilcoxon, *Reticulofenestra lockeri* Müller wskazuje na dolny oligocen (tab. 9, 10). Liczebność form i gatunków należy określić jako niską, do czego przyczynił się zapewne stan zachowania kokolitów. Do wyjątków należą próbki, w których liczebność i zróżnicowanie gatunkowe jest większe (np. z głęb. 579,0–584,0 m). Wyraźnie jest widoczna dezintegracja mechaniczna kokolitów, co powoduje trudności w rozróżnieniu i identyfikacji często nawet na poziomie rodzaju. W próbkach przeważają gatunki o długim zasięgu stratygraficznym, gatunki z eocenu, eocenu-oligocenu,

Tabela 10

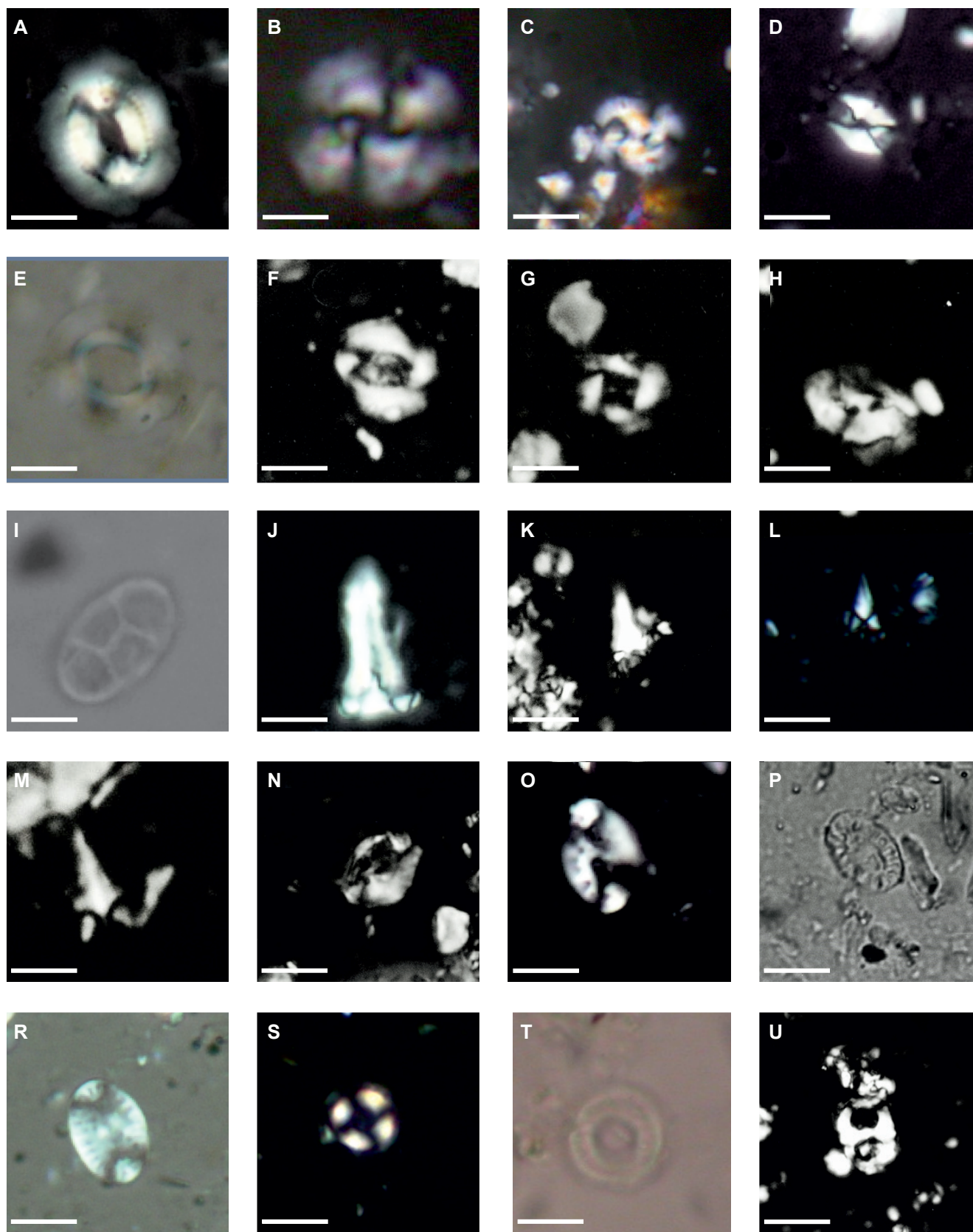
## Zasięgi gatunków nanoplanktonu wapiennego występujących w warstwach magurskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1

Ranges of the calcareous nannoplankton species occurring in the Magura Beds of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole



Występowanie zidentyfikowanych form \ Occurrence of identified forms

— typowe \ typical    - - - regionalne \ regional    ..... okalne \ local



gatunki oportunistyczne i odporne na takie czynniki jak rozpuszczanie. Są to przede wszystkim rodzaje: *Coccolithus*, *Reticulofenestra*, *Dictyococcites* (Bukry, 1981). Bardziej delikatne formy, jak m.in. rodzaje *Helicosphaera*, *Sphenoli-*

*thus* (*Furcatolithus*), *Pontosphaera*, *Transversopontis*, holokokolity występują rzadko lub bardzo rzadko. Powszechnie występują gatunki redeponowane z utworów starszych: kredowych, paleoceńskich i eoceńskich.

**Fig. 29. Nanoplankton wapienny warstw magurskich w otworze Sucha Beskidzka IG 1**

**A** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, głęb. 296,0–300,0 m. **B** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, głęb. 296,0–300,0 m. **C** – *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, głęb. 296,0–300,0 m. **D** – *Lanternithus minutus* Stradner, głęb. 579,0–584,0 m. **E** – *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski, 579,0–584,0 m. **F** – *Reticulofenestra lockeri* Müller 579,0–584,0 m. **G** – *Reticulofenestra reticulata* (Gartner et Smith) Roth et Thierstein, głęb. 296,0–300,0 m. **H** – *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, głęb. 579,0–584,0 m. **I** – *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, głęb. 437,5–441,0 m. **J** – *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre, głęb. 579,0–584,0 m. **K** – *Furcatolithus predistentus* (Bramlette et Wilcoxon) Howe, głęb. 296,0–300,0 m. **L** – *Furcatolithus distentus* (Martini) Howe, głęb. 579,0–584,0 m. **M** – *Furcatolithus distentus* (Martini) Howe, głęb. 579,0–584,0 m. **N** – *Helicosphaera reticulata* Bramlette et Wilcoxon, głęb. 579,0–584,0 m. **O** – *Transversopontis pulcheroides* (Sullivan) Báldi-Beke, głęb. 579,0–584,0 m. **P** – *Transversopontis pulcher* (Deflandre) Perch-Nielsen, głęb. 579,0–584,0 m. **R** – *Pontosphaera punctosa* (Bramlette et Sullivan) Perch-Nielsen, głęb. 579,0–584,0 m. **S** – *Ericsonia formosa* (Kamptner) Roth, głęb. 579,0–584,0 m. **T** – *Ericsonia formosa* (Kamptner) Roth, głęb. 579,0–584,0 m. **U** – *Pontosphaera pax* (Stardner et Seifert) Aubry, głęb. 579,0–584,0 m. Skala liniowa 5µm

#### Calcareous nannoplankton from the Magura Beds in the Sucha Beskidzka IG 1 borehole

**A** – *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, depth 296.0–300.0 m. **B** – *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, depth 296.0–300.0 m. **C** – *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, depth 296.0–300.0 m. **D** – *Lanternithus minutus* Stradner, depth 579.0–584.0 m. **E** – *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini et Ritzkowski, depth 579.0–584.0 m. **F** – *Reticulofenestra lockeri* Müller, depth 579.0–584.0 m. **G** – *Reticulofenestra reticulata* (Gartner et Smith) Roth et Thierstein, depth 296.0–300.0 m. **H** – *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, depth 579.0–584.0 m. **I** – *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, depth 437.5–441.0 m. **J** – *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre, depth 579.0–584.0 m. **K** – *Furcatolithus predistentus* (Bramlette et Wilcoxon) Howe, depth 296.0–300.0 m. **L** – *Furcatolithus distentus* (Martini) Howe, depth 579.0–584.0 m. **M** – *Furcatolithus distentus* (Martini) Howe, depth 579.0–584.0 m. **N** – *Helicosphaera reticulata* Bramlette et Wilcoxon, depth 579.0–584.0 m. **O** – *Transversopontis pulcheroides* (Sullivan) Báldi-Beke, depth 579.0–584.0 m. **P** – *Transversopontis pulcher* (Deflandre) Perch-Nielsen, depth 579.0–584.0 m. **R** – *Pontosphaera punctosa* (Bramlette et Sullivan) Perch-Nielsen, depth 579.0–584.0 m. **S** – *Ericsonia formosa* (Kamptner) Roth, depth 579.0–584.0 m. **T** – *Ericsonia formosa* (Kamptner) Roth, depth 579.0–584.0 m. **U** – *Pontosphaera pax* (Stardner et Seifert) Aubry, depth 579.0–584.0 m. Scale bar 5 µm



Piotr LENIK, Jakub BAZARNIK

#### WYNIKI BADAŃ PETROLOGICZNYCH I MINERALOGICZNYCH SERII MAGURSKIEJ

##### Warstwy inoceramowe, część dolna

Dolna część warstw inoceramowych (wieku kreda–paleogen) jest reprezentowana przez piaskowce drobno i średnioziarniste. Na ogół wykazują słabe wysortowanie, w pojedynczych przypadkach są dobrze lub średnio wysortowane. Średnica składników ziarnowych waha się od frakcji aleurytowej do 1,6 mm. Głównym składnikiem są ziarna kwarcu. Zawartość skaleni może dochodzić do 10% obj. Najczęściej są to skalenie potasowe z oznakami serycetyzacji lub zaawansowanej karbonatyzacji. Plagioklasy wykazują mniejszy stopień przeobrażeń. Dość licznie są obecne miki, głównie biotyt. W pojedynczych preparatach ich zawartość może dochodzić do kilku procent objętościowych. Biotyt może wykazywać oznaki chlorytazacji. W znacznie mniejszej liczbie są obecne fragmenty skał. Najczęściej występują kwarcyty, łupki mikowe, fragmenty mułowców, ilowców, skał węglanowych. Z minerałów akcesorycznych stwierdzono obecność granatów, tlenków tytanu, cyrkonu, turmalinu. W niektórych preparatach obficie występuje detrytus roślinny i framboidalny piryty. Spoiwo piaskowców jest najczęściej typu podstawowego, węglanowe, węglanowo-ilaste (margliste) ze strefami silifikacji. Są także widoczne oznaki korozji ziaren przez spoiwo węglanowe. Struktura piaskowców jest na ogół psamitowa lub aleurytowo-psamitowa, tekstura bezładna lub płaskorównoległa w przypadku większej zawartości minerałów blaszkowych. Pod względem petrograficznym powyższe piaskowce można zaklasyfikować do szarogłazów (wak) arkozowych ze względu na zawartość skaleni. Na tle tych piaskowców odbiega opis próbki z głęb. 1551,2 m (Pelczar,

1976), która reprezentuje piaskowiec wapnisty, glaukonitowo-biotytowy. Zawartość biotyty dochodzi do 8% obj., podobnie jest w przypadku glaukonitu. Z innych składników odnotowano obecność skaleni (do 5% obj.), fragmentów kwarcytów, łupków mikowych, piryty, detrytusu roślinnego. Spoiwo piaskowca jest bazalne, węglanowe. Struktura skały jest psamitowa, tekstura płaskorównoległa. Relatywnie wysoka zawartość glaukonitu w składzie skały odbiega znacząco od innych prób piaskowca z tego wydzielenia, w których glaukonit jest notowany sporadycznie.

Skały drobniejszych frakcji to głównie ilowce z podrzędnym udziałem mułowców. Mułowce mają identyczny skład mineralny jak piaskowce, różnica dotyczy głównie wielkości ziarna oraz wyraźnych tekstur laminacyjnych związanych z obecnością minerałów blaszkowych. W przypadku ilowców obserwuje się wyraźne domieszki frakcji aleurytowej i psamitowej, które mogą tworzyć wyraźne laminy w obrębie ilowców. Sam ilowiec zawiera relatywnie duże ilości materii organicznej w formie detrytusu roślinnego, minerały ciężkie oraz framboidalny piryty. Glaukonit jest notowany podrzędnie. Laminy mułowcowe lub piaszczyste są wzbogacone w minerały ilaste, miki, skalenie, glaukonit czy we fragmenty skał ilowcowych. Tekstura ilowców najczęściej jest laminacyjna, zaburzona.

##### Warstwy inoceramowe facji ciemnych łupków (warstwy z Gołyni)

W opisie petrograficznym ilowce pochodzące z warstw gołyńskich są to ilowce z domieszką frakcji aleurytowej (struktura aleurytowo-pelitowa). Jest w nich również obecna

sieczka roślinna (detrytus), układająca się równolegle do laminacji (tekstura laminacyjna). Próbką piaskowca pobrana z warstw gołyńskich reprezentuje arenit kwarcowy z niewielką domieszką skaleni potasowych (częściowo zserycytowanych lub kalcyfikowanych), plagioklazów, mik, cyrkonu, granatów, tlenków tytanu lub okruchów skał metamorficznych (kwarcyty, łupki mikowe). Piaskowiec jest słabo wysortowany, zawiera frakcje od mułowcowej do grubego piasku (do 2,7 mm średnicy). Spoiwo jest porowe, ilasto-krzemionkowe z niewielkim udziałem minerałów węglanowych. Struktura skały jest różnoziarnista, tekstura bezładna.

#### Warstwy inoceramowe, część górna

Warstwy inoceramowe wieku paleocenińskiego są reprezentowane przez piaskowce (wapniste i bezwapniste), pakiety mułowcowe i iłowcowe z przewarstwieniami piaskowców. Piaskowce charakteryzują się na ogół słabym stopniem wysortowania, tylko górne partie profilu wykazują wysortowanie dobre. Wielkość ziaren waha się od kilkudziesięciu do ponad 1 mm średnicy. W składzie szkieletu ziarnowego dominuje kwarc. Niekiedy jest liczny udział skaleni, sięgający od kilku do 15 % obj. Dominują skalenie potasowe, (w tym także pertyty), rzadziej są notowane plagioklasy, wykazujące oznaki serycytyzacji, kaolinityzacji i kalcyfikacji. Oprócz skaleni, wśród składników detrytycznych pospolicie występują również fragmenty skał (kwarcyty, łupki kwarcytowe, gnejsy, granity, piaskowce arkozowe). Z innych składników akcesorycznych wymienić można glaukonit, miki (biotyt, muskowitz), węglany, minerały tytanu, granaty, cyrkon, piryty. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane. Dominuje spoiwo podstawowe lub porowe, rzadziej jest obserwowane spoiwo typu matriks lub kontaktowe. Pod względem mineralnym jest to najczęściej spoiwo ilasto-węglanowe (margliste) ze strefami silifikacji. Generalnie, wraz z głębokością spada udział minerałów węglanowych na korzyść frakcji ilastej i wtórnej krzemionki. Na podstawie opisów petrograficznych preparatów mikroskopowych (Pelczar, 1976) poniższe skały zaklasyfikowano jako szarogłazy (waki) arkozowe lub lityczne z podrzędnym udziałem arenitów. Struktura piaskowców jest psamitowa lub aleurytowo-psamitowa, niekiedy nierównoziarnista, tekstura bezładna. Często w piaskowcach tego wydzielenia, szczególnie w środkowej części profilu, są obserwowane drobne żyłki kalcytowe. Warstwy mułowcowe występujące w obrębie piaskowców są reprezentowane przez mułowce wapniste, zapiaszczone. Mułowce wykazują słabe wysortowanie, spoiwo ich jest ilasto-węglanowe (margliste) typu porowego lub podstawowego. W składzie mineralnym szkieletu ziarnowego mułowców dominują kwarc i skalenie. Akcesorycznie są obecne tlenki tytanu, cyrkon, glaukonit, framboidalny piryty. Natomiast pospolicie występuje detrytus roślinny, niekiedy silnie spirytyzowany. Struktura mułowców jest psamitowo-aleurytowa, tekstura na ogół bezładna lub niewyraźna, mikrolaminacyjna. W górnej części profilu warstw inoceramowych z łupkami pstryimi są obecne, podobnie jak w piaskowcach, drobne żyłki kalcytowe. Skały najdrobniejszej frakcji pelitowej warstw inoceramowych z łupkami pstryimi są reprezentowane przez iłowce. Zawierają domieszkę frakcji aleurytowej (struktury aleurytowo-pelito-

we) w postaci ziaren kwarcu i blaszek mik. W stropowych partiach, iłowce mogą zawierać domieszkę minerałów węglanowych, framboidalny piryty oraz ślady żerowania. Pospolicie w iłowcach występuje detrytus roślinny, rzadziej są obserwowane tlenki tytanu. Tekstura iłowców jest najczęściej bezładna, w spągu pojawia się tekstura płaskorównoległa, laminacyjna.

#### Łupki pstre

Pod względem petrograficznym, łupki pstre są reprezentowane przez czerwone i zielone iłowce. Ỉłowce czerwone zawierają niewielką domieszkę frakcji aleurytowej (struktura aleurytowo-pelitowa, tekstura bezładna do laminacyjnej). W swoim składzie zawierają, oprócz minerałów ilastych, skupienia diagenetycznych węglanów (niewykluczone pochodzenie organogeniczne) i detrytus roślinny. Charakterystyczna czerwona barwa pochodzi od utlenionych związków żelaza. W łupkach pospolicie występują ślady żerowania organizmów dennych oraz relikty fauny aglutynującej. Łupki zielone wykazują cechy petrograficzne zbliżone do łupków czerwonych. Stwierdzono w nich mniejszą liczbę śladów żerowania oraz obecność chlorytów. Obserwowane „grudkowe” skupienia tlenków żelaza wykazują wg Pelczara (1976) oznaki pirytyzacji. Zielone zabarwienie osadów wynikające z obecności żelaza na drugim stopniu utlenienia, mniejsza liczba śladów żerowania i brak fauny aglutynującej wskazują jednakże na możliwość odwrotnego procesu – utleniania skupień framboidalnego piryty, który byłby tu minerałem pierwotnym, powstałym w czasie wczesnej diagenety lub sedymentacji osadu.

#### Warstwy podmagurskie i hieroglifowe

W obrębie warstw podmagurskich i hieroglifowych zostały pobrane dwie próbki do badań petrograficznych (Pelczar, 1976). Pierwsza reprezentuje mułowiec wapnisty o strukturze aleurytowej i teksturze bezładnej. W składzie mineralnym dominuje kwarc. W większej ilości odnotowano glaukonit (do 8 % obj.). Akcesorycznie są obecne fragmenty skał węglanowych, skalenie, łupki kwarcytowe, miki, tlenki tytanu. Materiał ziarnisty jest na ogół dobrze obtoczony i wysortowany. W skale są także obecne smużyste skupienia minerałów ilastych z materią organiczną i pirytem. Druga próbka została pobrana z warstw iłowca z niewielką domieszką frakcji aleurytowej. Ỉłowiec zawiera liczny detrytus roślinny układający się zgodnie z laminacją skały, podkreśloną ułożeniem minerałów blaszkowych (hydromik), nadających skale teksturę płaskorównoległą. W iłowcu pospolicie występują „grudkowe” skupienia piryty, prawdopodobnie framboidalnego.

#### Warstwy magurskie (piaskowce z Wątkowej)

Występujące w otworze Sucha Beskidzka IG 1 warstwy magurskie są zaliczane do strefy fajcalnej Siar (Jankowski i in., 2021a, b). W profilu otworu, warstwy magurskie rozpoczynają się pakietem piaskowców wapnistych, średnio i gruboławicowych z przeławieniami mułowców. Poniżej znajdują się mułowce wapniste i ilaste z przeławieniami piaskowców, następnie piaskowce średnio i gruboławicowe

w spągu wydzielenia z przeławiczeniami mułowców wapnistych i ilastych.

Zgodnie z opisem petrograficznym opierającym się na obserwacjach mikroskopowych (Pelczar, 1976) piaskowce z górnego pakietu to głównie arenity kwarcowe (w: Ślącza, 1976; opisywane jako piaskowce monomiktyczne) z glaukonitem. Charakteryzują się strukturą psamitową i teksturą bezładną. Piaskowce są na ogół dobrze wysortowane, drobnoziarniste. Dominują ziarna o średnicy 100–200 mikrometrów. Zawartość glaukonitu dochodzi do 10% objętości. Ze składników akcesorycznych wyróżniono tlenki tytanu (opisywane jako leukoksen), skalenie, miki oraz minerały ciężkie (cyrkony, granaty) tworzące smużyste nagromadzenia w piaskowcach. Spoiwo jest ilaste, typu kontaktowego z niewielkim udziałem spoiwa węglanowego typu porowego. Mułowce górnego pakietu są reprezentowane głównie przez mułowce kwarcowe o strukturze aleurytowej lub pelitowo-aleurytowej. Tekstura na ogół jest bezładna, w przypadku większej zawartości minerałów ilastych pojawia się niewyraźna tekstura laminacyjna. W składzie mineralnym wyróżniono również miki (głównie muskowitz), glaukonit, skalenie, tlenki tytanu. Spoiwo jest na ogół porowe lub podstawowe, węglanowe lub ilasto-węglanowe. W mułowcach pospolite jest występowanie różnokierunkowych żyłek kalcytowych o zmiennej miąższości.

Środkowy pakiet warstw magurskich składa się z mułowców wapnistych i ilastych z przeławiczeniami piaskowców. Z opisów petrograficznych (por. Pelczar, 1976) wynika, że znajdują się tam także wkładki iłowców. Skały te, częściowo ze znaczną domieszką frakcji aleurytowej, są zbudowane głównie z pelitu węglanowego z rozproszonym detrytusem roślinnym i pirytem. Struktura mułowców jest pelitowa, tekstura bezładna. Relatywnie duża zawartość minerałów ilastych nadaje im charakter marglisty. Pobrana z tego pakietu próbka piaskowca reprezentuje piaskowiec o strukturze aleurytowo-psamitowej, teksturze płasko-równoległej podkreślonej ułożeniem minerałów blaszkowych i detrytusu roślinnego. Frakcja aleurytowa to głównie materia ilasto-węglanowa, stanowiąca spoiwo podstawowe dla frakcji psamitowej

reprezentowanej przez kwarc, skalenie (do 10% obj.), miki, fragmenty iłowców marglistych (intraklasty), skał węglanowych, kwarcytów, rogowców. Stwierdzono również obecność glaukonitu oraz akcesorycznie granatów i cyrkonu. Na podstawie opisu petrograficznego skałę określaną jako piaskowiec oligomiktyczny można zaklasyfikować jako wakę lityczną (szarogłaz).

Próbki do badań petrograficznych pobrane z ostatniego wydzielonego w obrębie warstw magurskich pakietu litologicznego są reprezentowane przez piaskowce, mułowce i iłowce (Pelczar, 1976). Piaskowce, określone w dokumentacji otworu (Ślącza, 1976) jako piaskowce oligomiktyczne wykazują struktury psamitowe lub psefitowo-psamitowe, nierównoziarniste, tekstury bezładne, chaotyczne. W składzie mineralnym szkieletu ziarnowego zdecydowanie dominuje kwarc, fragmenty skał krzemionkowych, skalenie (do 10% obj.), glaukonit (5–7% obj.), miki, fragmenty skał magmowych (granity) i metamorficznych (kwarcyty, łupki kwarcytowe), minerały ciężkie (tlenki tytanu, cyrkon, granaty). Powyższy skład mineralny skał pozwala zaklasyfikować je do wak litycznych lub skaleniowych. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane. W stropie wydzielenia jest obecne spoiwo typu matriks z lepiszczem ilasto-węglanowym, częściowo zsilifikowanym. W spągu wydzielenia dominuje spoiwo węglanowe typu porowego z domieszką spoiwa marglistego lub z obecnością stref silifikacji. Mułowce tego pakietu wykazują dobre wysortowanie. Posiadają strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę bezładną. W składzie mineralnym szkieletu ziarnowego dominuje kwarc, skalenie i stanowiące niewielką domieszkę miki. Obecny jest glaukonit w ilości do 7% obj. Z minerałów akcesorycznych stwierdzono tlenki tytanu, cyrkon i piryty. Spoiwo jest typu podstawowego, węglanowe z widoczną korozją ziaren szkieletu skały. Skały najdrobniejszej frakcji – iłowce – są reprezentowane przez odmiany margliste lub mulaste, laminowane, co nadaje im teksturę płaskorównoległą. Laminy są zbudowane z uwęglonego detrytusu roślinnego z pirytem lub z wkładek ziaren frakcji aleurytowej, zawierających okruchy kwarcu, skaleni, glaukonitu i piryty.

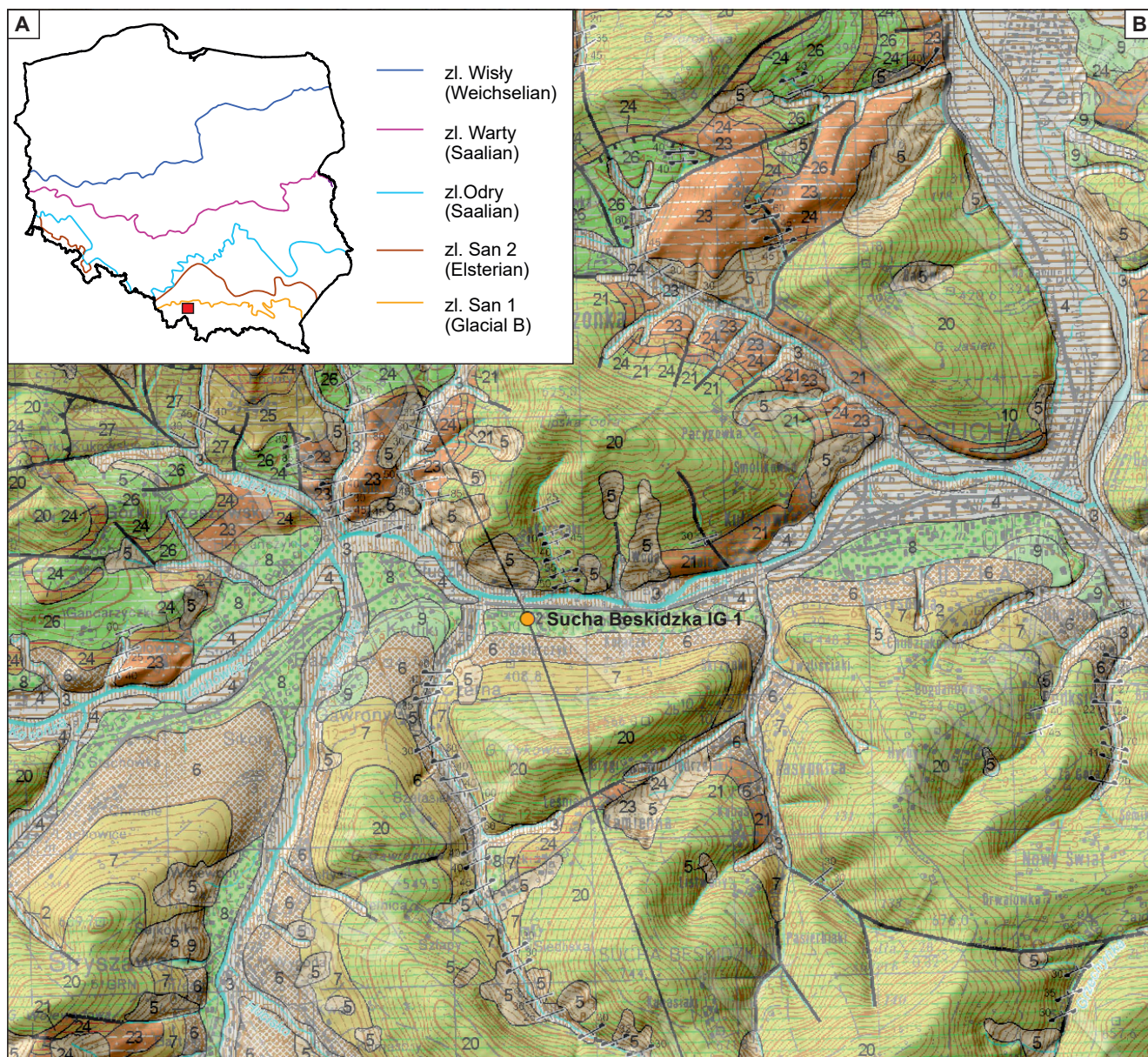
## CZWARTORZĘD

Joanna RYCHEL

### KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU SUCHA BESKIDZKA IG 1

Otwór badawczy Sucha Beskidzka IG 1 został ujęty przy opracowaniu map geologicznych w różnych skalach: Mapy Geologicznej Polski 1: 200 000 arkusz Bielsko Biała (Golonka i in., 1979; Golonka, 1981; Wójcik, Kamieniarz, 2018, 2020) oraz Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000 (Książkiewicz, 1974 a, b; Jankowski i in., 2017, 2021 a, b). Jest on zlokalizowany na przedpolu zlodowacenia południowopolskiego sanu 1 (fig. 30A). Znajduje się w obrębie tarasu potoku Stryszawki, która jest lewym dopływem rzeki Skawy (fig. 30B), makroregionu Beskidy Zachodnie (Richling i in., 2021).

W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 3,9 m osadów czwartorzędowych. Są to piaski i żwiry z domieszką frakcji ilastej. Budują taras nadzalewowy potoku dzisiejszej Stryszawki (Jankowski i in., 2021a). Osady takiej genezy i wieku kontynuują się na sąsiednim arkuszu SMGP – Lachowice (Ryłko, Paul, 1997). Powstały w wyniku akumulacji osadów zwietrzelinowych w czasie ostatniego ze zlodowaceń plejstoceńskich, które trwało ok. 115–11,7 tys. lat temu (Railsback i in., 2015), w warunkach klimatu peryglacjalnego podczas jego fazy schyłkowej.



**Fig. 30. Lokalizacja otworu Sucha Beskidzka IG 1: A. Na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń; B. Na SMGP ark. Sucha Beskidzka (wg Jankowski i in., 2021a)**

holocen: 2 – gliny, ility, mułki oraz żwiry i piaski den dolinnych; 3 – żwiry, głazy, piaski, gliny i ility rzeczne tarasów zalewowych 0,5–4,0 m n.p. rzeki; 4 – żwiry, głazy, piaski, gliny i ility rzeczne tarasów zalewowych 3,0–8,0 m n.p. rzeki; 5 – ility, gliny z rumoszami skalnymi, głazy oraz bloki koluwialne; 6 – gliny oraz gliny z rumoszami skalnymi, głazy oraz bloki koluwialne; 7 – gliny i ility z rumoszami skalnymi, zwietrzelinowe; plejstocen: 8 – żwiry, głazy, piaski, gliny i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–12,0 m n.p. rzeki; 9 – żwiry, głazy, piaski, gliny i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 15,0–25,0 m n.p. rzeki; SERIA MAGURSKA–SIAR, oligocen: 20 – piaskowce glaukonitowe i łupki; eocen: 21 – łupki, margle i piaskowce; 23 – piaskowce gruboławicowe (ciężkowickie); eocen/paleocen: 24 – łupki ilaste i piaskowce cienkoławicowe, paleocen/kreda: 25 – piaskowce gruboławicowe i łupki, 26 – piaskowce cienko- i średnioławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych, łupki oraz margle fukoidowe; SERIA ŚLĄSKA, oligocen: 27 – łupki oraz piaskowce cienko- i średnioławicowe

Location of the Sucha Beskidzka IG 1 borehole: **A.** In the map of Poland with glacial ranges;

**B.** On the Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000 Sucha Beskidzka sheet (after Jankowski *et al.*, 2021a)

Holocene: 2 – silt, clay, gravels and sands of the valley bottoms; 3 – gravels, boulders, sands clay and silt of floodplain terraces 0.5–4.0 m a.l. river; 4 – gravels, boulders, sands clay and silt of floodplain terraces 3.0–8.0 m a.l. river; 5, 6 – colluvial clay with rock ruins, boulders and blocks; 7 – weathered clays with rock ruins; 8 – gravels, boulders, sands, clay and silt of supra-inundation terraces 4.0–12.0 m a.l. river; 9 – gravels, boulders, sands, clay and silt of supra-inundation terraces 15.0–25.0 m a.l. river; MAGURA–SIARY SERIES, Oligocene: 20 – glauconitic sandstones and shales; Eocene: 21 – shales, marls, and sandstones; 23 – thick-bedded sandstones (Ciężkowickie); Eocene/Paleocene: 24 – clay shales and thin-bedded sandstones; Paleocene/Cretaceous: 25 – thick-bedded sandstones and shales; 26 – thin- and medium-bedded sandstones with intercalations of thick-bedded sandstones, shales, and fucoid marls; SILESIA SERIES, Oligocene: 27 – shales and thin- to medium-bedded sandstones