WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

Ryszard HABRYN

EDIAKAR

Skały ediakaru nawiercone w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 nie były przedmiotem szczegółowych badań. Stanowią one jednak istotną część podłoża prekambryjskiego bloku górnośląskiego i w tym kontekście poniżej krótko scharakteryzowano ten element budowy geologicznej tego bloku.

Fundament prekambryjski bloku górnośląskiego nawiercono w 22 otworach usytuowanych na południe od Pszczyny–Zatora–Krakowa pod różnowiekowymi osadami należącymi do: kambru dolnego, jury lub miocenu (Moryc, Heflik, 1998; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005). W tej części bloku górnośląskiego reprezentują go zróżnicowane genetycznie i wiekowo trzy strefowo rozmieszczone kompleksy skalne (Buła, Żaba, 2005, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009, Buła i in., 2015).

Są to (fig. 4):

1. Kompleks paleoproterozoicznych (wiek 2,0 Ga) skał krystalicznych (metamorficznych) z odziedziczonymi elementami archaicznymi wieku ~2,7 Ga. Skały te rozpoznano w rejonie Rzeszotar–Wiśniowej (na południe od Krakowa), w obrębie elementu strukturalnego – zrębu Rzeszotar.
2. Kompleks neoproterozoicznych (wiek 660–556 Ma) skał krystalicznych (metamorficznych i magmowych) rozpoznanych w rejonie Cieszyna–Żywca–Bielska Białej–Andrychowa–Kęt. Reprezentujące go skały kontynuują się w kierunku południowo-zachodnim na terenie Republiki Czeskiej, po okolice Brna.
3. Kompleks anchimetamorficznych ediakarskich silikoklastyków o charakterze fliszowym, silnie tektonicznie zdeformowanych, lokalnie sfyllityzowanych. Ten kompleks skalny rozpoznano w wąskim pasie ciągnącym się od Goczałkowic przez Piotrowice–Wysoką–Potrójną po okolice Lachowic. Od południa i zachodu przylega on do ww. kompleksu – neoproterozoicznych skał krystalicznych.

Dotychczasowe wyniki badań litologicznych, petrograficznych i radiometrycznych skał podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego wskazują na jego złożoną, heterogeniczną budowę. Buła i Żaba (2005, 2008) oraz Żelaźniewicz i in. (2009) ewolucję tektonometamorficzną neoproterozoicznych skał krystalicznych i anchimetamorficznych należących do ww. kompleksów 2 i 3 wiążą z procesami kadomskimi (kadomsko-awalońskimi), przy czym – ich zdaniem – neoproterozoiczne skały krystaliczne (kompleks 2) reprezentują wewnętrzną część orogenu kadomskiego (internidy kadomskie), a anchimetamorficzne silikoklastyki ediakaru o charakterze fliszowym (kompleks 3) tworzą jego zewnętrzną część (eksternidy kadomskie). Skały krystaliczne występujące w strefie zrębu Rzeszotar (kompleks 1), ukształtowane w wyniku archaiczno-wczesnoproterozoicznych procesów tektonicznych i metamorficznych, należą – według cytowanych autorów – do przedpola orogenu kadomskiego. Neoproterozoiczne skały krystaliczne i anchimetamorficzne (kompleksy 2 i 3) zostały włączone przez Żelaźniewicza i in. (2009) do terranu Slavkowa, a archaiczno-wczesnoproterozoiczne skały krystaliczne (kompleks 1) do terranu Rzeszotar. Granica między tymi dwoma różnowiekowymi fragmentami skorupy, wchodzącymi w skład fundamentu prekambryjskiego północno-wschodniej części bloku górnośląskiego, nie jest znana, chociaż Ryłko i Tomaś (2010) ulokowali ją w obrębie południkowego systemu uskoków Andrychów–Chyżne. Buła i Żaba (2005) granicę tę wyznaczają natomiast zgodnie z osią dodatnich anomalii magnetycznych Tychów i Jordanowa.

Złożoność struktury prekambryjskiego fundamentu, uwidaczniająca się w omawianej części bloku górnośląskiego, utrudnia prognozowanie cech jego budowy w pozostałej, niezbadanej dotychczas części tej jednostki tektonicznej, która obejmuje obszar na północ i wschód od Goczałkowic–Piotrowic–Wysokiej–Potrójnej po strefę uskokową Kraków–Lubliniec (fig. 4).

W otworze wiertniczym Bibiela PIG 1 (Habryn i in., 2017) na głęb. 710,95 m nawiercono utwory klastyczne ediakaru, co rzuca nowe światło na interpretację wgłębnej budowy geologicznej tego rejonu.

Z jednej strony może być potwierdzeniem koncepcji zawartej w pracy Żelaźniewicza i in. (2009), sformułowanej przez jej głównego autora, która zakłada kontynuację anchimetamorficznych silikoklastyków ediakarskich o charakterze fliszowym (kompleks 3) od rejonu Goczałkowic–Piotrowic–Wysokiej–Potrójnej–Lachowic w kierunku na północ i północny wschód do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Zdaniem Żelaźniewicza (*op. cit.*) ediakarski flisz bloku górnośląskiego poprzez tę strefę uskokową kontaktuje z równowiekowymi, o podobnym charakterze litotektonicznym, utworami fliszowymi występującymi na bloku małopolskim (fig. 4), gdzie leżą pod różnowiekowymi utworami paleozoicznymi (od ordowiku po karbon), mezozoicznymi (trias, jura) i kenozoicznymi (miocen) (Buła, Habryn, 2008).

Z drugiej strony stawia pod znakiem zapytania dotychczasowy przebieg północnej granicy między blokami górnośląskim a małopolskim, interpretowany na strefie uskokowej Kraków–Lubliniec. Być może rozpoznany w otworze Bibiela PIG 1 blisko 1000-metrowy kompleks silikoklastycznych skał ediakaru wskazuje, że obszar ten przynależy do bloku małopolskiego, a zatem granicę miedzy blokami małopolskim a górnośląskim należy lokalizować bardziej na południe na linii uskoku Zawiercie–Tworóg. Za

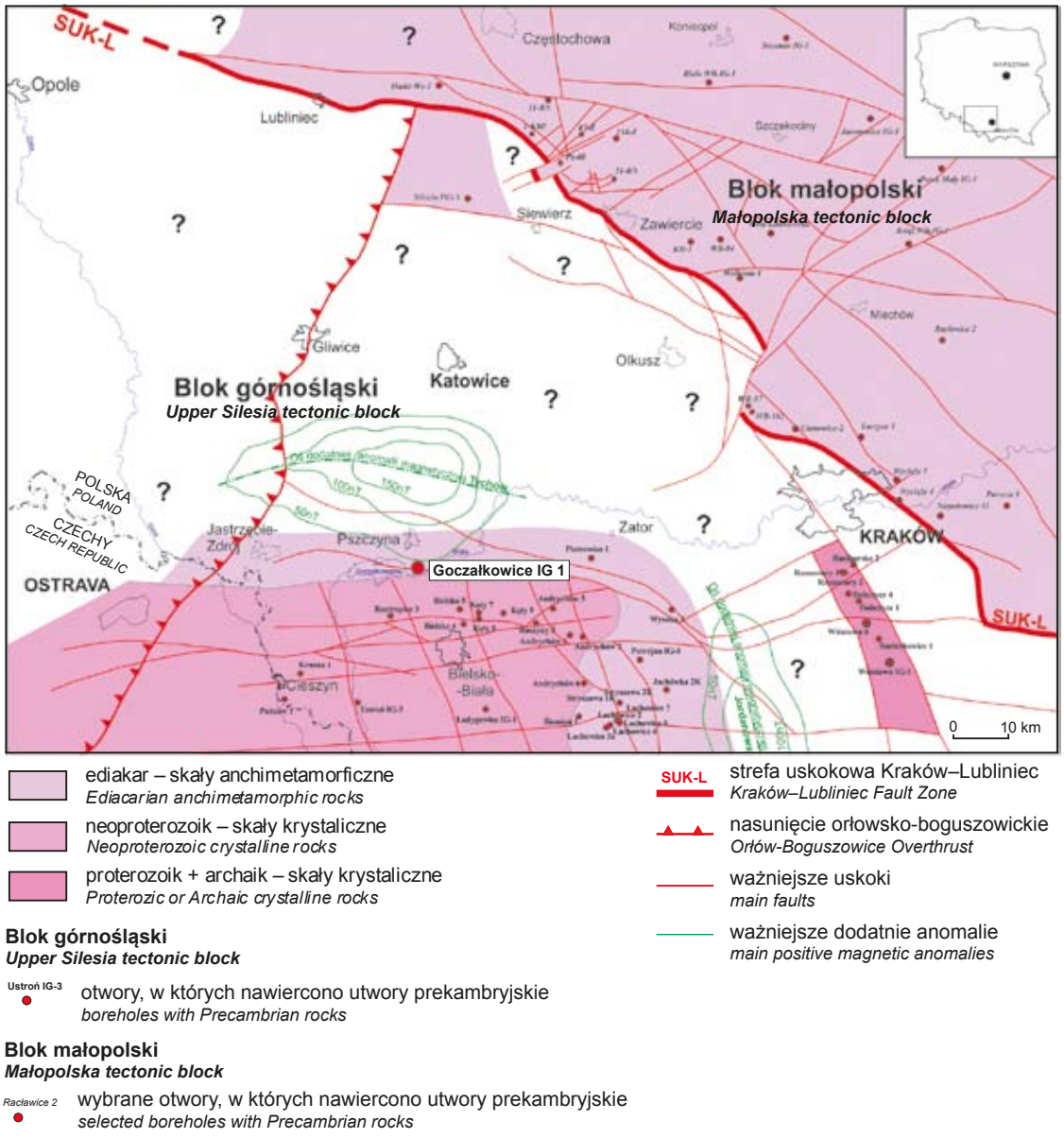


Fig. 4. Mapa geologiczna podłoża prekambryjskiego bloku górnośląskiego i sąsiadującej części bloku małopolskiego (wg Buły i in., 2015; zmodyfikowana)

Geological map of the Precambrian basement of the Upper Silesian tectonic block and the neighbouring part of the Małoposka tectonic block (after Buła *et al.*, 2015, modified)

takim tokiem rozumowania przemawia fakt braku utworów kambru w profilu otworu Bibiela PIG 1, gdzie na skałach ediakaru niezgodnie leżą klastyczne utwory ordowiku.

W okresie poprzedzającym rozwój kambryjskiego basenu sedymentacyjnego na bloku górnośląskim, podłoże prekambryjskie podlegało procesom erozyjnym, których produktem są występujące lokalnie w przedmiotowym rejonie utwory zlepieńcowe, wypełniające struktury depresyjne na późnoediakarskiej powierzchni zrównania. Są to skały grubookruchowe utworzone z litoklastów zróżnicowanych genetycznie i litologicznie skał: magmowych, wulkanicznych, metamorficznych, anchimetamorficznych oraz osadowych o różnej miąższości – od 4 do ponad 150 m. Utwory te, tworzące zdefiniowany przez Bułę tzw. kompleks ediakarskich zlepieńców polimiktycznych (Buła, 2000; Buła, Habryn, 2011; Buła i in., 2015), nawiercono w stropie ediakaru w otworach: Wiśniowa IG 1 (głęb. 2780,0–2931,0 m), Wiśniowa 3 (głęb. 2590,0–2613,0 m), Wiśniowa 6 (głęb. 2286,0–2290,0 m), Piotrowice 1 (2827,8–2860,0 m), Potrójna IG 1 (głęb. 3470,0–3493,0 m) oraz Raciechowice 1 (2397,0–2420,0 m). Badania wieku metodą U-Pb SHRIMP detrytycznych cyrkonów ze zlepieńców z otworów Potrójna IG 1 i Raciechowice 1 wskazują pośrednio na późnoediakarski wiek ich depozycji (wiek najmłodszych cyrkonów – 549 Ma) (Habryn i in., 2020).

Nieco inaczej wygląda profil litologiczny ediakaru w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1. Rozpoznano go pod utworami kambru dolnego, oddzielonego od utworów ediakaru ponad 40-metrową dajką diabazów. Profil jest wyraźnie trójdzielny. W stropie (głęb. 3170,6–3227,3 m) oraz w spągu (głęb. 3275,2–3353,5 m) dominują skały anchimetamorficzne typu fylitów, metapelitów, metapsamitów barwy szarozielonej. Skały te są sfałdowane, silnie zmylonityzowane i skataklazowane, miejscami z żyłkami masy erlanowej lub skarnowej. W odcinkach słabiej zmylonityzowanych i skataklazowanych można rozpoznać pierwotne struktury sedymentacyjne tych skał. Powszechna jest ich rytmiczna budowa, z dominującym frakcjonalnym uwarstwieniem, przy czym w rdzeniach można obserwować uwarstwienie frakcjonalne normalne i odwrócone, a także przegięcia fałdów. Część środkowa profilu (głęb. 3227,3–3275,2 m) to zmetamorfizowane zlepieńce i konglomeraty zawierające obtoczone i ostrokrawędziste fragmenty skał magmowych, przede wszystkim głębinowych zasadowych skał gabroidalnych, diabazów, rzadziej diorytów i granodiorytów oraz odpowiadających im skał wulkanicznych. Wśród fragmentów zlepieńców niekiedy występują kwarcyty, łupki kwarcytowe i typowe fyllity (czasem grafitowe). Utwory te mają cechy spływowych brekcji sedymentacyjnych (utwory chaotyczne), zlepieńce są źle wysortowane, fragmenty tkwiące w masie drobnoklastycznej dochodzą do kilkunastu centymetrów. Nieznane są kontakty serii konglomeratów z wyżej i niżej leżącymi kompleksami skał drobnoklastycznych, nie wiadomo, czy mają charakter tektoniczny, czy sedymentacyjny. Otwarte pozostaje pytanie, czy konglomeraty z Goczałkowic, różniące się składem litologicznym materiału grubookruchowego, odpowiadają wiekowo i strukturalne zlepieńcom kompleksu ediakarskich zlepieńców polimiktycznych (Buła, 2000; Buła, Habryn, 2011; Buła i in., 2015).

KAMBR

Monika JACHOWICZ-ZDANOWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 utwory kambru występują wg próbek rdzeniowych w interwale głęb. 2765,0–3129,2 m (364,2 m miąższości). Według pomiarów geofizycznych sukcesja kambryjska zawiera się w interwale głęb. 2762,5–3130,0 m (367,5 m miąższości). Uzysk rdzenia w stosunku do miąższości serii w poszczególnych ogniwach wynosił: 56,2% – mułowce z trylobitami, 34,2% – piaskowce bioturbacyjne i 21,7% – piaskowce skolitusowe.

Profil formacji terygenicznej kambru dolnego otworu Goczałkowice IG 1 wg Kotasa (1982b) dzieli się na trzy charakterystyczne serie litostratygraficzne. Utwory te zostały przez niego (*op. cit.*) wyróżnione jako „formacja Goczałkowicka". Nie podał on jednak wszystkich niezbędnych danych do jej formalnego ustanowienia. Podczas analizy wyników badań osadów dolnokambryjskich z otworu Goczałkowice IG 1, stwierdził, że tworzą one „charakterystyczną trójczłonową, transgresywną sekwencję litologiczno-facjalną". Całej sekwencji kambryjskiej przypisał rangę formacji, traktując jej człony jako ogniwa (od dołu): „piaskowców skolitusowych", „piaskowców bioturbacyjnych" i „mułowców z trylobitami". Formację z Goczałkowic zdefiniował Buła (2000), przyjmując za Kotasem podział omawianej formacji na ogniwa. W profilu formacji z Goczałkowic (fm) wyróżnił ogniwa (od dołu): piaskowców skolitusowych z Mogilan (og), piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa (og) i mułowców z trylobitami z Pszczyny (og) (fig. 5).

Ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan występuje na głęb. 3039,0–3129,2 m. Dolna granica została uchwycona w odcinku rdzeniowanym, stanowi ją kontakt z młodszą intruzją gabrodiabazów, prawdopodobnie wykorzystująca płaszczyznę kontaktu stratygraficznego z utworami anchimetamorficznymi starszego podłoża.

Ogniwo tworzą głównie piaskowce różnoziarniste, źle wysortowane, często zlepieńcowate, brązowowiśniowe, szarordzawe i beżowordzawe, z wkładkami rdzawych i brązowowiśniowych mułowców. Spągową część ogniwa tworzą zlepieńce drobnootoczakowe, żwirowce i piaskowce różnoziarniste. Zlepieńce zawierają dużo różowych kwarców i ciemnoczerwonych kwarcytów. Zlepieńce są różowe,

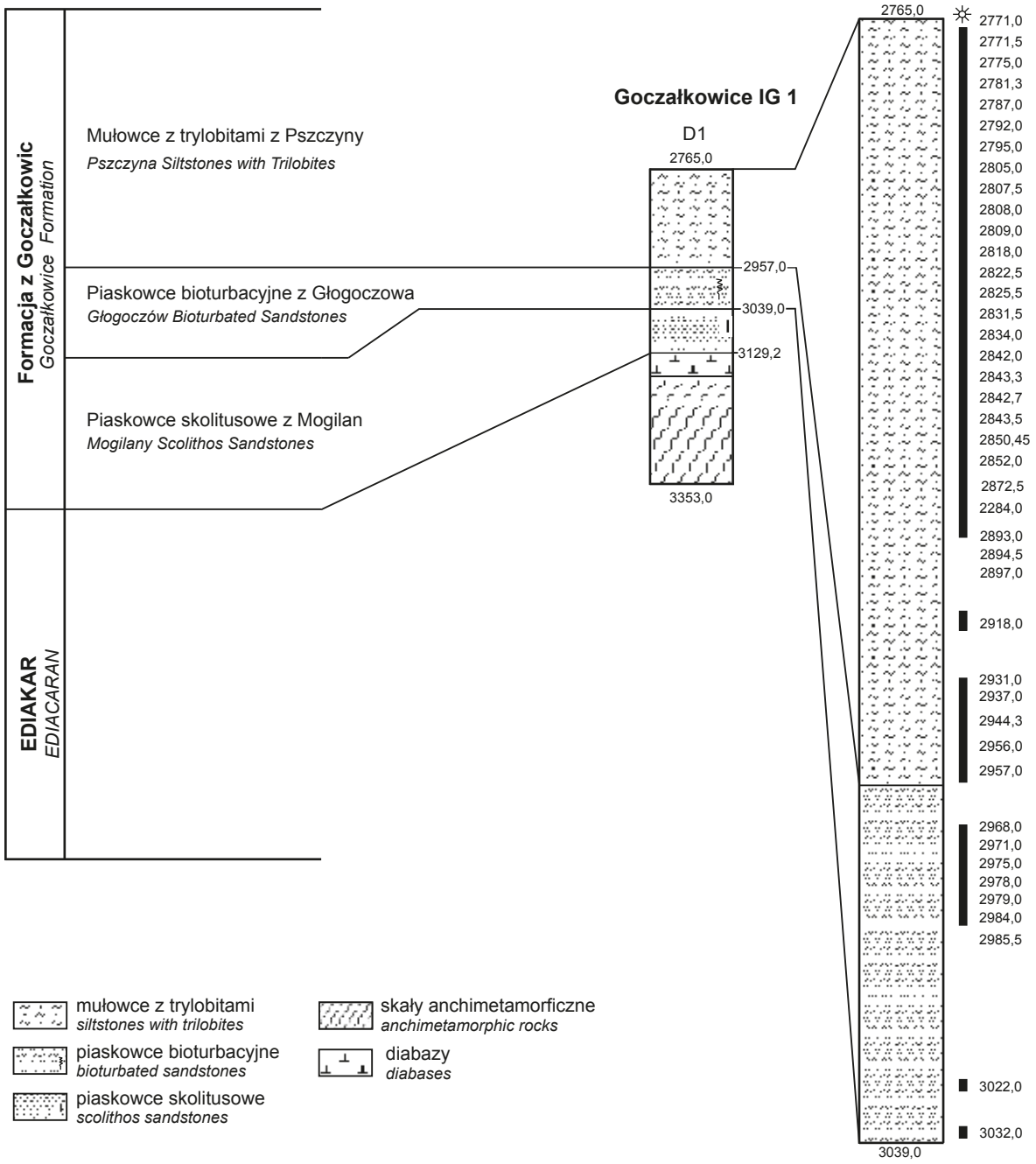


Fig. 5. Profil litologiczno-stratygraficzny otworu Goczałkowice IG 1 z zaznaczonymi głębokościami pobrania próbek do badań palinologicznych

Stratigraphic-lithologic column of the Goczałkowice IG 1 borehole with location of studied palynological samples

na kontakcie z intruzją – zielone, zmienione termicznie ze śladami chlorytyzacji.

Część górną ogniwa reprezentują piaskowce różnoziarniste z wkładkami zlepieńców i mułowców piaszczystych. Piaskowce są czysto kwarcowe niekiedy występują w nich okruchy kwarcytów i skaleni. Zlepieńce są polimiktyczno-kwarcowe. Spoiwo skał jest hydromikowo-hematytowe, a także kwarcowe (fig. 6E, F).

Cechą charakterystyczną tego ogniwa jest obecność w osadach niekiedy bardzo licznych jamek *Scolithos*. Odcinki piaskowców bez wyraźnych struktur sedymentacyjnych są pocięte pionowymi, bardzo słabo rozpoznawalnymi kanalikami typowymi dla skolitusów. Średnica kanalików wynosi od 2–3 mm, są one proste, długie, ułożone gęsto obok siebie. Oprócz ichnofauny typu skolitusów ogniwo nie zawiera makroskamieniałości. Pod względem facjalnym reprezentuje osad morski strefy pływów i plaż. Być może zawiera wkładki osadów rzecznych. Według Pacześnej (2005, 2010) utwory tworzące dolną część ogniwa rozwijały się w warunkach lądowych (osady o charakterze aluwialno-dyluwialnym), a reprezentujące jego wyższą część powstawały w warunkach marginalno-morskich. Ogniwo zawiera w



Fig. 6. Przykłady skał kambryjskich z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

A,B. Mułowce z trylobitami z Pszczyny. **C,G.** Piaskowce bioturbacyjne z Głogoczowa. **E,F.** Piaskowce skolitusowe z Mogilan

Examples of Cambrian rocks from Goczałkowice IG 1 borehole

A,B. Pszczyna Siltstones with Trilobites. **C,G.** Głogoczów Bioturbated Sandstones. **E,F.** Mogilany Scolithos Sandstones

spągu zlepieniec podstawowy i rozpoczyna się wyraźnie transgresywna sekwencja utworów kambryjskich, zaczynając od osadów strefy pływów i plaż do utworów głębokowodnych strefy turbidytowej.

Kontakt ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan z ogniwem piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa nie został uchwycony w odcinkach rdzeniowanych. Granica ta jest dobrze uchwycona w diagramach badań karotażowych na głęb. 3039,0 m.

Ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa występuje na głęb. 2957,0–3032,6 m. Pod względem litologicznym jest to seria piaskowców drobno - i średnioziarnistych, kwarcowych lub szarogłazowych, jasnoszarych i szarozielonych, laminowanych mułowcami. Przekładaniec tych typów skał jest dość gęsty, o zmiennych proporcjach. W górnej części profilu przeważają większe ławice mułowców, które są laminowane piaskowcami o miąższości 0,5–15,0 mm. Piaskowce są drobno- i bardzo drobnoziarniste, często mułowcowe, o spoiwie kwarcowo-węglanowym. Struktury sedymentacyjne piaskowców i mułowców są różnorodne. W piaskowcach występuje uwarstwienie równoległe, równoległo-soczewkowate, falisto-soczewkowate kombinowane z przekątnym w małej skali i przekątne. Spągowe granice ławic są ostre, występują rozmycia i liczne pogrązy. Wszystkie struktury są często zaburzone lub zupełnie zatarte działalnością organizmów drążących osady. To właśnie liczne, zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych, z ichnorodzajami: *Bergaueria*, *Diploceraterion*, *Monoceraterion* i *Planolites*, nadają ogólny charakter skale. Ich natężenie w różnych odcinkach profilu jest różne (fig. 6C, D). Wyniki analiz sedymentologicznych i ichnologicznych profili tego ogniwa wykazały, że są to osady charakterystyczne dla płytkomorskich systemów depozycyjnych, które sedymentowały w strefach górnego i środkowego przybrzeża (Pacześna, 2005, 2010).

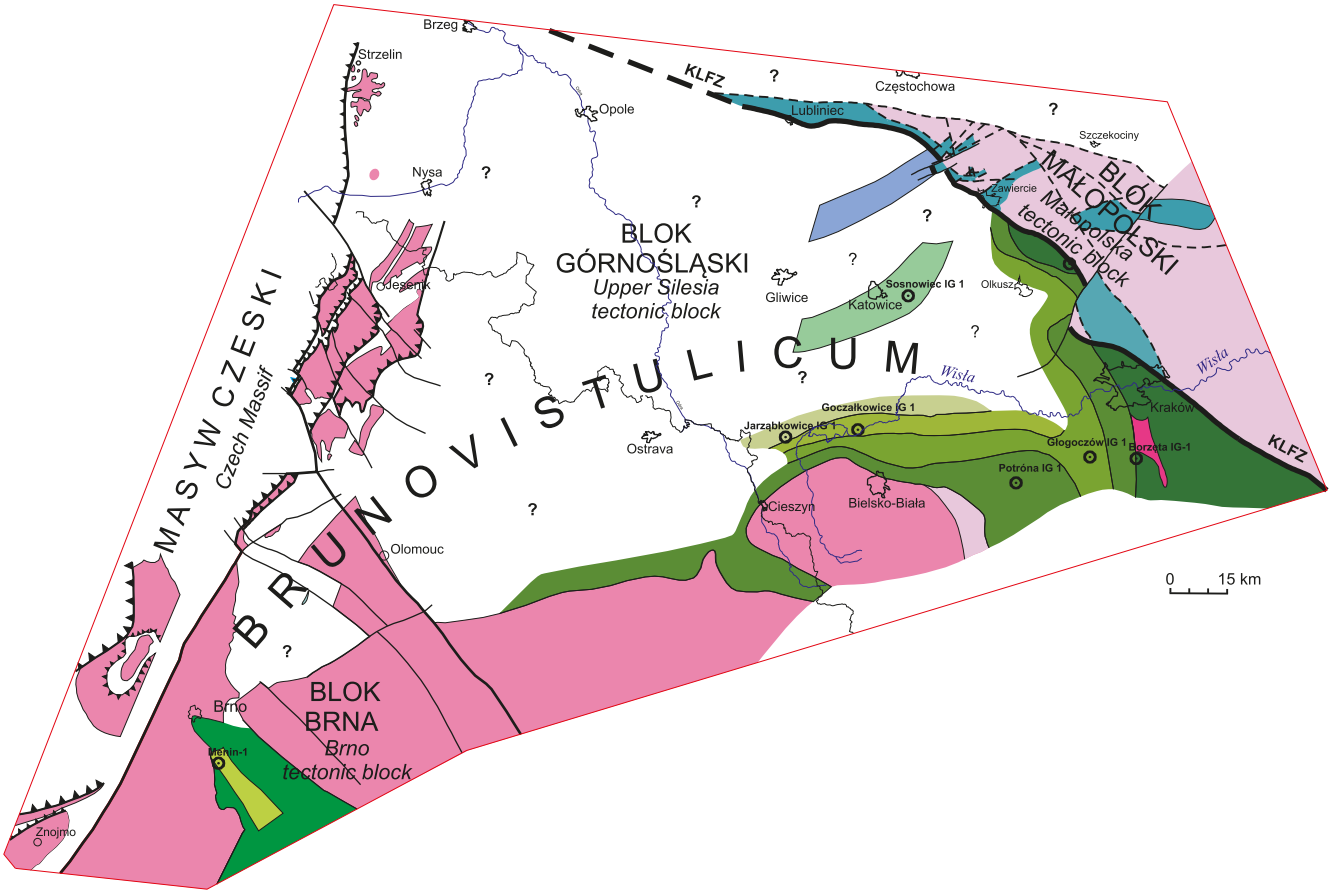
Najwyższe ogniwo formacji z Goczałkowic, rozpoznane w profilu otworu Goczałkowice IG 1 – ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny, występuje na głęb. 2765,0–2957,0 m (fig. 6A, B). Górna granica została przyjęta w spągu ławicy zlepieńca podstawowego (dewon dolny). Kontaktu z ogniwem piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa nie uchwycono w odcinkach rdzeniowanych. Kontakt przyjęto w spągu odcinka rdzeniowanego na głęb. 2957,0 m, poniżej którego występują utwory o odmiennej charakterystyce litologicznej. Granica ta jest dobrze widoczna w diagramach karotażowych na głęb. 2955,0 m. Litologia ogniwa jest monotonna, tworzą go mułowce piaszczyste, szare i szarozielone, laminowane drobnoziarnistymi piaskowcami. Uwarstwienie skał jest bezładne lub z delikatną, równoległą laminacja materiałem pylastym lub iłowcowym. Mułowce są rzadko laminowane wkładkami piaskowców drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych, szarych, jasnych o grubości 0,5–15,0 cm. Wkładki piaskowców wykazują uwarstwienie soczewkowato-faliste, kombinowane z przekątnym w malej skali, przekątne w małej skali, rzadziej równoległe. Dość częste jest uwarstwienie frakcjonalne, tworzące pojedyncze rytmy turbidytowe. Piaskowce ogniwa są przeważnie czysto kwarcowe, z nieznacznym udziałem skaleni. Są dobrze wysortowane i wykazują spoiwo kwarcowo-chlorytowo-hydromikowo-węglanowe o różnych proporcjach wspomnianych składników. Na powierzchniach spągowych ławic są widoczne ślady pełzania i gruzłowate ślady spoczynku organizmów. Dość często występują rurkowate, cienkie ślady żerowania robaków, zazwyczaj poziome, rzadko ukośne i pionowe. Z osadów mułowcowych na głęb. 2793,00 i 2841,40–2850,45 m wypreparowano 15 okazów trylobitów dolnokambryjskich oraz fragmentarycznie zachowane ramienionogi bezzawiasowe (Biernat, Baliński, 1973a; Orłowski, 1975). Litologia osadów, ich ciemne zabarwienie, obecność pirytu i sporadyczne skamieniałości śladowe wskazują na głębokie środowisko sedymentacji z deficytem tlenu, w strefach dolnego przybrzeża i górnego odbrzeża (Pacześna, 2005, 2010).

Jako ostanie w utworach formacji z Goczałkowic zostało wyróżnione ogniwo iłowców z Jarząbkowic, do którego zostały zaliczone masywne iłowce stwierdzone jedynie w otworze wiertniczym Jarząbkowice 1 na głęb. 3980,0–4028,0 m (Buła, Żaba, 2005) (fig. 7). Osady te tworzyły się prawdopodobnie w strefie dolnego odbrzeża (Pacześna, 2005, 2010).

Dolnokambryjski wiek osadów formacji z Goczałkowic dokumentują trylobity znalezione w stropowej części nawierconego profilu (Biernat, Baliński, 1973a, Orłowski, 1975). Rozpoznane utwory dolnego kambru charakteryzują się również bardzo wysoką frekwencją zróżnicowanych taksonomicznie akritarch. Pozwoliło to na rozdzielenie sukcesji dolnokambryjskiej na kilka poziomów biostratygraficznch. Otwór Goczałkowice IG 1 jest zlokalizowany na obszarze bloku górnośląskiego, który wraz z blokiem Brna tworzą jednostkę tektoniczną znaną pod pojęciem Brunovistulicum (fig. 7). W wyniku przeprowadzonych w utworach kambru tej jednostki szczegółowych badań palinologicznych uzyskano bogaty i w większości dobrze zachowany materiał mikroflorystyczny. Pozwolił on na wydzielenie wyraźnie zróżnicowanych zespołów akritarch obejmujących w nowym podziale kambryjskiego systemu utwory terenewu, oddziału 2 i oddziału 3. Dla wyróżnionych zespołów przyjęto nazwę BAMA od pierwszych liter *Brunovistulicum Acritarch Microflora Assemblage* oraz oznaczono je kolejnymi rzymskimi cyframi (BAMA I–IX) (Jachowicz-Zdanowska, 2013) (fig. 8).

Poziomy BAMA I *Pulvinosphaeridium antiquum–Pseudotasmanites* i BAMA II *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* rozpoznano w najstarszych utworach kambru Brunovistulicum, gdzie skorelowano je z poziomem *Platysolenites*.

Zespoły akritarch charakterystyczne dla poziomu BAMA I stwierdzono w utworach formacji z Borzęty udokumentowanych we wschodniej brzeżnej części bloku górnośląskiego. Kolejna asocjacja BAMA II datuje wiek kompleksu skalnego wyróżnionego na obszarze bloku górnośląskiego jako ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) formacji z Goczałkowic (fm). Zespoły akritarch charakterystyczne dla poziomów BAMA III–VI: *Ichnosphaera flexuosa–Comasphaeridium molliculum*, *Skiagia–Eklundia campanula*, *Skiagia–Eklundia varia* i *Volkovia*



Blok Brna
Brno tectonic block

- sylur
  Silurian
- odpowiedniki stratygraficzne i litofacjalne ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan formacji z Goczałkowic
  stratigraphic and lithofacial equivalents of Mogilany Scolitus Sandstone Member of Goczałkowice Formation
- odpowiedniki stratygraficzne wyższych ogniw formacji z Goczałkowic
  stratigraphic equivalents of higher members of Goczałkowice Formation

Blok małopolski
Małopolska tectonic block

- sylur + ordowik
  silurian + ordovician
- formacja z Łapczycy
  Łapczyca Formation

- nasunięcia
  overthrusts
- ważniejsze uskoki
  main faults
- wiercenia
  boreholes
- KLFZ — strefa uskokowa Kraków–Lubliniec
  Kraków–Lubliniec Fault Zone

Blok górnośląski
Upper Silesia tectonic block

- ordowik
  Ordovician
- formacja z Sosnowca
  Sosnowiec Formation
- ogniwo iłowców z Jarząbkowic
  Jarząbkowice Siltstone Member
- ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny
  Pszczyna Siltstones with Trilobites Member
- ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa
  Głogoczów Bioturbated Sandstones Member
- ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan
  Mogilany Scolithos Sandstone Member
- formacja z Borzęty
  Borzęta Formation

Prekambr
Precambrian

Brunovistulicum i blok malopolski
Precambrian of Brunovistulicum and Małopolska tectonic block

- ediakar – skały anchimetamorficzne
  Ediacaran – anchimetamorphic rocks
- neoproterozoik – skały krystaliczne
  Neoproterozoic – crystalline rocks
- proterozoik + archaik – skały krystaliczne
  Prtoterozoic + Archaean – crystalline rocks

Fig. 7. Rozprzestrzenienie utworów dolnopaleozoicznych na Brunovistulicum (blok Brna i górnośląski) i w południowo-zachodniej części bloku małopolskiego (wg Buły, Żaby, 2005, zmienione)

Lower Paleozoic rocks in the Brunovistulicum area (Brno and Upper Silesia tectonic blocks) and the SW part of the Małopolska tectonic block (after Buła, Żaba, 2005, modified)

dentifera–Liepaina plana, które są korelowane z poziomami *Schmidtiellus*, *Holmia* i *Protolenus*, udokumentowano w osadach formacji z Goczałkowic (fm) rozpoznanych na obszarach bloku górnośląskiego i bloku Brna. Utwory oddziału 3 kambru na omawianym terenie dokumentują trzy poziomy akritarchowe BAMA VII–IX, stwierdzone w osadach formacji z Sosnowca (fm) – otwór Sosnowiec IG 1 na bloku górnośląskim (fig. 7). Poziom BAMA VII *Ammonidium bellulum–Ammonidium notatum* należy wiązać z poziomem *Acadoparadoxides oelandicus*, natomiast dwa pozostałe poziomy BAMA VIII *Turrisphaeridium semireticulatum* i BAMA IX *Adara alea–Multiplicisphaeridium llynense* z poziomem *Paradoxides paradoxissimus*.

Utwory kambryjskie rozpoznane w otworze Goczałkowice IG 1 są korelowane z czterema poziomami akritarchowymi wyznaczonymi na obszarze Brunovistulicum – BAMA II, BAMA III, BAMA IV i BAMA V, odpowiadają one utworom terenewu i oddziału 2 kambru (fig. 8, tab. 1). Przykłady wybranych gatunków akritarch udokumentowanych w utworach kambru omawianego otworu przedstawiono na figurach 9–12.

Terenew

Ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan (og)

Poziom BAMA II – *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum*. Utwory ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan (og) rozpoznane w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 nie zostały poddane badaniom palinologicznym. Badania palinologiczne próbek skał z ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan, na obszarze bloku górnośląskiego, zostały wykonane przez autorkę tego opracowania dla pojedynczych próbek z otworów Głogoczów IG 1 oraz Potrójna IG 1 (fig. 7). Uzyskano wynik negatywny. Wiek tego ogniwa jest znany przez korelację z tego typu osadami rozpoznanymi w otworze wiertniczym Měnín 1, usytuowanym w czeskiej części Brunovistulicum, skąd opisano zespół mikroflory charakterystyczny dla zony *Asteridium–Comasphaeridium* korelowanej z poziomem *Platysolenites* (Vavrdová i in., 2003). Zespół ten udokumentowano dotychczas jedynie w profilu wiercenia Měnín 1 na głęb. 1565,0–1566,5 m (Vavrdová i in., *op. cit.*). Za przewodnie taksony tej asocjacji należy uznać trzy gatunki: *Asteridium tornatum*, *A.lanatum* i *Comasphaeridium velvetum*. Te drobne, urzeźbione okazy pojawiają się tu po raz pierwszy w profilu utworów kambryjskich Brunovistulicum, podobnie jak okazy rodzaju *Lophosphaeridium*. Uzyskane asocjacje są podobne do zespołów zony akritarchowej *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, 1991 (Vavrdová i in., 2003; Vavrdová, 2006) wyznaczonej dla utworów poziomu *Platysolenites* w rejonie południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (Moczydłowska, 1991). Przewodnie gatunki tego zespołu, z wyjątkiem *Pterospermella velata*, reprezentują akritarchy o silniej rozwiniętej morfologii, rzeźbie w postaci delikatnych wyrostków, która to cecha charakteryzuje okazy uważane za mikroflorę o wyraźnie „kambryjskim charakterze" (Moczydłowska, 1991).

Oddział 2

Ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa (og)

Poziom BAMA III – *Ichnosphaera flexuosa–Comasphaeridium molliculum*. Z utworów ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa (og), rozpoznanych w profilu otworu Goczałkowice IG 1, badaniom palinologicznym poddano 9 próbek z interwału głęb. 2968,0–3032,0 m (tab. 1).

Zespoły mikroskamieniałości ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa, wyróżniają się dominacją akritarch zaklasyfikowanych do rodzaju *Ichnosphaera*, który w omawianym ogniwie jest reprezentowany przez kilka gatunków. Rodzaj ten charakteryzuje się krótkim zasięgiem występowania i dlatego został uznany za formę przewodnią. Na obszarze bloku górnośląskiego większość gatunków rodzaju *Ichnosphaera* udokumentowano tylko w osadach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa.

W asocjacjach akritarch znalezionych w osadach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa obok wielu okazów rodzaju *Ichnosphaera* występują dość licznie przedstawiciele rodzaju *Comasphaeridium* z gatunkami *C. agglutinatum*, *C. velvetum* i *C. molliculum*, a także rodzaj *Pterospermella* z licznymi okazami *P. velata* oraz formami wyróżniającymi się dużymi rozmiarami klasyfikowanymi jako nowy gatunek *P. gigantea* n.sp. Znacznie rzadziej w omawianych zespołach występują przedstawiciele rodzajów *Asteridium*, *Globosphaeridium* czy *Tasmanites*. Oprócz wymienionych form w omawianych asocjacjach udokumentowano pojedyncze okazy charakterystycznych wczesnokambryjskich rodzajów *Skiagia* i *Archeodiscina*.

Przewodni dla osadów ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa rodzaj akritarch *Ichnosphaera* n.sp. był dokumentowany wcześniej na innych obszarach występowania utworów kambru (Volkova i in., 1983; Moczydłowska, Vidal, 1986, 1988; Hagenfeldt, 1989; Eklund, 1990; Brück, Vanguestaine, 2004). Przedstawicieli tego rodzaju klasyfikowano wówczas jako formy: *Comasphaeridium brachyspinosum* (Moczydłowska, Vidal, 1988; Moczydłowska, 2011), *Baltisphaeridium stipaticum* (Hagenfeldt, 1989), *Skiagia ornata* typ 1 (Moczydłowska, Vidal, 1986) czy *Elektoriscos flexuosus* (Eklund, 1990; Brück, Vanguestaine, 2004). Liczne okazy gatunków obecnie włączonych do rodzaju *Ichnosphaera* n.sp. dokumentowano najczęściej w utworach korelowanych z dolną częścią wczesnego kambru trylobitowego (Moczydłowska, Vidal, 1986; Moczydłowska, 2011), głównie z wyższą częścią poziomu *Schmidtiellus* oraz dolną częścią poziomu *Holmia* (Volkova i in., 1983; Moczydłowska, Vidal, 1986; Hagenfeldt, 1989; Eklund, 1990; Moczydłowska, 1991; Moczydłowska, 2011). Dobrze jest udokumentowane występowanie tych form w utworach wczesnego kambru Skandynawii (Moczydłowska, Vidal, 1986), gdzie licznie występują w osadach „Mickwiztia Sandstone" centralnej i południowej Szwecji, skąd m.in. opisano gatunek typowy *Ichnosphaera flexuosa* (= *Elektoriskos flexuosus*) (Eklund, 1990). Znane są również z utworów formacji „Green Shale" z Bornholmu (Moczydłowska, Vidal, 1986), Buen w północnej Grenlandii oraz Bastion z południowej Grenlandii (Moczydłowska,

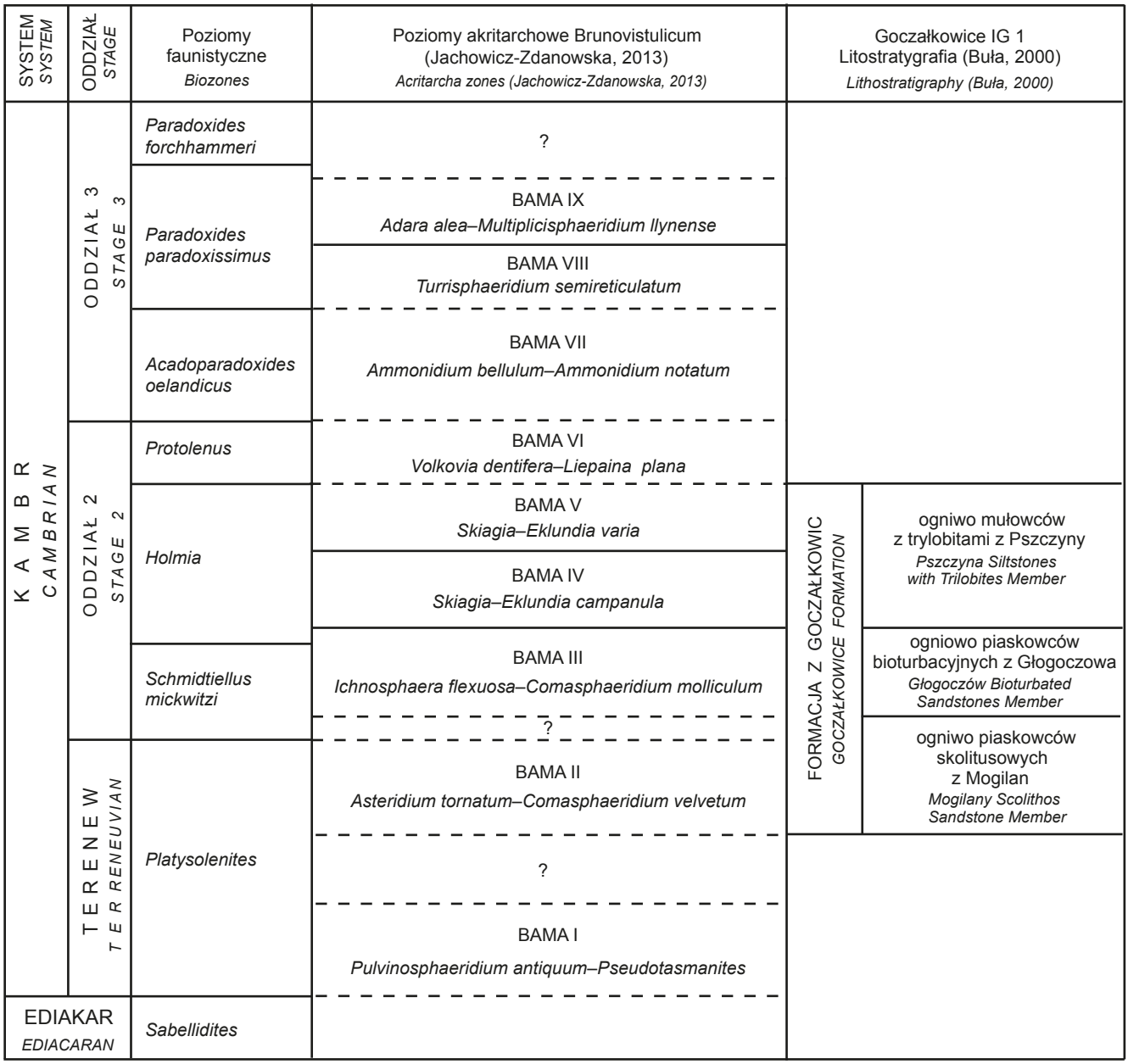


Fig. 8. Poziomy akritarchowe wydzielone na obszarze Brunovistulicum i rozpoznane w profilu kambru otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

Acritarcha biozones defined for the Brunovistulicum and recognized in the Cambrian section of the Goczałkowice IG 1 borehole

Vidal, 1986). Dotychczas poza Skandynawią okazy tego charakterystycznego rodzaju są reprezentowane przede wszystkim przez gatunek *Ichnosphaera delicata* (= *Comasphaeridium brachyspinosum*). Został on odnotowany na wielu obszarach, m.in. w utworach kambryjskich kratonu wschodnioeuropejskiego (Volkova i in., 1983; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992, 1994; Jankauskas, 2002; Moczydłowska, 2011), platformy syberyjskiej (Rudavskaya, Vassileva, 1984). Bardzo dobrym przykładem asocjacji akritarch z licznymi okazami *Ichnosphaera delicata* (= *Comasphaeridium brachyspinosum*) są te opisane z obszaru Estonii z utworów formacji Lükati (*Lükati Formation*) (Moczydłowska, 2011), korelowanych z poziomem *Schmidtiellus mickwitzi*. Z 20 udokumetowanych tam taksonów 16 stwierdzono w zespołach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa (og).

W ostatnich latach gatunek *Ichnosphaera robusta* n.sp. (= *Elektoriskos flexuosus*) udokumentowano w utworach kambru południowej Irlandii (Brück, Vanguestaine, 2004). Ich wiek na tym obszarze jest korelowany z poziomem trilobitowym *Olenellid Zone* (Young i in., 1994).

Razem z rodzajem *Ichnosphaera* w asocjacjach akritarch znalezionych w wymienionych obszarach występują przede wszystkim przedstawiciele takich wczesnokambryskich rodzajów i gatunków jak: *Asteridium tornatum*, *A. lanatum*, *A. pallium*, *Archeodiscina umbonulata*, *Comasphaeridium*

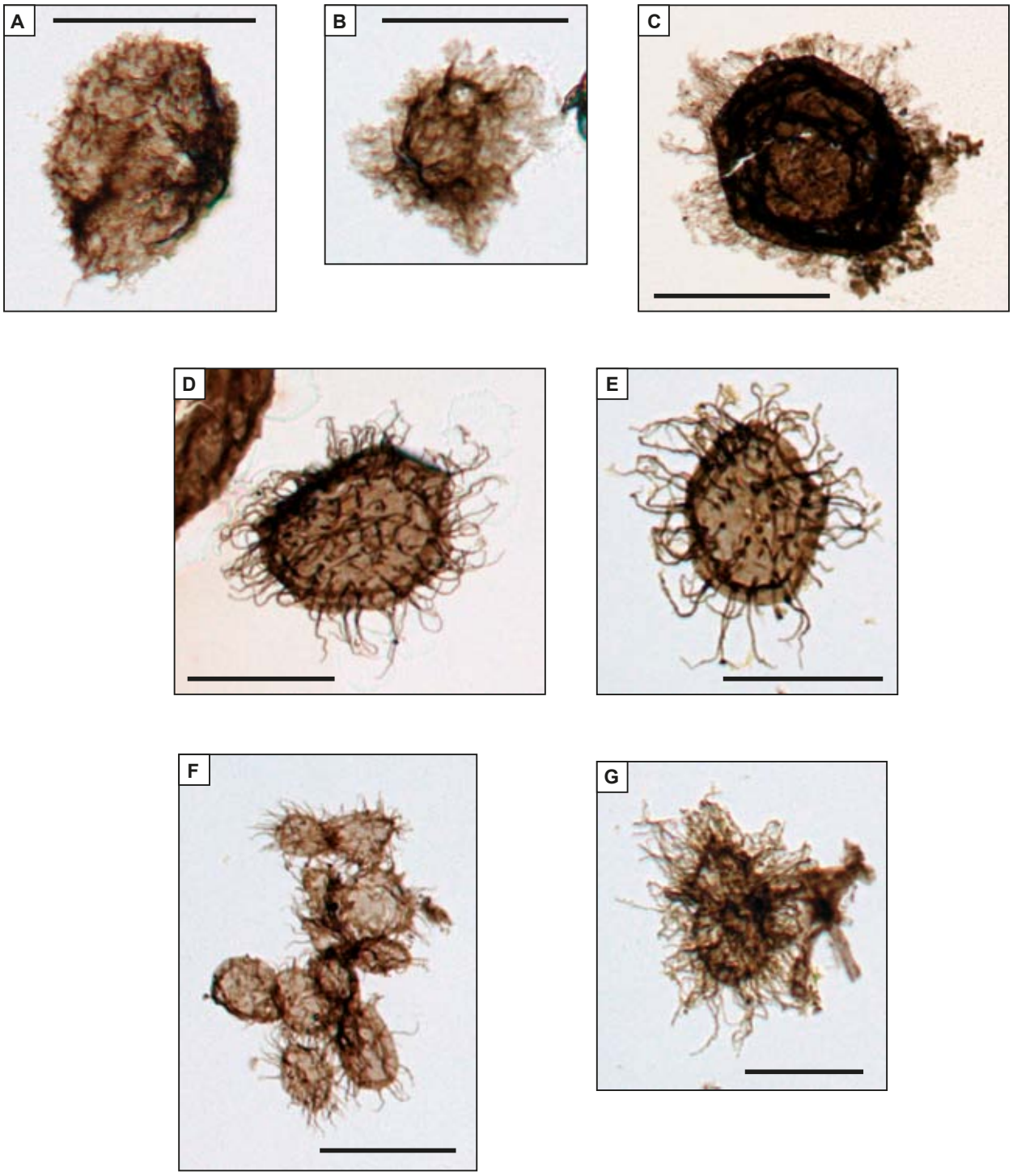


Fig. 9. Przykłady akritarch udokumentowanych w utworach kambru otworu Goczałkowice IG 1. Skala liniowa 20 µm

A. *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, 1988; głęb. 2968,0 m. **B.** *Comasphaeridium agglutinatum* Moczydłowska, 1988; głęb. 2968,0 m. **C.** *Comasphaeridium molliculum* Moczydłowska, Vidal, 1988; głęb. 2968,0 m. **D.** *Ichnosphaera delicata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2975,0 m. **E.** *Ichnosphaera aranea* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2971,0 m. **F.** *Asteridium lanatum* (Volkova, 1969) Moczydłowska, 1991; głęb. 2968,0 m. **G.** *Comasphaeridium strigosum* (Jankauskas, 1976) Downie, 1982; głęb. 2894,5 m

Examples of Acritarcha from the Cambrian rocks of the Goczałkowice IG 1 borehole. Linear scale 20 µm

A. *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, 1988; depth 2968.0 m. **B.** *Comasphaeridium agglutinatum* Moczydłowska, 1988; depth 2968.0 m. **C.** *Comasphaeridium molliculum* Moczydłowska, Vidal, 1988; depth 2968.0 m. **D.** *Ichnosphaera delicata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2975.0 m. **E.** *Ichnosphaera aranea* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2971.0 m. **F.** *Asteridium lanatum* (Volkova, 1969) Moczydłowska, 1991; depth 2968.0 m. **G.** *Comasphaeridium strigosum* (Jankauskas, 1976) Downie, 1982; depth 2894.5 m

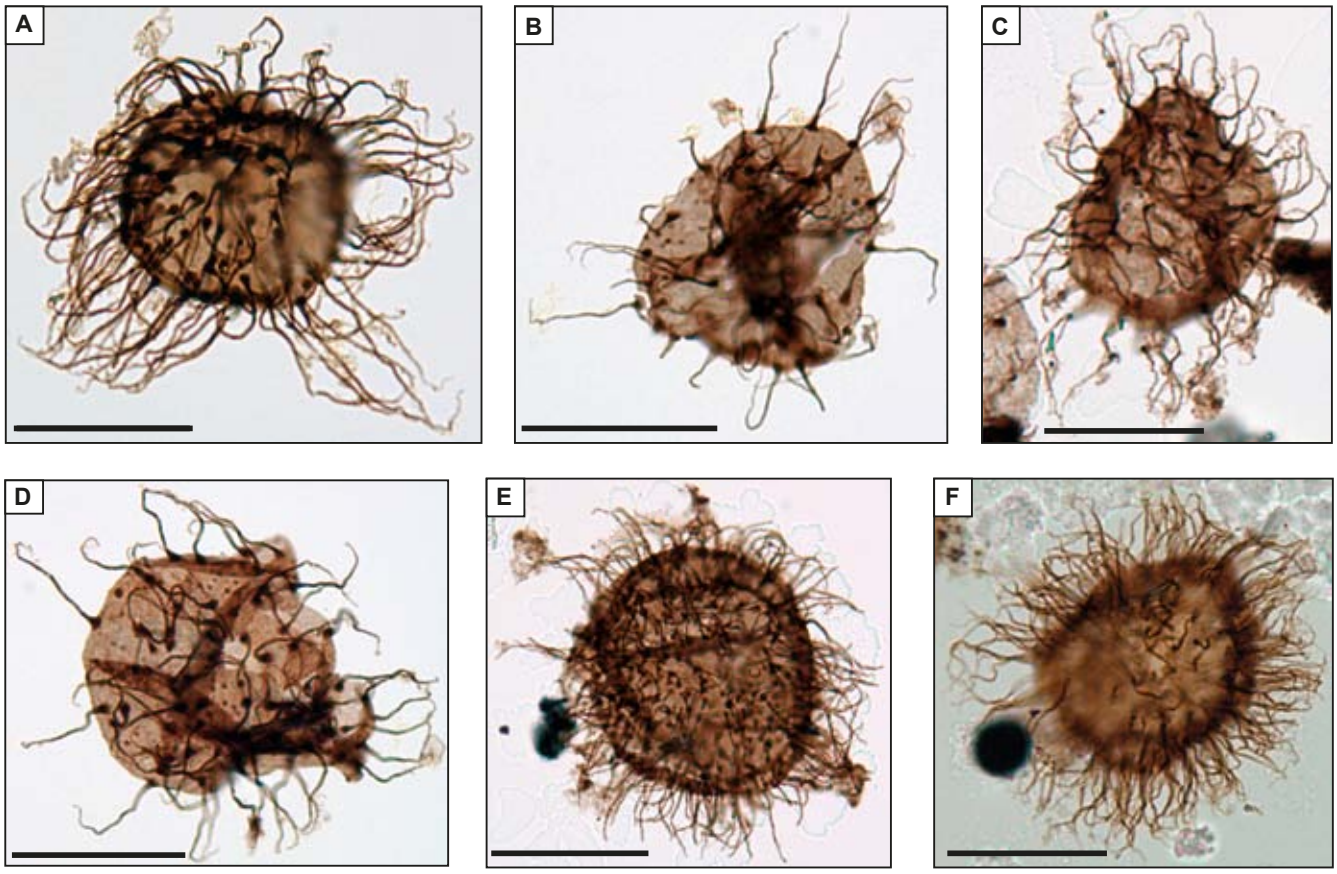


Fig. 10. Przykłady akritarch udokumentowanych w utworach kambru otworu Goczałkowice IG 1. Skala liniowa 20 µm

A. *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2975,0 m. **B.** *Ichnosphaera robusta* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2984,0 m. **C.** *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2975,0 m. **D.** *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2975,0 m. **E.** *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt, 1989) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 3032,0 m. **F.** *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt, 1989) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2975,0 m

Examples of Acritarcha from the Cambrian rocks of the Goczałkowice IG 1 borehole. Linear scale 20 µm

A. *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2975.0 m. **B.** *Ichnosphaera robusta* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2984.0 m. **C.** *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2975.0 m. **D.** *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2975.0 m. **E.** *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt, 1989) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 3032.0 m. **F.** *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt, 1989) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2975.0 m

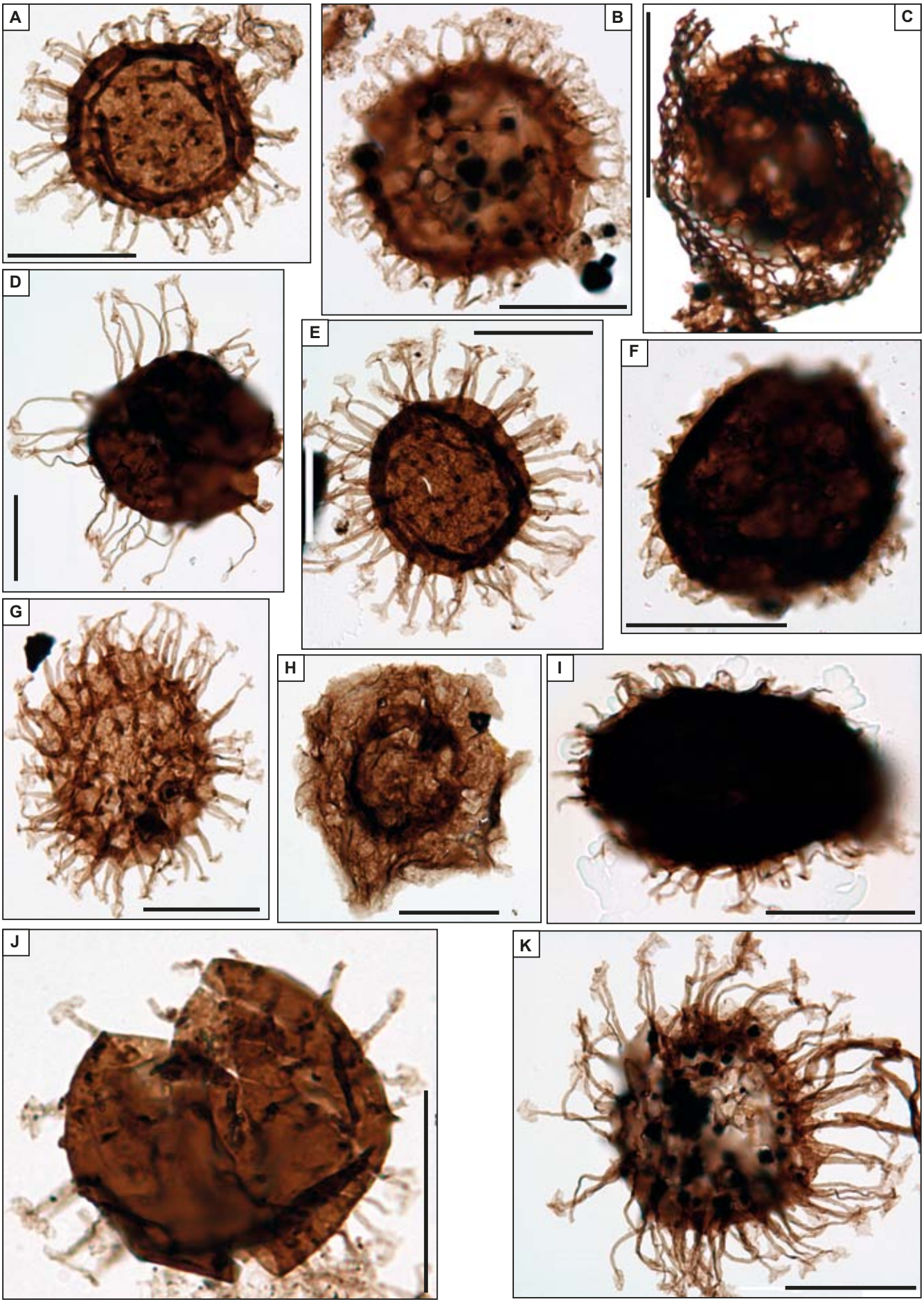
→

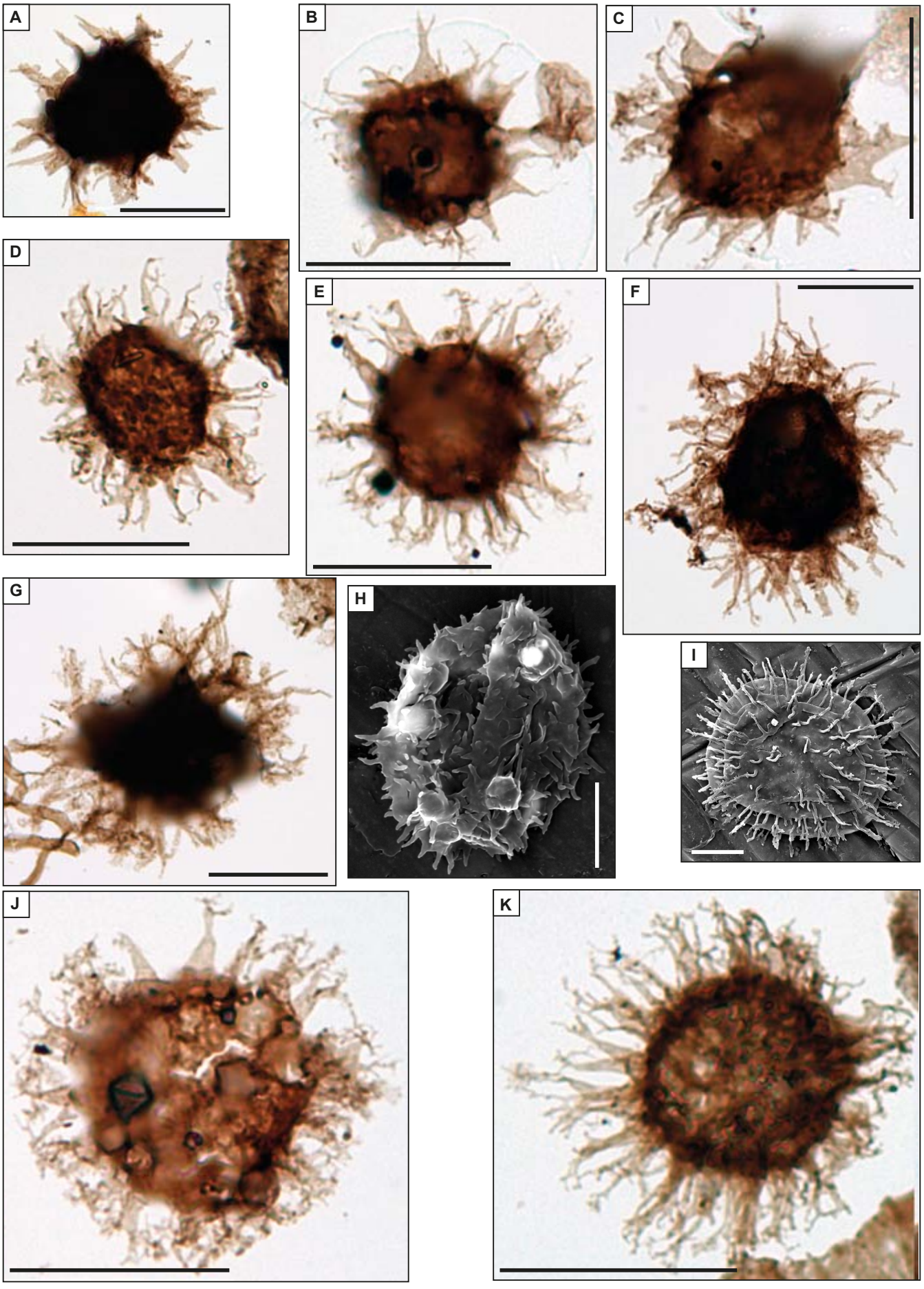
Fig. 11. Przykłady akritarch udokumentowanych w utworach kambru otworu Goczałkowice IG 1. Skala liniowa 20 µm

A. *Skiagia orbiculare* (Volkova, 1968) Downie, 1982; głęb. 3032,0 m. **B.** *Skiagia scottica* Downie, 1982; głęb. 2781,3 m. **C.** *Sagatum priscum* (Kirjanov, Volkova, 1979) Vavrdová, Bek, 2001; głęb. 2768,0 m. **D.** *Skiagia ornata* (Volkova, 1968) Downie, 1982; głęb. 2771,5 m. **E.** *Skiagia ornata* (Volkova, 1968) Downie, 1982; głęb. 2771,5 m. **F.** *Skiagia ciliosa* (Volkova, 1969) Downie, 1982; głęb. 2850,45 m. **G.** *Skiagia compressa* (Volkova, 1968) Downie, 1982; głęb. 2771,5 m. **H.** *Granomarginata squamacea* Volkova, 1968; głęb. 2843,5 m. **I.** *Skiagia ciliosa* (Volkova, 1969) Downie, 1982; głęb. 2850,45 m. **J.** *Skiagia pilosiuscula* (Jankauskas, 1983) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2771,5 m

Examples of Acritarcha from the Cambrian rocks of the Goczałkowice IG 1 borehole. Linear scale 20 µm

A. *Skiagia orbiculare* (Volkova, 1968) Downie, 1982; depth 3032,0 m. **B.** *Skiagia scottica* Downie, 1982; depth 2781,3 m. **C.** *Sagatum priscum* (Kirjanov, Volkova, 1979) Vavrdová, Bek, 2001; depth 2768.0 m. **D.** *Skiagia ornata* (Volkova, 1968) Downie, 1982; depth 2771.5 m. **E.** *Skiagia ornata* (Volkova, 1968) Downie, 1982; depth 2771.5 m. **F.** *Skiagia ciliosa* (Volkova, 1969) Downie, 1982; depth 2850.45 m. **G.** *Skiagia compressa* (Volkova, 1968) Downie, 1982; depth 2771.5 m. **H.** *Granomarginata squamacea* Volkova, 1968; depth 2843.5 m. **I.** *Skiagia ciliosa* (Volkova, 1969) Downie, 1982; depth 2850.45 m. **J.** *Skiagia pilosiuscula* (Jankauskas, 1983) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2771.5 m


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K

molliculum, *C.strigosum*, *Globosphaeridium cerinum*, *Granomarginata squamacea*, *Lophosphaeridium*, *Leiosphaeridia* spp., *Tasmanites bobrowskae*. Kolejny diagnostyczny wczesnokambryjski rodzaj *Skiagia* występuje w tych zespołach na ogół nielicznie i jest reprezentowany przez pojedyncze okazy. Zespoły o zbliżonym składzie rodzajowym i gatunkowym występują również na obszarach bezpośrednio sąsiadujących z blokiem górnośląskim, tj. w rejonie łysogórskim Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009) oraz we wschodniej części bloku małopolskiego (Jachowicz-Zdanowska, 2011b), gdzie również są korelowane przede wszystkim z utworami poziomu *Schmidtiellus*.

Z analizy zasięgów stratygraficznych omówionych wystąpień zespołów akritarchowych, z przewodnim rodzajem *Ichnosphaera*, wyraźnie wynika, że są one głównie związane z utworami, które w nowym podziale kambryjskiego systemu (Peng, Babcock, 2011) należy korelować z piętrem 3 lub spągiem piętra 4 oddziału 2, które odpowiadają pozimowi *Schmidtiellus* lub dolnej części poziomu *Holmia*.

Ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny (og)

Zespoły akritarch występujące w osadach ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny (og) wyraźnie różnią się swym składem rodzajowym i gatunkowym od asocjacji dokumentowanych w utworach poprzednich ogniw. W profilach tego ogniwa pojawiają się licznie akritarchy o bardzo zróżnicowanej morfologii. Przewodnią, dominującą formą jest tutaj rodzaj *Skiagia*, reprezentuje go kilka gatunków zarówno tych obserwowanych już wcześniej w asocjacjach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa, jak i nowych, takich jak: *Skiagia scottica*, *S. ciliosa* czy *S. pilosiuscula*. Oprócz rodzaju *Skiagia* w zespołach pojawiają się, niekiedy bardzo licznie, przedstawiciele takich rodzajów jak: *Heliosphaeridium*, *Eklundia, Estiastra*, *Pterospermopsimorpha*, *Pterospermella*, *Retisphaeridium*, *Multiplicisphaeridium*, *Globus* czy *Sagatum*. Ciekawym zjawiskiem obserwowanym w osadach analizowanego ogniwa jest wyraźne zróżnicowanie wielkości okazów w obrębie rodzaju *Skiagia*. Ich średnice w przypadku form dokumentowanych w profilach dolnej części ogniwa są niekiedy dwukrotnie mniejsze od średnic okazów występujących w jego stropie. Poza zróżnicowaniem wielkościowym okazów rodzaju *Skiagia*, w dolnej i górnej części ogniwa odnotowano pewne różnice w składzie gatunkowym dokumentowanych tam zespołów akritarch. W wydzielonych zespołach występują również wyraźne różnice ilościowe w występowaniu niektórych charakterystycznych form. Zaobserwowane różnice pozwoliły na wydzielenie w utworach omawianego ogniwa dwóch odrębnych, następujących po sobie, asocjacji akritarch.

Poziom BAMA IV – *Skiagia–Eklundia campanula*. Zespoły charakterystyczne dla poziomu BAMA IV udokumentowano w 11 próbkach z interwału głęb. 2872,5–2957,0 m z dolnej części ogniwa (tab. 1).

Masowe występowanie przedstawicieli rodzaju *Skiagia* o średnicach ciałka (bez wyrostków) na ogół nie przekraczających 20 µm, to cecha charakterystyczna tych asocjacji. Takson ten jest tutaj reprezentowany przez większość znanych gatunków, a niektóre z nich, takie jak: *Skiagia ciliosa* czy *S. scottica*, pojawiają się w analizowanych profilach po raz pierwszy.

Rozkwit gatunków tego rodzaju odnotowano na wielu obszarach występowania utworów kambru, które w nowym podziale utworów tego wieku (Babcock i in., 2005) należy korelować z górną częścią piętra 3 oraz z piętrem 4 (Volkova, 1968, 1969a, b; Hagenfeldt, 1989; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002).

Oprócz rodzaju *Skiagia* w znalezionych asocjacjach po raz pierwszy pojawia się rodzaj *Eklundia* z gatunkami *E. pusilla*, *E. campanula* oraz *E. varia*. Pierwsze dwa gatunki dość licznie występują w asocjacjach dolnej części ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny, szczególnie gatunek *E. campanula* (często ponad 100 okazów w standardowym preparacie mikroskopowym). Gatunek ten

←

Fig. 12. Przykłady akritarch udokumentowanych w utworach kambru otworu Goczałkowice IG 1. Skala liniowa 20 µm

A. *Parmasphaeridum robustispinosum* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2897,0 m. **B.** *Eklundia pusilla* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2893,0 m. **C.** *Eklundia campanula* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2872,5 m. **D.** *Eklundia varia* (Volkova, 1969) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2842,3 m. **E.** *Eklundia varia* (Volkova, 1969) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2842,3 m. **F.** *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone, 1971) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2771,5 m. **G.** *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone, 1971) Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2771,5 m. **H.** *Globosphaeridium cerinum* (Volkova, 1968) Moczydłowska, 1991; głęb. 2894,5 m. **I.** *Globosphaeridium cerinum* (Volkova, 1968) Moczydłowska, 1991; głęb. 2894,5 m. **J.** *Eklundia florentinata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2771,5 m. **K.** *Eklundia florentinata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; głęb. 2771,5 m

Examples of Acritarcha from the Cambrian rocks of the Goczałkowice IG 1 borehole. Linear scale 20 µm

A. *Parmasphaeridum robustispinosum* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2897.0 m. **B.** *Eklundia pusilla* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2893.0 m. **C.** *Eklundia campanula* (Eklund, 1990) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2872.5 m. **D.** *Eklundia varia* (Volkova, 1969) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2842.3 m. **E.** *Eklundia varia* (Volkova, 1969) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2842.3 m. **F.** *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone, 1971) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2771.5 m. **G.** *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone, 1971) Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2771.5 m. **H.** *Globosphaeridium cerinum* (Volkova, 1968) Moczydłowska, 1991; depth 2894.5 m. **I.** *Globosphaeridium cerinum* (Volkova, 1968) Moczydłowska, 1991; depth 2894.5 m. **J.** *Eklundia florentinata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2771.5 m. **K.** *Eklundia florentinata* Jachowicz-Zdanowska, 2013; depth 2771.5 m

Występowanie wybranych gatunków akritarch w badanych

Occurrence of selected Acritarcha species in the

Litostratygrafia / Lithostratigraphy (Bula, 2000)		Głębokość pobrania próbek [m] Sample depth [in meters]	*Leiosphaeridia* sp.	*Ceratophyton vernicosum*	*Granomarginata prima*	*G. squamacea*	*Ichnosphaera delicata*	*I. aranea*	*I. stipatica*	*I. flexuosa*	*I. robusta*	*Pterospermella gigantea*	*P. velata*	*Tasmanites bobrowskae*	*Asseridium lanatum*	*A. pallidum*	*A. tornatum*	*Comasphaeridium velvetum*	*C. agglutinatum*	*Globosphaeridium cerinum*	*Comasphaeridium molliculum*	*Lophosphaeridium dubium*	*Globosphaeridium arenulum*	*Archeodiscina multipunctata*	*A. umbonulata*	*Skiagia brachyspinosa*
FORAMCJA Z GOCZAŁKOWIC	ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny	2768,00	XX			X											X								XX	
		2771,00	XX			X											X								XX	
		2771,50	XX			X																			X	
		2775,00	XX			X							x				X								XX	
		2781,30	XX			X							x				x			x					X	
		2787,00	XX			X							x												X	
		2792,00	XX			X											x					x			X	
		2795,00	XX			X																x			X	
		2805,00	XX			X							x							x					X	
		2807,50	XX			X											X					x			X	
		2808,00	XX			X											x					x			X	
		2809,00	XX			X																x			X	
		2818,00	XX			X											X								X	
		2822,50	XX	x		X							x												X	
		2825,50	XX	x		X											X			x		x			X	
		2831,50	XX	x		X																			X	
		2834,00	XX			X							x				X			x					X	
		2842,00	XX			X																				
		2842,30	XX	x		X							x				X			x						
		2842,70	XX			X																x				
		2843,50	XX			X							x												x	
		2850,45	XX			X											x								XX	
		2852,00	XX			X														x		x			XX	
		2872,50	XX	x		X							x				x								XX	
		2884,00	XX			X							X							x		x			XX	
		2893,00	XX			X											x								XX	
		2894,50	XX	x		X							X							X		x				
		2897,00	XX			X											x									
		2918,00	XX	x		X							X				x			X						
		2931,00	XX			X	x										x					x	x			
		2937,00	XX	x		X							X				X			X						
		2944,30	XX			X	x										X			X			x			
		2956,00	XX			X											x						x			
		2957,00	XX	x		X	x						x							X		x	x			x
	ogniwo piaskowców bioturb. z Głogoczowa	2968,00	XX	x	xx	X	X	x	X	X	xx	x		x	xx	X	X	xx	x	X	x	x	x	x	x	xx
		2971,00	XX	x	xx	X	X	x	X	X	xx	xx		x	xx	X	X	xx		X	x	x	x		x	xx
		2975,00	XX	x	xx	X	X	x	X	X	xx	x			xx	X	X	xx	x	X	x	x	x	xx	x	xx
		2978,00	XX	x	xx	X	X	x	X	X	xx	xx		x	xx	xx	X	xx		X	x	x	x	x		xx
		2979,00	XX	x	xx	xx	X	x	X	xx	xx	x			xx	X	X	xx		xx	x	x			x	xx
		2984,00	XX	x	xx	xx	XX	x	xx	xx	xx			x	xx	X	X	xx	x	xx				xx		xx
		2985,50	XX	x	xx	xx	XX	x	xx	X	xx	xx	xx	x	xx	X	X	xx	x	X	x	x			x	xx
		3022,00	XX	x	xx	xx	XX	x	xx	X	xx		xx	x	xx	X	X	xx	x	X		x		x		xx
		3032,00	XX	x	xx	xx	XX	x	xx	X			xx	x	xx	X	X	xx	x	X		x				xx

Okazy: XX – bardzo liczne (od 50 do >300), X – liczne (11–49), xx – nieliczne (3–10), x – pojedyncze

Specimens: XX – very numerous (from 50 to >300), X – numerous (11–49), xx – not numerous (3–10), x – single

Tabela 1

próbkach z utworów kambru otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

Cambrian samples of the Goczałkowice IG 1 borehole

S. orbiculare	*S. ornata*	*S. pura*	*Pterospermella inordinata*	*Eklundia pusilla*	*E. campanula*	*Multiplicisphaeridium xianum*	*Parmasphaeridium robustispinosum*	*Skiagia ciliosa*	*S. compressa*	*S. scottica*	*Heliosphaeridium dissimilare*	*Eklundia minima*	*E. varia*	*Pterospermopsimorpha rugulosa*	*Retisphaeridium pusillatum*	*Comasphaeridium strigosum*	*C. spinosum*	*Eklundia florentinata*	*Retisphaeridium postae*	*agatum. priscum*	*Heliosphaeridium obscurum*	*Parmasphaeridium implicatum*	*Goniosphaeridium volkovae*	*Globus gossipinus*	*Skiagia pilosiuscula*	*Leiovalia tenera*	*Revinotesta* sp.	Poziomy akritarchowe Brunovistulicum Acritarcha biozones – Brunovistulicum	Poziomy faunistyczne / Faunistic zone
X	X					X		X	X	X	X	XX	X	X	x	x	X	X	x	x	X	X	X	X	X	X			
x	x		XX			X		x	x	x	x	XX	x	x	x		X	X	x		X	X	x	X	x		x		
X	X		X			X		X	X	X	X	X	X	X	x	x		X	x	x	X	X	x	X	X	x			
X	X					X		X	X	X	X	XX	X	X	x						X	X	x		X				
X	X		X			X		X	X	X	X	X	X	X					x	x					X	X	x		
X	X					X		X	X	X	X	X	X	X	x	x			x			x			X				
X	X		X			X		X	X	X	X	X	X	X					x			x			X		x		
X	X							X	X	X	X	X	X	X					x	x		x			X	x			
X	X					x		X	X	X	X	X	X	X		x									X		x		
X	X							X	X	X	X	X	X	X		x						x			X		x		
X	X							X	X	X	X	X	X	X		x									X				
X	X					x		X	X	X	X	X	X	X								x			X				
X	X							X	X	X	X	X	X	X		x						x			X				
X	X		x			x		X	X	X	X	X	X	X								x			X		x		
X	X							X	X	X	X	x	X	X		x									X	x			
X	X					x		X	X	X	X	x	X	X											X				
x	x		X			x		x	x	x	x	x	x	x		x						x			x	x	x		
X	X					x		X	X	X	X	x	X	X											X				
X	X		XX			x		X	X	X	X	x	X	X		x				x					X	x	x		
x	x					x		x	x	x	x		x	x											x				
			X		x	x										x													
X	X		X		x	x		X	X	X	X		X	X						x					X				
			X		x	x																					x		
					X	x	x	X	X	X																				
			X	X	X	x	x	X	X	X	X					x				x										
				XX	X	X	x	X	X	X	X																				
		x		XX	X	x	x	X	X	X	X					x				x										
				XX	X	x	xx	X	X	X	X																				
		x	xx	X	X	x	x	X	X	X	x					x														
		x	XX	XX	X	x	x	x	x	x	X																				
				XX	X	x	x	X	X	X	X					x															
		x	XX	XX	x	x	x	X	X	X	x																				
			XX	XX	x	x	x	x	x	x						x															
				XX	x						X																				
xx	xx	x																													
xx	xx	x																													
xx	xx																														
xx	xx	x																													
xx	xx	x																													
xx	xx																														
xx	xx	x																													
xx	xx																														
xx	xx																														

BAMA V *Skiagia–E.varia*

BAMA IV *Skiagia–E.campanula*

BAMA III *I. flexuosa–C.mollicolum*

Holmia

?Holmia–Schmidtiellus

opisano dotychczas jedynie z osadów „glauconite sandstone" rozpoznanych w otworze Bårstad 2 wykonanym w rejonie Östergötland (południowa Szwecja) i wstępnie korelowanych z poziomem ?*Eccaparadoxides oelandicus* (Eklund, 1990).

Natomiast gatunek *E. varia*, który w tej części ogniwa reprezentują pojedyncze okazy *E. varia* (*Baltisphaeridium*, *Goniosphaeridium*), był wielokrotnie znajdowany głównie w utworach poziomów *Holmia* oraz *Protolenus* (Volkova, 1969a, b, Volkova i in., 1979, 1983; Moczydłowska, 1981, 1991; Downie, 1982; Moczydłowska, Vidal, 1986; Vidal, Peel, 1988; Hagenfeldt, 1989). Nieliczne egzemplarze udokumentowano także w osadach poziomów *Eccaparadoxides oelandicus* i *Paradoxides paradoxissimus* (Volkova i in., 1979, 1983). W analizowanym profilu forma ta, podobnie jak gatunek *E. pusilla*, występuje jedynie w osadach dolnej części ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny. Natomiast gatunek *E. varia* kontynuuje występowanie w wyższych partiach analizowanego ogniwa.

Niekiedy masowo (ponad 200 okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm) w analizowanych osadach występują okazy kolejnych gatunków *Pterospermella inordinata*, *Parmasphaeridium robustispinosum* czy *Pterospermopsimorpha rugulosa*. Pierwsze dwie formy udokumentowano jedynie w dolnej części omawianego ogniwa, natomiast trzeci gatunek obejmuje swoim zasięgiem cały profil ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny, podobnie jak *Archeodiscina umbonulata*, którego bardzo liczne okazy (ponad 100 w jednym standardowym preparacie mikroskopowym) dokumentowano w niektórych analizowanych próbkach. Gatunek ten, tak jak pozostałe taksony: *Heliosphaeridium dissimilare*, *Multiplicisphaeridium xianum*, *M. primarium*, *Estiastra minima*, *Alliumella baltica*, *Globus gossipinus*, *Retisphaeridium pusillatum*, *R. brayense*, *Comasphaeridium strigosum*, *C. spinosum*, *Sagatum priscum*, *Solisphaeridium elegans*, *Leiovalia tenera*, jest typowym składnikiem zespołów akritarch charakterystycznych dla dolnej części poziomu *Holmia* (Volkova i in., 1983; Hagenfeldt, 1989; Eklund, 1990; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002). Asocjacje występujące w osadach dolnej części ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny są zbliżone swym składem rodzajowym i gatunkowym do zespołów opisanych z dolnej części zony akritarchowej *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) oraz zespołu *Baltisphaeridium cerinum–Skiagia ciliosa* zony *Baltisphaeridium cerinum* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002). Zespoły wspomnianych zon akritarchowych są opisywane jako asocjacje bardzo zróżnicowane rodzajowo i gatunkowo przy równoczesnym braku wyraźnych przewodnich form. Większość z występujących tu taksonów zasięgiem obejmuje również starsze i młodsze utwory wczesnego kambru trylobitowego (Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992, 1994; Jankauskas, 2002). Należy tu podkreślić, że w przypadku zespołów rozpoznanych z dolnej części ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny odnotowano kilka dominujących form, które występują w badanym materiale bardzo licznie, a ich występowanie jest ograniczone jedynie do omawianego fragmentu profilu kambru górnośląskiego. Są to gatunki *Parmasphaeridium robustispinosum*, *E. pusilla* czy *Pterospermella inordinata*, które tworzą, wraz z charakterystycznymi okazami rodzaju *Skiagia* o mniejszych średnicach, zespół akritarch wyraźnie odmienny od asocjacji dokumentowanych w wyższej części profilu ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny.

Poziom BAMA V – *Skiagia–Eklundia varia*. Asocjacje akritarch typowe dla poziomu BAMA V stwierdzono w 23 próbkach skał z otworu Goczałkowice IG 1 z interwału głęb. 2768,0–2852, 0 m (tab. 1).

Zespół akritarch tej wyższej części ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny to jedyna asocjacja, która ma bardzo dobrą dokumentację faunistyczną. Mikroflorę tę udokumentowano m.in. w górnym odcinku profilu kambru otworu Goczałkowice IG 1, w którym to znaleziono trylobity charakterystyczne dla poziomu *Holmia* (Orłowski, 1975). Cechą charakterystyczną omawianego zespołu akritarch jest pojawienie się okazów rodzaju *Skiagia* o znacznie większych średnicach (niekiedy dwukrotnie) niż udokumentowane w niższych częściach ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny. W osadach tej części analizowanego ogniwa występuje większość znanych gatunków rodzaju *Skiagia*, nie znaleziono tu jedynie przedstawicieli gatunków *S. pura* czy *S. brevispinosa*. Pojawiają się natomiast wyraźne, duże okazy zaklasyfikowane do gatunku *S. pilosiuscula*. Kolejnymi nowymi składnikami analizowanych asocjacji są *Parmasphaeridium implicatum*, *Polygonium baltiscandium*, *Eklundia florentinata*. Poza wymienionymi, w zespołach tych występuje większość taksonów znanych z dolnej części ogniwa, z wyjątkiem *Parmasphaeridium robustispinosum*, *E. pusilla* i *Pterospermella inordinata*. Żadnego z taksonów nie można, w przypadku omawianego zespołu, uznać za dominujący. Większość z nich jest reprezentowana przez kilkanaście lub kilkadziesiąt okazów występujących w jednym standardowym preparacie mikroskopowym. Niektóre taksony, takie jak: *Leiovalia tenera*, *Sagatum priscum*, *Retisphaeridium pusillatum*, *Alliumella baltica* czy *Globus gossipinus*, są reprezentowane przez pojedyncze okazy.

Podobne asocjacje mikroskamieniałości, zbliżone składem rodzajowym i gatunkowym, są charakterystyczne dla zon akritarchowych *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) oraz *Estiastra minima–Micrhystridium dissimilare* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonych dla utworów poziomu *Holmia* i rozpoznanych na wielu obszarach kratonu wschodnioeuropejskiego (Volkova, 1969a; Volkova i in., 1983; Jankauskas, Lendzion, 1992; 2002; Moczydłowska, 1991), Skandynawii (Hadenfeldt, 1989a; Eklund, 1990), Szkocji, Grenlandii i Kanady (Downie, 1982; Vidal, 1984), Chin (Zang, 1992; Moczydłowska, Zang, 2006) oraz południowej Australii (Moczydłowska, Zang, 2006).

W południowo-wschodniej Polsce, poza obszarem lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (Volkova, 1969a; Volkova i in., 1983; Moczydłowska, 1991), zespo-

ły akritarch tego wieku udokumentowano również w obrębie bloku małopolskiego w strefie Stalowa Wola–Lubaczów (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Z Polski, poza wymienionymi regionami, asocjacje akritarch charakterystyczne dla poziomu *Holmia* opisano również z zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Szczepanik, 2000) oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009).

Po raz pierwszy wiek zespołów akritarch z utworów kambryjskich rozpoznanych w otworze Goczałkowice IG 1 oznaczono w latach 80. XX w. (Kowalczewski i in., 1984; Moczydłowska, 1985). Wówczas to z profilu Goczałkowice IG 1 ze stropu skał przeobrażonych (głęb. 3177,6–3180,2 m) opisano gatunki: *Timofeevia phosphoritica* i *T. lancarae*, co sugerowało środkowokambryjski i dolnotremadocki wiek tych utworów. W próbkach z głęb. 2766,0–2973,7 m oznaczono zespoły, których wiek określono na kambr dolny (*Holmia B*) – środkowy.

Opisane w profilu utworów kambryjskich otworu Goczałkowice IG 1 zespoły akritarch, oznaczenia ich wieku oraz następstwo w profilu były w kolejnych latach reinterpretowane (Kowalczewski, 1990; Moczydłowska, 1993, 1997).

W 1998 r. Moczydłowska przedstawiła kolejne wyniki prac nad profilem kambryjskim w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1. Przyjęte tym razem zasięgi stratygraficzne analizowanych zespołów różnią się od podawanych poprzednio. Kambryjskie zespoły *Acritarcha* z omawianego otworu opisano jako nie bogate, ale zróżnicowane stratygraficznie. Większą część profilu zaliczono do kambru dolnego, tak jak wskazują na to udokumentowane tu trylobity (Orłowski, 1975). Na podstawie zespołów mikroskamieniałości organicznych znalezionych w najwyższym odcinku badanego profilu tę część sekwencji zaliczono dość stanowczo do kambru środkowego. Wykonane przez autorkę niniejszego opracowania szczegółowe badania palinologiczne utworów kambru otworu Goczałkowice IG 1 (Jachowicz-Zdanowska, 2013) pozwoliły na weryfikację wyników wcześniejszych badań Moczydłowskiej (1993, 1997, 1998). Przeprowadzone badania w analizowanym profilu nie potwierdziły obecności zespołów mikroskamieniałości charakterystycznych dla utworów młodszych niż oddział 2 kambru.

Anna ŻYLIŃSKA

FAUNA TRYLOBITOWA KAMBRU W OTWORZE WIERTNICZYM GOCZAŁKOWICE IG 1 – IMPLIKACJE STRATYGRAFICZNE

Spośród ponad dwudziestu wierceń dokumentujących skały kambryjskie bloku górnośląskiego (Buła, 2000; Jachowicz-Zdanowska, 2013), otwór Goczałkowice IG 1 jest jedynym, w którym odnaleziono faunę trylobitową (Biernat, Baliński, 1973a; Orłowski, 1975). Skamieniałości trylobitów występują tu w ciemnoszarych mułowcach piaszczystych zaliczanych do ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny – najwyższa część formacji z Goczałkowic (Buła, 2000). Według dotychczas publikowanych danych trylobity występują w przedziale głęb. 2793,00–2850,45 m (Biernat, Baliński, 1973a; Orłowski, 1975; Nawrocki i in., 2004). Na postawie wyników uzyskanych z badań okazów zebranych i przekazanych przez dr Bronisławę Jednrykę-Fuglewicz w 2003 r., można przesunąć dolny zasięg występowania trylobitów w wierceniu Goczałkowice IG 1 znacznie niżej, do głębokości 2939,8 m. Tym samym trylobity w omawianym otworze występują w niemal 150-metrowym odcinku skał zaliczanych do ogniwa z Pszczyny, które jest zdefiniowane w przedziale głęb. 2765,0–2957,0 m (Buła, 2000). Najwięcej okazów pozyskano z przedziału głęb. 2840,0–2853,3 m.

Kambryjskie trylobity z wiercenia Goczałkowice IG 1 są nieliczne; dostępnych do badań jest zaledwie 15 okazów[1] (tab. 2). Mimo to zespół można uznać za zróżnicowany, zarówno pod względem wielkości skamieniałości, jak i przynależności taksonomicznej. Okazy charakteryzują się skrajnymi rozmiarami. Największe kranidium (fig. 13A) ma długość 43 mm, co sugeruje, że długość całego osobnika wynosiła do kilkunastu centymetrów. Natomiast najmniejszy, prawie kompletny fragment to toraks juwenilnego osobnika o długości nieco poniżej 4 mm (fig. 14C). Skamieniałości są zachowane w formie ośródek zewnętrznych i wewnętrznych oraz odcisków. W materiale pojawiają się przede wszystkim izolowane kranidia (9 okazów), ponadto występują kranidia z fragmentami toraksów (3 okazy) lub fragmenty samych toraksów (4 okazy). Stopień zachowania okazów jest umiarkowany, co niekorzystnie wpływa na możliwość precyzyjnej diagnozy taksonomicznej. Skamieniałości są zazwyczaj spłaszczone przez kompakcję, jednak nie wykazują deformacji związanych z tektoniką.

Na kolekcję, częściowo ilustrowaną we wcześniejszych opracowaniach (Orłowski, 1975; Nawrocki i in., 2004; tab. 2), składają się:

1. *Schmidtiellus panowi* (Samsonowicz), będący przedstawicielem rodziny Holmiidae. Takson ten jest reprezentowany przez jedno niekompletne kranidium z głęb. 2793,0 m (fig. 13A) oraz odcisk fragmentu toraksu z głębokości 2851,7 m (fig. 13B).

2. *Berabichia* sp., będąca przedstawicielem rodziny Ellipsocephalidae, podrodziny Antatlasiinae. Takson ten reprezentowany jest przez: 5 kranidiów, 2 kranidia z fragmentami toraksów i 1 fragment toraksu, z przedziału głęb. 2840,0–2853,3 m (fig. 14D–J).

[1] Wszystkie okazy są zdeponowane w Muzeum Geologicznym im. Stanisława Józefa Thugutta Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, akronim MWG ZI.

Tabela 2

Zestawienie okazów trylobitów w otworze Goczałkowice IG 1 wraz z głębokościami, numerami muzealnymi, informacją o ilustracjach okazów (numery figur w niniejszym opracowaniu pogrubiono) oraz odniesieniem do stratygrafii na podstawie trylobitów i akritarch

List of trilobite specimens in the Goczałkowice IG 1 borehole with depth intervals, museum numbers, information about previous illustrations of the material (figure numbers in this report are in bold) and reference to stratigraphy based on trilobites and acritarchs

Głęb. [m] Depth [m]	Nr muzealny Museum number	Takson Taxon	Część pancerza/ sposób zachowania Exoskeleton fragment/ mode of preservation	Ilustrowane w: Illustrated in:		Stratygrafia Stratigraphy	
						trylobity trilobites	akritarchy acritarchs
2793,00	MWG ZI/29/3713	*Schmidtiellus panowi*	kranidium/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 1, fig. 1a, b; Nawrocki i in., 2004, fig. 6; **fig. 13A**		*Holmia kjerulfi*	BAMA V
2840,00	MWG ZI/66/0122	*Berabichia* sp.	kranidium/pozytyw	**fig. 14J**			
2841,40	MWG ZI/29/3715	*Berabichia* sp.	kranidium/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 1, fig. 3; **fig. 14I**			
2842,30	MWG ZI/29/3718	*Berabichia* sp.	toraks/negatyw	Orłowski, 1975, pl. 2, fig. 1; **fig. 14F**			
2842,70	MWG ZI/29/3717	*Berabichia* sp.	kranidium + fragment toraksu/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 1, fig. 4; **fig. 14D**			
2843,50	MWG ZI/29/3716	*Strenuaeva* sp.	kranidium + toraks/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 2, fig. 4; **fig. 14B**			
2843,50	MWG ZI/29/3719	*Strenuaeva* sp.	kranidium/negatyw	–	**fig. 14H**		
		Berabichia sp.	kranidium/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 2, fig. 3a, b			
2844,00	MWG ZI/29/3714	*Berabichia* sp.	kranidium/pozytyw	Orłowski, 1975, pl. 2, fig. 2; **fig. 14E**			
2850,45	MWG ZI/29/3720	*Strenuaeva* sp.	kranidium/negatyw	Orłowski, 1975, pl. 1, fig. 2; **fig. 14A**			
2851,50	MWG ZI/66/0123	*Berabichia* sp.	kranidium/pozytyw	**fig. 14G**			
2851,70	MWG ZI/66/0119	*Schmidtiellus panowi*	niekompletny toraks/negatyw	**fig. 13B**			
2853,30	MWG ZI/66/0120	?*Strenuaeva* sp.	niekompletny toraks/pozytyw	**fig. 14C**			BAMA IV
2853,30		*Berabichia* sp.	kranidium/pozytyw	–			
2939,80	MWG ZI/66/0121	*Epichalnipsus* sp.	kranidium/pozytyw	**fig. 13C**			

3. *Strenuaeva* sp., będąca przedstawicielem rodziny Ellipsocephalidae, podrodziny Strenuaevinae1. Takson ten reprezentowany jest przez: 2 kranidia, kranidium z toraksem i toraks należący do juwenilnego osobnika, z przedziału głęb. 2843,5–2853,3 m (fig. 14A–C, H).

4. *Epichalnipsus* sp., będący przedstawicielem rodziny Ellipsocephalidae, podrodziny Strenuaevinae. Takson ten jest reprezentowany przez jedno niekompletne kranidium z głęb. 2939,8 m (fig. 13C).

Przynależność taksonomiczna okazów zaliczanych do *Schmidtiellus panowi* od czasu pierwszych publikacji (Orłowski, 1975) nie budziła nigdy zastrzeżeń. Okazy obecnie zaliczane do *Berabichia* sp. były wcześniej zaliczane (Orłowski, 1975) do gatunku *Ellipsocephalus nordenskjoeldi* Linnarsson, co było podważane w późniejszych pracach (Ahlberg, Bergström, 1978; Nawrocki i in., 2004; Cederström i in., 2022). Ich przypisanie rodzajowi *Ornamentaspis* Geyer (w pracy Nawrockiego i in., 2004) także nie jest właściwe. W tym opracowaniu przypisano je w otwartej nomenklaturze do rodzaju *Berabichia* Geyer. Okazy zaliczane obecnie do *Strenuaeva* sp. były opisywane jako *Strenuaeva primaeva* (Brøgger) (Orłowski, 1975), jednak i to oznaczenie było wielokrotnie kontestowane (Ahlberg, Bergström, 1978; Nawrocki i in., 2004; Cederström i in., 2022). Za Nawrockim i in. (2004) pozostawiono je w otwartej nomenklaturze w rodzaju *Strenuaeva* Richter et Richter. Przedstawiciel rodzaju *Epichalnipsus* Geyer, Popp, Weidner et Förster jest prezentowany po raz pierwszy w niniejszym opracowaniu.

Trylobity, będące podstawą chronostratygrafii systemu kambryjskiego, nawiercono w utworach kambryjskich na bloku górnośląskim wyłącznie w analizowanym otworze, zatem w sposób oczywisty stratygrafia kambru regionu musi być oparta na innych grupach skamieniałości, a pozycja stratygraficzna trylobitów rozpatrywana w korelacji z innymi obszarami w Polsce i na świecie, a także w odniesieniu do lokalnych poziomów wyznaczonych na podstawie zespołów akritarchowych.

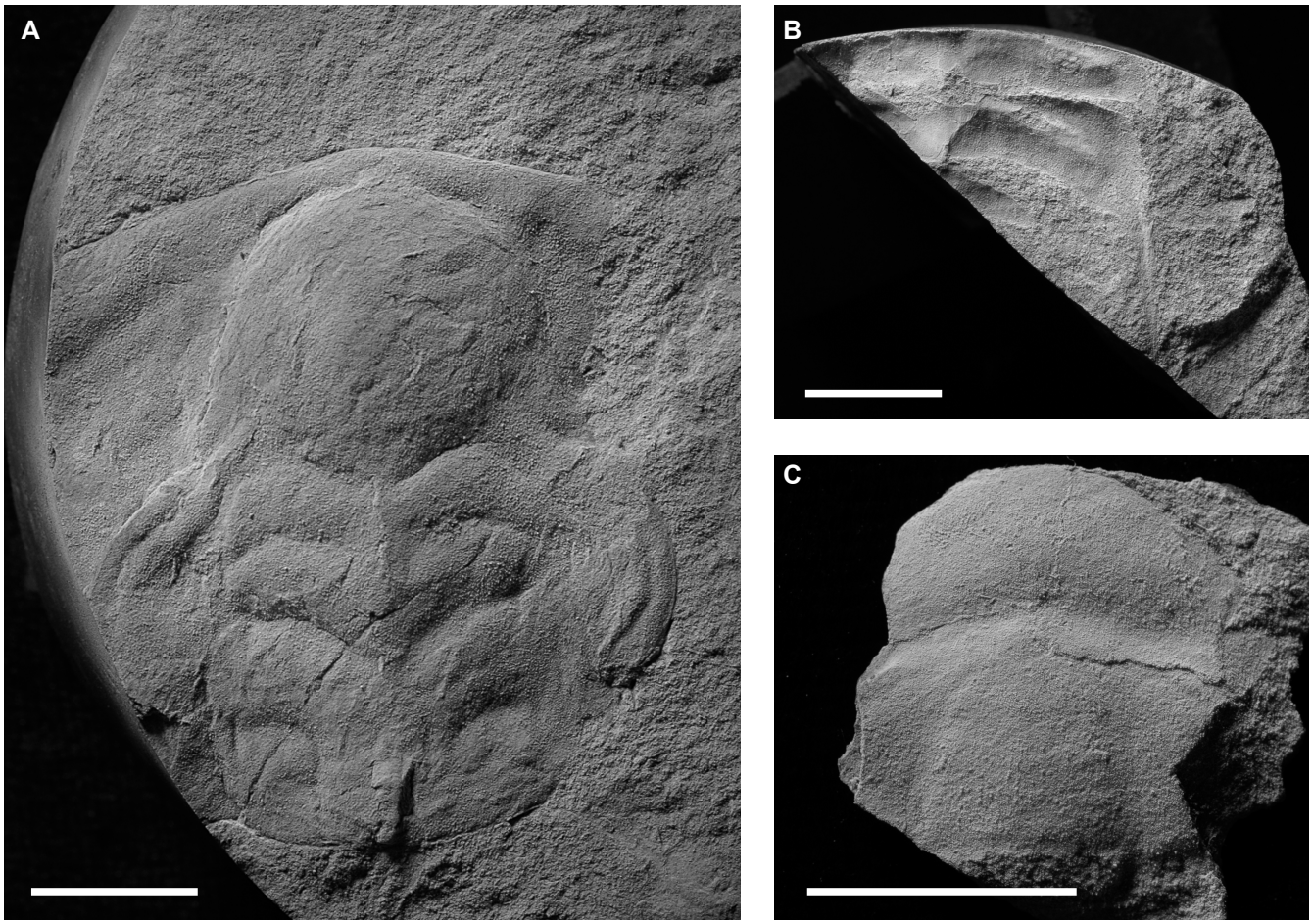


Fig. 13. Kambryjskie trylobity z ogniwa z Pszczyny w otworze Goczałkowice IG 1

A–B. *Schmidtiellus panowi* (Samsonowicz): A – kranidium, MWG ZI/29/3713, głęb. 2793,0 m; B – fragment pleury, negatyw, MWG ZI/66/0119, głęb. 2851,7 m. **C.** *Epichalnipsus* sp. kranidium, głęb. 2939,8 m. Skala liniowa = 10 mm

Cambrian trilobites from the Pszczyna Member in the Goczałkowice IG 1 borehole

A–B. *Schmidtiellus panowi* (Samsonowicz): A – cranidium, MWG ZI/29/3713, depth 2793.0 m; B – fragment of pleura, negative, MWG ZI/66/0119, depth 2851.7 m. **C.** *Epichalnipsus* sp. cranidium, depth 2939.8 m. Scale bar = 10 mm

Najwyższa jednostka formacji z Goczałkowic, tj. ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny, zaliczana była do bałtyckiego poziomu *Holmia* (Biernat, Baliński, 1973a; Orłowski, 1975; Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000; Jachowicz-Zdanowska, 2013); według najnowszych schematów stratygraficznych kambru Skandynawii interwał ten nazywany jest poziomem *Holmia kjerulfi* (np. Nielsen, Schovsbo, 2011; Ahlberg i in., 2016; Sundberg i in., 2016; Geyer, 2019). W jego obrębie na podstawie akritarch wyróżniono dwa lokalne poziomy zespołowe, tj. BAMA (*Brunovistulicum Acritarch Microflora Assemblage*): BAMA IV *Skiagia–Eklundia campanula* i BAMA V *Skiagia–Eklundia varia* (Jachowicz-Zdanowska, 2013). Obydwa poziomy stwierdzono w ogniwie z Pszczyny także w otworze Goczałkowice IG 1 (tab. 5 *w*: Jachowicz-Zdanowska, 2013). Spośród badanych trylobitów, trzy okazy należące do trzech taksonów występują w interwale przypisywanym BAMA IV, a pozostałe dwanaście należące do trzech taksonów – w interwale przypisywanym BAMA V (tab. 2).

Zespół trylobitów z otworu Goczałkowice IG 1 składa się z przedstawicieli rodzin Holmiidae i Ellipsocephalidae. O ile Holmiidae występują w zasadzie wyłącznie w skałach kambryjskich Skandynawii (z wyjątkiem rodzaju *Kjerulfia Kiaer*, który pojawia się także w profilach z Maroka, w domenie zachodniej Gondwany – patrz dyskusja *w*: Żylińska 2013b), o tyle ellipsocefalidy należą do trylobitów o szerokim rozprzestrzenieniu paleogeograficznym (Hupé, 1953; Geyer, 1990). Najliczniej występują w profilach reprezentujących zachodnią Gondwanę, tj. w Maroku i Hiszpanii (Geyer, 1990; Gozalo i in., 2003; Geyer, Landing, 2004). Charakteryzują także profile Awalonii (Wielka Brytania – np. Rushton i in., 2011; Nowa Fundlandia – np. Fletcher, 2006) i Baltiki (Skandynawia – np. Bergström, Ahlberg, 1981; Nielsen, Schovsbo, 2011; Cederström i in., 2022; Góry Świętokrzyskie – np. Orłowski, 1985, 1988; Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska 2013a, b).

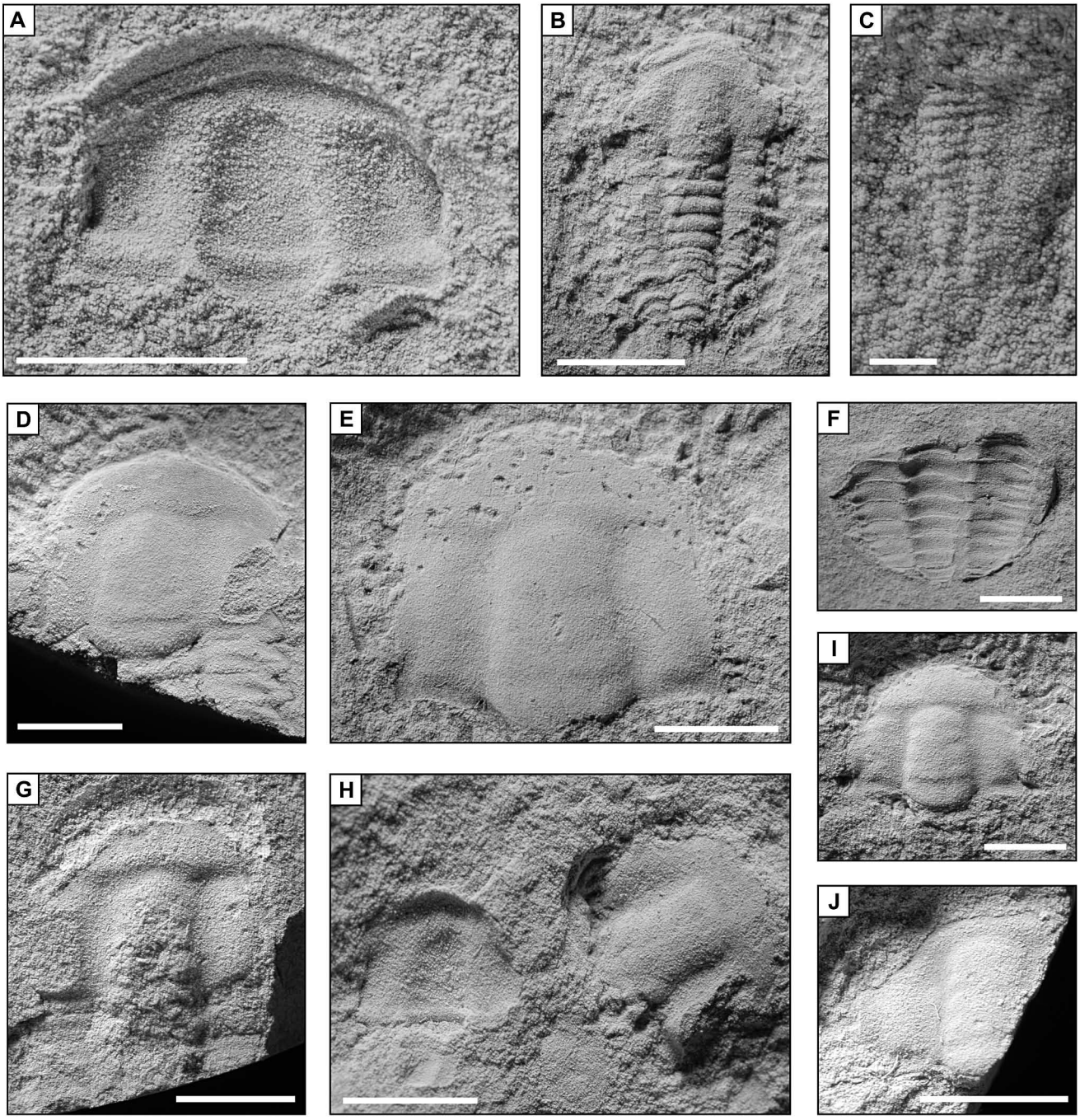


Fig. 14. Kambryjskie trylobity z ogniwa z Pszczyny w otworze Goczałkowice IG 1

A–C, H. *Strenuaeva* sp.: A – kranidium, negatyw, MWG ZI/29/3720, głęb. 2850,45 m; B – kranidium z toraksem, MWG ZI/29/3716, głęb. 2843,5; C – toraks juwenilnego osobnika, MWG ZI/66/0120, głęb. 2853,3 m; H – kranidium (lewe), negatyw, MWG ZI/29/3719, głęb. 2843,5 m. **D–J.** *Berabichia* sp.: D – kranidium z fragmentem toraksu, MWG ZI/29/3717, głęb. 2842,7 m; E – kranidium, MWG ZI/29/3714, głęb. 2844,0 m; F – niekompletny toraks, negatyw, MWG ZI/29/3718, głęb. 2842,3 m; G – kranidium z fragmentem toraksu, MWG ZI/66/0123, głęb. 2851,5 m; H – kranidium (prawe), MWG ZI/29/3719, głęb. 2843,5 m; I – kranidium, MWG ZI/29/3715, głęb. 2841,4 m; J – kranidium, MWG ZI/66/0122, głęb. 2840,0 m. Skala liniowa = 5 mm

Cambrian trilobites from the Pszczyna Member in the Goczałkowice IG 1 borehole

A–C, H. *Strenuaeva* sp.: A – cranidium, negative, MWG ZI/29/3720, depth 2850.45 m; B – cranidium with thorax, MWG ZI/29/3716, depth 2843.5; C – thorax of juvenile individual, MWG ZI/66/0120, depth 2853.3 m; H – cranidium (left specimen), negative, MWG ZI/29/3719, depth 2843.5 m. **D–J.** *Berabichia* sp.: D – cranidium with fragment of thorax, MWG ZI/29/3717, depth 2842.7 m; E – cranidium, MWG ZI/29/3714, depth 2844.0 m; F – incomplete thorax, negative, MWG ZI/29/3718, depth 2842.3 m; G – cranidium with fragment of thorax, MWG ZI/66/0123, depth 2851.5 m; H – cranidium (right specimen), MWG ZI/29/3719, depth 2843.5 m; I – cranidium, MWG ZI/29/3715, depth 2841.4 m; J – cranidium, MWG ZI/66/0122, depth 2840.0 m. Scale bar = 5 mm

Schmidtiellus Moberg w Moberg et Segerberg pojawia się w najstarszym trylobitowym poziomie biostratygraficznym Skandynawii, tj. w poziomie *Schmidtiellus mickwitzi* (Bergström, 1981; Ahlberg i in., 1986; Jachowicz-Zdanowska, ten tom – fig. 8). Na podstawie stratygrafii sekwencyjnej warstwy zawierające przedstawicieli rodzaju *Schmidtiellus* odniesiono do poziomu *Holmia kjerulfi* (Nielsen, Schovsbo, 2011; Jachowicz-Zdanowska, ten tom – fig. 8). Podobną pozycję stratygraficzną w lokalnym poziomie zespołowym *Holmia–Schmidtiellus* ma *Schmidtiellus panowi* z kambru Gór Świętokrzyskich (Żylińska, 2013a, b). Ellipsocefalidy w profilu otworu Goczałkowice IG 1 są reprezentowane przez rodzaje *Berabichia*, *Strenuaeva* i *Epichalnipsus*. Przedstawiciele *Berabichia* występują w poziomach *Antatlasia guttapluviae* i *Sectigena* Maroka (Geyer, 1990), w analogicznym interwale stratygraficznym Antarktydy (Palmer, Gatehouse, 1972; Palmer, Rowell, 1995) i Nowego Brunszwiku (Westrop, Landing, 2000), w poziomie *Holmia kjerulfi* Skandynawii (Geyer i in., 2004; Weidner i in., 2015; Cederström i in., 2022), oraz w poziomie *Holmia–Schmidtiellus* Gór Świętokrzyskich (Żylińska, 2013a, b, Żylińska i in., 2013). *Strenuaeva* to rodzaj występujący w Skandynawii (Ahlberg, Bergström, 1978; Ahlberg, 1980, 1984; Cederström i in., 2011, 2022), a także w Maroku i w awalońskiej części Nowej Fundlandii (Geyer, 1990). W Skandynawii przedstawiciele *Strenuaeva* pojawiają się w poziomie *Holmia kjerulfi*, np. *Strenuaeva primaeva* została wskazana jako pomocniczy takson wskaźnikowy dla tego poziomu (Ahlberg i in., 2016), i sięgają wyżej, do poziomu *Ellipsostrenua spinosa* (Cederström i in., 2022). *Epichalnipsus*, notowany tu po raz pierwszy z obszaru Polski, jest taksonem rozpoznanym wyłącznie na obszarze Skandynawii w skałach reprezentujący interwał od poziomu *Holmia kjerulfi* do poziomu *Dellingia scanica–Kingaspidoides lunatus* (Geyer i in., 2004; Weidner i in., 2015; Cederström i in., 2022).

Reasumując, fauna trylobitowa z ogniwa z Pszczyny, mimo niezbyt precyzyjnej przynależności taksonomicznej, sugeruje interwał odpowiadający bałtyckiemu poziomowi *Holmia kjerulfi*, co znajduje potwierdzenie w pozycji stratygraficznej lokalnych zespołów akritarchowych BAMA IV i BAMA V (Jachowicz-Zdanowska, 2013).

DEWON

Krystian WÓJCIK, Katarzyna SOBIEŃ

STRATYGRAFIA I ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI OSADÓW DEWONU

Litostratygrafia

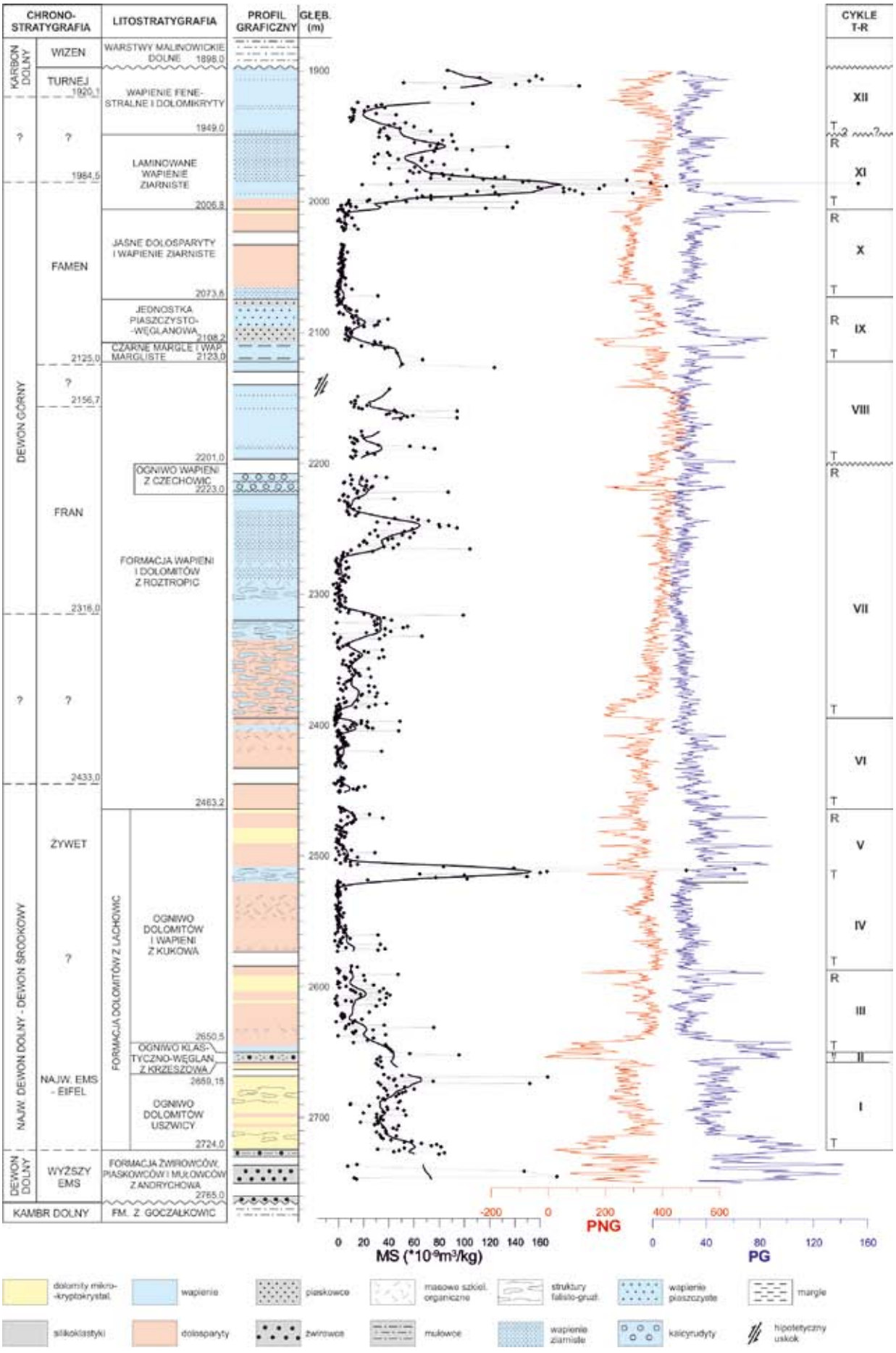
Utwory dewonu w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 zostały po raz pierwszy opisane przez Kotasa (1973a, b) na etapie przygotowywania dokumentacji geologicznej (wynikowej) otworu. Autor podzielił profil na trzy podstawowe jednostki litostratygraficzne – dolnodewońską podstawową serię terygeniczną o miąższości 42,2 m, eifelsko-żywecką serię dolomityczną, mierzącą 314,0 m, oraz serię wapienną o miąższości 474,0 m, sięgającą od franu aż po turnej. Te trzy serie składały się na formację węglanową o łącznej miąższości 830,2 m. Kotas (1973a) dostrzegł erozyjny charakter dolnej i górnej granicy opisanej przez siebie dewońsko-turnejskiej formacji. Znacznie później Heller (1995) wydzielił w obrębie sukcesji wapiennej 12 nieformalnych jednostek litostratygraficznych, które nie przyjęły się jednak w późniejszej literaturze przedmiotu. Jak dotychczas, najbardziej kompletny podział litostratygraficzny utworów dewonu (ale także dolnego karbonu) w profilu otworu Goczałkowice IG 1, opatrzony szerokim komentarzem, korelacją z sąsiednimi otworami i odsłonięciami bloku górnośląskiego oraz podparty pokaźnym materiałem badawczym, opracował Narkiewicz (2005) – ta publikacja stała się podstawą podziału litostratygraficznego przyjętego w niniejszej pracy.

Narkiewicz (2005) wyróżnił w sukcesji dewonu otworu Goczałkowice IG 1 trzy formalne jednostki litostratygraficzne na szczeblu formacji (fig. 15):

- żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa (41 m);
- dolomitów z Lachowic (260,8 m), podzieloną kompletnie na trzy ogniwa (kolejno od spągu):
  - dolomitów z Uszwicy (64,84 m),
  - klastyczno-węglanowe z Krzeszowa (8,65 m),
  - dolomitów i wapieni z Kukowa (187,3 m);
- wapieni i dolomitów z Roztropic (340,2 m), w obrębie której wyróżnił ogniwo wapieni z Czechowic (22,0 m);

przykryte przez następnych pięć jednostek nieformalnych:

- czarne margle i wapienie margliste (14,8 m),
- jednostkę piaszczysto-węglanową (34,6 m),
- jasne dolosparyty i wapienie ziarniste (66,8 m),
- laminowane wapienie ziarniste (57,8 m),
- wapienie fenestralne i dolomikryty, sięgające turneju (51,0 m).


CHRONO-STRATYGRAFIA
LITOSTRATYGRAFIA
PROFIL GRAFICZNY
GŁĘB. (m)
CYKLE T-R
KARBON DOLNY
WIZEN
TURNEJ
1920,1
WARSTWY MALINOWICKIE DOLNE 1898,0
WAPIENIE FENESTRALNE I DOLOMIKRYTY
1949,0
LAMINOWANE WAPIENIE ZIARNISTE
1984,5
2006,8
JAŚNE DOLOSPARYTY I WAPIENIE ZIARNISTE
2073,6
JEDNOSTKA PIASZCZYSTO-WĘGLANOWA
2108,2
CZARNE MARGLE I WAP. MARGLISTE
2123,0
2125,0
2156,7
2201,0
OGNIWO WAPIENI Z CZECHOWIC
2223,0
FORMACJA WAPIENI I DOLOMITÓW Z ROZTROPIC
2316,0
2433,0
2463,2
OGNIWO DOLOMITÓW I WAPIENI Z KUKOWA
2650,5
OGNIWO KLASTYCZNO-WĘGLAN. Z KRZESZOWA
2659,15
OGNIWO DOLOMITÓW USZWICY
2724,0
2765,0
DEWON GÓRNY
DEWON DOLNY
NAJW. DEWON DOLNY - DEWON ŚRODKOWY
FAMEN
FRAN
ŻYWET
NAJW. EMS - EIFEL
WYŻSZY EMS
FORMACJA DOLOMITÓW Z LACHOWIC
FORMACJA ŻWIROWCÓW, PIASKOWCÓW I MUŁOWCÓW Z ANDRYCHOWA
KAMBR DOLNY
FM. Z GOCZAŁKOWIC
?
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
XII
XI
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
I
R
T
-200
0
200
400
600
PNG
0 20 40 60 80 100 120 140 160
MS (*10⁻⁹m³/kg)
0
40
80
120
160
PG
dolomity mikro-kryptokrystal.
wapienie
piaskowce
masowo szkiel. organiczne
struktury falisto-gruzł.
wapienie pisoszczyste
margle
silikoklastyki
dolosparyty
żwirowce
mułowce
wapienie ziarniste
kalcyrudyty
hipotetyczny uskok

Formacja żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa

Formacja ta jest tożsama z podstawową serią terygeniczną wydzieloną przez Kotasa (1973a). Odpowiada również górnej części serii piaskowcowo-mułowcowej Koniora (1966, 1969), jednostce A u Narkiewicza (1996) i jednostce I u Tomaś i Zająca (1996). Koreluje się również z warstwami zabierzowskimi z rejonu Dębnika, Olkusza i Zawiecia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2724,0–2765,0 m i przykrywa erozyjnie utwory kambru (fig. 15).

Formacja składa się z utworów klastycznych – żwirowców, piaskowców i mułowców przeławiconych iłowcami. Żwirowce zawierają nieobtoczone i słabo obtoczone klasty skał kambryjskich i intraklasty mułowców, rzadko widoczne jest warstwowanie horyzontalne lub przekątne. Piaskowce i mułowce kwarcowe zawierają domieszkę muskowitu i skaleni. Kotas (1973a) zanotował również obecność warstwy podobnej do tufitu.

Piaskowce tej formacji pod względem petrograficznym (wg Cebulaka i in., 1973) reprezentują typ szarogłazowy, mają strukturę psamitową, drobnoziarnistą z domieszką materiału gruboziarnistego lub gruboziarnistą, teksturę równoległą, wyrażoną równoległym ułożeniem łusek mik, do bezładnej. Ziarna są półkanciaste, rzadziej kanciaste i ostrokrawędziste, reprezentowane przez kwarc, okruchy kwarcytów i łupków kwarcytowych, podrzędnie występują skalenie – ortoklaz i plagioklazy, muskowit, a akcesorycznie cyrkon i biotyt. Widoczne są również bardzo drobne wpryski pirytu, który wykazuje tendencję do tworzenia większych skupień. Spoiwo buduje substancja drobnołuseczkowa/hydromika z domieszką węglanów. Na głęb. 2736,2 m występuje mułowiec hydromikowy o charakterze tufitowym, pelityczno-aleurytowej strukturze i bezładnej teksturze, z pseudomorfozami po biotytach i drobnymi ziarnami kwarcu o nieregularnych, często zatartych w masie skalnej krawędziach.

Formacja andrychowska na krzywych karotażowych promieniowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG) charakteryzuje się zróżnicowanym zapisem z wyraźnym podwyższeniem wartości PG w miejscach żwirowców (fig. 15). Narkiewicz (2005) sugeruje obecność 3–4 cykli o ziarnie zmniejszającym się ku górze.

Na podstawie prac Koniora (1966, 1969), Kotasa (1973a), Ślączki (1985b) i Turnau (1974) formacja z Andrychowa została przez Narkiewicza (2005) zaliczona do wyższego emsu, chociaż autor podkreśla diachroniczny charakter jednostki, która gdzie indziej może sięgać dewonu środkowego. Formacja reprezentuje lądowe środowiska sedymentacji – prawdopodobnie proksymalne stożki aluwialne, które rozwijały się na etapie poprzedzającym dewońską transgresje morską (Narkiewicz 1996, 2005).

Formacja dolomitów z Lachowic

Formacja lachowicka odpowiada dolnej i środkowej części serii dolomitycznej, wydzielonej przez Kotasa (1973a), odpowiada również jednostce B u Narkiewicza (1996), a szerzej – koreluje się z dolomitami ze Zbrzy w rejonie Olkusza oraz szkieletowymi wakstonami z bioturbacją, dolomitami ze Zbrzy i wapieniami z Dziewek z rejonu Dębnika i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). Formacja ta w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2463,2–2724,0 m i przykrywa zgodnie utwory formacji andrychowskiej (fig. 15). Składa się głównie z dolomikrytów i dolosparytów ze znaczną, malejącą ku górze, domieszką ilastą. Granice formacji są nieostre – w dolnej części pojawiają się jeszcze przeławicenia piaskowców oraz mułowców i iłowców z muskowitem, margli i mułowców dolomitycznych i domieszką kwarcu w dolomitach. W części stropowej podrzędnie pojawiają się wapienie. Formacja jest wyraźnie trójdzielna, co było podstawą do rozróżnienia przez Narkiewicza (2005) trzech kolejnych ogniw litostratygraficznych.

Dolna granica formacji lachowickiej jest diachroniczna i na bloku górnośląskim przebiega na pograniczu dewonu dolnego i środkowego, przy czym w omawianym otworze Narkiewicz (2005) stawia ją w obrębie dewonu dolnego .

Ogniwo dolomitów z Uszwicy

Ogniwo z Uszwicy odpowiada dolomitom i wapieniom z bioturbacją, wydzielonym przez Narkiewicza (2001) w rejonie Rajbrotu, oraz koreluje się ze szkieletowymi wakstonami z bioturbacją i niższą częścią dolomitów ze Zbrzy w rejonie Dębnika, Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). Może również odpowiadać ogniwu wapieni z Dąbrowy i ogniwu dolomitów z Jurkowic z Gór Świętokrzyskich (Wójcik, 2015). Ogniwo uszwickie w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2659,15–2724,0 m (fig. 15).

Fig. 15. Kambryjskie trylobity z ogniwa z Pszczyny w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1

Stratygrafia, litologia i cykle transgresywno-regresywne (T-R) w utworach dewonu otworu Goczałkowice IG 1 wg Narkiewicza, 2005 (nieznacznie zmienione) wraz z krzywymi karotażowymi PG i PNG oraz wynikami pomiarów podatności magnetycznej (szara linia – oryginalne pomiary, czarna linia – uśrednionych 10 kolejnych pomiarów)

Cambrian trilobites from the Pszczyna Member in the Goczałkowice IG 1 borehole

Stratigraphy, lithology and transgressive-regressive cycles (T-R) in the Devonian of the Goczałkowice IG 1 well acc. to Narkiewicz, 2005 (slightly modified) with GR and NEGR curves and the results of magnetic susceptibility (grey line – original measurements, black line – 10points moving window)

Ogniwo jest wykształcone głównie jako ciemne dolomikryty margliste o teksturze gruzłowej, wywołanej bioturbacją, rzadziej występują dolomity drobnokrystaliczne i brekcje oraz dolomity o płaskiej laminacji ze szczelinami z wysychania. Narkiewicz (2005) wspomina również o okrągławych skupieniach jasnego dolosparytu – być może pseudomorfozach po siarczanach. Skamieniałości są trudno rozpoznawalne, rzadko są dostrzegalne muszle ramienionogów.

Pod względem petrograficznym (Cebulak i in., 1973; Narkiewicz, 2005) ogniwo dolomitów z Uszwicy jest reprezentowane głównie przez częściowo zrekrystalizowane dolomitowe madstony i wakstony z peloidami o charakterze grudek fekalnych. Tekstura skały jest bezładna do niewyraźnie równoległej. Podrzędnie występują szczątki organiczne – prawdopodobnie ramienionogi, a także drobne ziarna obleczone o charakterze pseudoooidów lub mikroonkoidów oraz pojedyncze ziarna kwarcu, okruchy kwarcytów i muskowit. Powszechnie występuje rozproszony piryt. W niższej części jednostki domieszka kwarcu w utworach węglanowych jest większa, pojawiają się też piaskowce o podobnym charakterze petrograficznym jak w formacji andrychowskiej oraz iłowce hydromikowe.

Ogniwo z Uszwicy na krzywych karotażowych jest dość jednorodne (fig. 15). Jedynie w dolnej części na profilowaniu PG pojawiają się podwyższone wartości, związane z domieszką terygeniczną. Wyżej krzywa ma stabilny zapis, chociaż relatywnie wyższa jest promieniotwórczość naturalna w stosunku do równie jednorodnego ogniwa kukowskiego. Jest to zapewne związane z wyższą zawartością substancji ilastej.

Na podstawie konodontów i małżoraczków, ale także miospor i akritarch opracowanych w otworze Rajbrot 2 (Matyja i in., 2001), Narkiewicz (2005) przyjął wiek ogniwa uszwickiego w otworze Goczałkowice IG 1 na pograniczu dewonu dolnego i środkowego. Ogniwo, według tego samego autora, reprezentuje środowiska sedymentacji płytkiej strefy niżejpływowej, z przewagą warunków zubożonych w tlen i zmniejszającym się dopływem materiału terygenicznego, okresowo – perylitoralne.

Ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa

Narkiewicz (1999) zaliczył wcześniej górną część ogniwa z Krzeszowa do nieformalnego poziomu Bm w obrębie jednostki B w rejonie Lachowic. Ogniwo krzeszowskie koreluje się z środkową częścią dolomitów ze Zbrzy w rejonie Dębnika oraz z pograniczem dolomitów ze Zbrzy i wapieni z Dziewek z regionu Olkusz–Zawiercie (Narkiewicz 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). Odpowiada też wyróżnionej przez Tomaś i Zająca (1996) jednostce III. W profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2650,50–2659,15 m (fig. 15).

Ogniwo wyraźnie kontrastuje ze skałami niżej i wyżej leżącymi. W niższej części jest zbudowane z drobno- i średnikrystalicznego dolosparytu ze szczątkami/reliktami stromatoporoidów. Wyższą część jednostki tworzą jasne piaskowce i drobnoziarniste żwirowce z otoczakami kwarcowymi o średnicy do 2 cm i okruchami wapiennymi i być może redeponowanymi szkieletami organicznymi (Narkiewicz, 2005). Rzadko jest widoczna w nich płaska lub przekątna laminacja. Podrzędnie występują też okruchy pstrych iłowców, szare dolomikryty i łupki ilaste.

Cebulak i in. (1973) z ogniwa klastyczno-węglanowego z Krzeszowa opisali piaskowce o strukturze psamitowej, różnoziarnistej oraz o bezładnej teksturze. Wśród ziaren dominuje kwarc, okruchy kwarcytów, łupków kwarcytowych i skał wulkanicznych, sporadycznie występują muskowit i skalenie – ortoklaz, a w skale jest rozproszony piryt. Ziarna są ostrokrawędziste i słabo obtoczone do dobrze obtoczonych. Spoiwo jest krzemionkowo-węglanowo-ilaste lub węglanowo-ilaste. Poza piaskowcami, w płytkach cienkich zidentyfikowano również iłowce hydromikowe o bezładnej teksturze z domieszką ziaren kwarcu i kwarcytów oraz z rozproszonym pirytem.

Ogniwo z Krzeszowa na krzywych karotażowych, zwłaszcza w wyższej części, odznacza się podwyższonymi wartościami PG (fig. 15). Jest to zapewne związane z większą domieszką minerałów ilastych.

Wiek ogniwa krzeszowskiego Narkiewicz (2005) określił jedynie na podstawie jego ogólnej pozycji w sukcesji litologicznej na dewon środkowy. Ten sam autor zinterpretował osady ogniwa jako powstałe w środowiskach płytkomorskiej platformy węglanowej – początkowo w fazie transgresywnej, w obrębie platformy środkowej, częściowo odciętej od środowisk otwartomorskich, a później – w fazie regresywnej, w której zaznaczył się dopływ materiału terygenicznego.

Ogniwo dolomitów i wapieni z Kukowa

Ogniwo z Kukowa odpowiada prawdopodobnie niższej części jednostki wapieni, dolomikrytów i dolosparytów (WDD) opisanej z rejonu Rajbrotu (Narkiewicz 2001, 2005). Koreluje się natomiast z wyższą częścią dolomitów ze Zbrzy w rejonie Dębnika oraz wapieni z Dziewek z regionu Olkusz–Zawiercie (Narkiewicz 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). Ogniwo z Kukowa w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2463,2–2650,5 m (fig. 15).

Narkiewicz (2005) dolną granicę ogniwa ulokował w profilu Goczałkowice IG 1 nad najwyższą partią piaskowcową, w spągu 4-metrowej miąższości pakietu szarych iłowców i margli wapnistych z bioturbacją i poziomami jasnych gruzłów dolosparytowych oraz wkładkami wapiennych madstonów. Wyżej profil jest zdominowany przez drobno- i średniokrystaliczne jednorodne lub laminowane dolosparyty o zazwyczaj ciemnej barwie. Domieszka minerałów ilastych jest niewielka, koncentrują się one w postaci cienkich smug rezydualnych i szwów stylolitowych. Dolosparyty wykazują wtórną porowatość – kawernistość rozpuszczeniową po szkieletach organicznych. Wśród skamieniałości są rozpoznawalne szkielety gałązkowych i masywnych stromatoporoidów, gałązkowych tabulatów, ramienionogów, występują także krynoidy, koralowce czteropromienne i glony, tworzące powłoki onkoidowe. Laminacja jest pod-

kreślona niekiedy poziomymi norami lub ma charakter mikrobialny. Drugim dominującym typem litologicznym są dolomikryty, zazwyczaj nieco margliste, które koncentrują się w pakietach o miąższości 0,1–5,0 m lub jako nieregularne relikty w dolosparytach, będących zapewne efektem neomorfizmu (Narkiewicz, 2005). W dolomikrytach występuje płaska laminacja mikrobialna, laminacja mechaniczna (zwłaszcza w ciemniejszych odmianach dolomikrytów), intraklasty (często o pokroju tabliczkowym) oraz struktury fenestralne. Występują też poziomy brekcji śródformacyjnych, być może częściowo o genezie kolapsyjnej – z rozpuszczania siarczanów, chociaż, jak podkreśla Narkiewicz (2005), samych skał tego typu nie znaleziono. Udział wapieni w profilu jest podrzędny i wynosi do 10%. Poza częścią przyspągową, wapienie o falistej i gruzłowej teksturze, przeławicone czarnymi marglami, występują jako niezbyt wyraźnie wyodrębniony pakiet na głęb. ok. 2505,0–2519,0 m. Wapienie są laminowane, obecne są też deformacje śródformacyjne i budinaż. Wśród skamieniałości występują w nich rzadko gałązkowe i masywne stromatoporoidy i pojedyncze krynoidy. Strop ogniwa Narkiewicz (2005) ustanowił powyżej najwyższej warstwy dolomikrytów i dolomikrosparytów nieco wapnistych i jednorodnych, o niewyraźnej teksturze brekcji.

W obrazie petrograficznym, wg Cebulaka i in. (1973) oraz Narkiewicza (2005), w ogniwie dolomitów i wapieni z Kukowa dominują częściowo zrekrystalizowane madstony, wakstony i pakstony szkieletowe z kalcisferami, strukturami glonowymi i małżoraczkami oraz, zwłaszcza w wyższej części ogniwa, relikty wapiennych madstonów. Podrzędnie pojawiają się ziarna obleczone – pseudoooidy, onkoidy i kwarc. Tekstura skały jest bezładna lub równoległa, podkreślona smugami ilastymi – mikrostylolitami. Pierwotna struktura skały jest zatarta dolomityzacją – w ilastym, mikrytowym lub dolomikrytowym tle skalnym tkwią luźne lub gęściej upakowane romboedryczne kryształy dolomitu. Powszechnie występuje też rozproszony piryt. Ponadto zidentyfikowano też mikrostruktury rudstonów/floatstonów intraklastowych o ilasto-dolomitycznym spoiwie i bezładnych iłowców z ziarnami kwarcu.

Na krzywych karotażowych ogniwo z Kukowa odznacza się relatywnie niskimi wartościami PG w interwałach zdominowanych przez dolosparyty (fig. 15). W miejscach, w których wzrasta udział dolomikrytów i wapieni, wzrasta również promieniotwórczość, co jest efektem większej domieszki minerałów ilastych. Zapis karotażowy nie ujawnia jakiejkolwiek cykliczności.

Według Narkiewicza (2005) wiek ogniwa Kukowskiego można określić na dewon środkowy, co wynika z jego ogólnej pozycji w sukcesji litologicznej. W pewnej sprzeczności z taką diagnozą stoją jednak datowania konodontowe i otwornicowe wyższej części jednostki wapieni, dolomikrytów i dolosparytów (WDD) z rejonu Rajbrotu (Matyja i in., 2001), która, chociaż zapewne odpowiada utworom nadległym względem ogniwa kukowskiego, jest datowana na famen. Według Narkiewicza (2005) środowisko sedymentacji osadów ogniwa kukowskiego oscylowało od warunków perylitoralnych z podwyższonym zasoleniem, przez płytkie niżejpływowe/lagunowe odcięte od otwartego zbiornika do otwartomorskich, niżejpływowych. W profilu Goczałkowice IG 1 – w obrębie ogniwa kukowskiego – wg Narkiewicza (*op. cit.*) można wyróżnić trzy cykle wyższego rzędu, które rozpoczynają się spągowymi utworami wapiennymi, grubymi dolosparytami z reliktami szkieletowymi i wapieniami falisto-gruzłowymi i reprezentują transgresywne części cykli.

Formacja wapieni i dolomitów z Roztropic

Formacja roztropicka odpowiada jednostkom od C do F, które zostały wcześniej wyróżnione w profilu Lachowice 7 (Narkiewicz, 1996). W profilu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2123,0–2463,2 m i przykrywa zgodnie utwory formacji lachowickiej (fig. 15).

Dolna część formacji jest zbudowana z szarych dolosparytów o jednorodnej lub gruzłowej teksturze ze znacznym udziałem zdolomityzowanych lub częściowo rozpuszczonych gałązkowych stromatoporoidów. Rzadziej występują stromatoporoidy masywne, krynoidy, ramienionogi i gałązkowe tabulaty. Rzadko jest też widoczna laminacja. Utwory te odznaczają się wtórną porowatością rozpuszczeniową. Minerały ilaste koncentrują się w smugach rezydualnych. Środkową część formacji budują wapienie stromatoporoidowe o charakterze biostromalnym z masywnymi i gałązkowymi stromatoporoidami jako głównymi składnikami szkieletowymi. Mniej licznie występują koralowce. Ta część profilu charakteryzuje się większą zawartością minerałów ilastych, która ujawnia się zarówno w marglistym i zdolomityzowanym tle skalnym, jak i jako przeławicenia falisto-gruzłowych margli. Wapienie jako główny typ litologiczny mają charakter biostrom z zachowanymi w pozycji wzrostu lub nieznacznie redeponowanymi stromatoporoidami, tabulatami, ramienionogami i koralowcami gałązkowymi. Występują także krynoidy i ślimaki oraz powłoki glonowe na szkieletach i onkoidy. Wyższą część formacji budują wapienie stromatoporoidowe i zbioturbowane wapienie ziarniste, maleje marglistość i zmniejsza się udział partii o teksturze falisto-gruzłowej. Rzadka laminacja ma charakter mechaniczny i mikrobialny, często pojawiają się struktury fenestralne. Udział składników szkieletowych maleje, najpowszechniej występują biostromy zbudowane z gałązkowych stromatoporoidów. Powyżej w profilu pojawia się charakterystyczny pakiet wapieni mikrytowych – ogniwo wapieni z Czechowic. W stropie formacji roztropickiej – powyżej ogniwa czechowickiego – występują zaś wapienie mikrytowe z onkoidami i podrzędnym udziałem stromatoporoidów gałązkowych. Mają one różnorodne tekstury – od jednorodnej do laminowanej i falisto-gruzłowej, gdzieniegdzie występują bioturbacje i struktury fenestralne. Strop formacji roztropickiej Narkiewicz (2005) usytuował poniżej charakterystycznego piku PG, związanego prawdopodobnie z pierwszą wkładką czarnego marglu. Jest to uzasadnione słabą kompletnością rdzenia w tym odcinku profilu.

W obrazie mikroskopowym formacja jest dość zróżnicowana w granicach mikrofacji węglanowych (Cebulak

i in., 1973; Narkiewicz, 2005). Najczęściej występują tutaj dolomitowe i wapienne madstony i wakstony peliodowo-szkieletowe o teksturze bezładnej do falisto-gruzłowej o zmiennym stopniu marglistości. Częste są też (zwłaszcza w środkowej części profilu) floatstony zbudowane z gałązkowych i masywnych stromatoporoidów i tabulatów z ramienionogami, koralowcami, krynoidami i ślimakami. Niektóre szkielety są obrośnięte powłokami glonowymi. Mniej licznie występują onkoidy i intraklasty. W matriksie o strukturze pakstonu lub greinstonu występują peloidy, małżoraczki, kalcisfery, szczątki glonów, ramienionogów i ślimaków. Występują też wapienne pakstony intraklastowo-peloidowo-szkieletowe z amfiporami, małżoraczkami, kalcisferami, glonami i otwornicami jednokomorowymi oraz z akcesorycznym udziałem ramienionogów, krynoidów i kolców jeżowców. Narkiewicz (2005) zwrócił również uwagę na występowanie (w pojedynczych przypadkach) cementów wadycznych.

Profil formacji roztropickiej charakteryzuje się względnie jednolitym zapisem karotażowym z wyraźnie niskimi wartościami PG, nawet w częściach profilu wyraźnie marglistych (fig. 15). Jedynie w samym stropie profilu następuje stopniowy wzrost PG i spadek PNG związany z większą zawartością minerałów ilastych.

Formacja roztropicka reprezentuje prawdopodobnie przedział od najwyższego żywetu po niższy famen (Narkiewicz, 2005). Za taką interpretacją przemawia zespół ramienionogów i stromatoporoidów opisany przez Biernat i Balińskiego (1973b) oraz Kaźmierczaka (1973) w ramach opracowania dokumentacji wynikowej otworu Goczałkowice IG 1. Według Narkiewicza (2005) dolna część formacji roztropickiej powstała w środowiskach centralnej części platformy węglanowej, oddalonych od brzegu i nieco odizolowanych od otwartego morza (brak domieszki terygenicznej i otwatomorskiej fauny). Część środkowa formacji powstała w niższej strefie rampy węglanowej. Wyższą część formacji Narkiewicz (2005) zinterpretował jako osady przybrzeżnej, proksymalnej części rampy węglanowej, izolowanej od otwartego zbiornika, natomiast jej strop – ponad wapieniem czechowickim – odzwierciedla sedymentację na wewnętrznej platformie lub górnej rampie węglanowej.

Ogniwo wapieni z Czechowic

Ogniwo z Czechowic odpowiada jednostce F z rejonu Lachowic, a także koreluje się z jednostką i ogniwem kalcyrudytów, opisanych z rejonu Dębnika, Olkusza i Zawiecia (Narkiewicz 1978, 1996, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). Ogniwo czechowickie w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2201,0–2223,0 m (fig. 15).

Dolną granicę ogniwa Narkiewicz (2005) wyznaczył w spągu 10-centymetrowej wkładki marglu z intraklastami wapiennymi i kanalikami wypełnionymi sparytem. Wyżej występują jasne zlepieńce wapienne i wapienie mikrytowe z rzadką i słabo czytelną laminacją, strukturami fenestralnymi i nieregularnymi skupieniami sparytu. W ich obrębie występuje 20-centymetrowej miąższości wkładka wapienia amfiporowego. Zlepieńce składają się z niewysortowanych lub źle wysortowanych klastów wapiennych zawieszonych w zielonawym ilasto-marglistym spoiwie.

Pod względem petrograficznym (Cebulak i in., 1973; Narkiewicz, 2005) ogniwo czechowickie jest reprezentowane przez wapienne madstony, wakstony i pakstony z mikrytowymi ziarnami i nielicznymi skamieniałościami – kalcisferami i prawdopodobnie glonami. W matriksie ujawniają się wyraźne spękania i fenestra wypełnione sparytem, niekiedy o charakterze cementu mikrostalaktytowego. Drugim typem mikrostrukturalnym, związanym z poziomami zlepieńców, są rudstony intraklastowe, w których klasty mają niekiedy otoczki stromatolitowe, a matriks stanowi marglisto-ilasty madston. Widoczne są też pory rozpuszczeniowe, częściowo wypełnione osadem i zabliźnione sparytem.

Ogniwo z Czechowic na krzywych karotażowych odznacza się podwyższonymi wartościami PG i obniżonymi wartościami PNG, co jest związane z obecnością marglistego tła poziomów zlepieńców (fig. 15).

Narkiewicz (2005) przyjął interpretację frańskiego wieku ogniwa, która wynika z analizy biostratygraficznej stromatoporoidów (Kaźmierczak, 1973). Poziomy zlepieńców zostały zinterpretowane jako rezydualne pokrywy wietrzeniowe powstałe podczas epizodów emersji rampy/platformy węglanowej w warunkach tworzenia caliche i zaczątkowego krasu.

Czarne margle i wapienie margliste

Jednostka koreluje się z wyższą częścią wapieni płytowych z rejonu Dębnika oraz łupkami ilastymi z rejonu Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje na głęb. 2108,2–2123,0 m i przykrywa zgodnie utwory formacji roztropickiej (fig. 15).

Według Narkiewicza (2005) nieformalna jednostka czarnych margli i wapieni marglistych składa się z ciemnych łupków ilastych, margli wapinistych, margli dolomitycznych i wapieni ilastych z przejawami bioturbacji. Miejscami licznie występują w nich ramienionogi i amfipory. W stropie jednostki pojawiają się zbioturbowane mułowce i piaskowce wapniste. W obrazie mikroskopowym stwierdzono madstony, wakstony i pakstony z ramienionogami i szczątkami mszywiołów (Cebulak i in., 1973; Narkiewicz, 2005).

Na krzywych karotażowych czarne margle i wapienie margliste odznaczają się wzrostem wartości PG z wyraźnym pojedynczym pikiem w części spągowej (fig. 15).

Narkiewicz (2005), na podstawie zespołu ramienionogów opracowanych przez Biernat i Balińskiego (1973b), zaliczył jednostkę czarnych margli i wapieni marglistych do famenu. Zwrócił również uwagę na obecność amfipor, zidentyfikowanych przez Kotasa (1973a) w interwale głęb. 2112,7–2118,0 m, które zinterpretował jako szczątkowy zespół stromatoporoidów najniższego famenu. Środowiskiem sedymentacji osadów zaliczonych do jednostki mógł być natomiast basen szelfowy niżejpływowy i okresowo niedo-

tleniony przy dnie albo płytki szelf ilasto-węglanowy odcięty od otwartego zbiornika (za czym przemawia obecność amfipor; Narkiewicz, 2005).

Jednostka piaszczysto-węglanowa

Jednostka koreluje się z niższą częścią wapieni mikrytowych i ziarnistych z rejonu Dębnika oraz niższą częścią zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych z rejonu Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz, Racki, 1984). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 jednostka piaszczysto-węglanowa występuje na głęb. 2073,6–2108,2 m (fig. 15).

Według Narkiewicza (2005) jednostka rozpoczyna się warstwą białego piaskowca z okruchami ciemnych margli w spągowych 20–30 cm. Wyżej znajdują się jasne, zbioturbowane piaskowce o spoiwie wapnistym lub dolomitycznym z bioklastami, wśród których przeważają ramienionogi. Mają jednorodną teksturę, rzadziej płasko lub przekątnie laminowaną. Podrzędnie występują w różnym stopniu selektywnie zdolomityzowane i niemal całkowicie zbioturbowane wapienie mikrytowe i ziarniste, co nadaje gruzłową teksturę skały. Wśród szczątków organicznych występują ramienionogi, krynoidy i podrzędnie szczątki gałązkowych szkieletów – prawdopodobnie koralowców.

Pod względem petrograficznym węglany mają struktury zdolomityzowanych wakstonów i pakstonów. Selektywna dolomityzacja nadaje niekiedy mozaikową teksturę. Pierwotne wapienne pakstony są zbioturbowane i zbudowane z intraklastów, peloidów i bioklastów o charakterze kortoidów – szczątków ramienionogów z akcesorycznym udziałem jeżowców, kalcisfer, małżoraczków, glonów, szczątków mszywiołów, girwanelli i chetetesów (Narkiewicz, 2005). Zaznacza się też udział ziaren kwarcu.

Na krzywych karotażowych jednostka piaszczysto-węglanowa rozpoczyna się wyraźnym dodatnim pikiem PG i odpowiadającym mu spadkiem wartości PNG (fig. 15). W wyższej, węglanowej części profilu krzywe się wypłaszczają.

Narkiewicz (2005) przyjął fameńską interpretację wieku jednostki piaszczysto-węglanowej na podstawie badań biostratygraficznych zespołu ramienionogów Biernat i Balińskiego (1973b). Osady jednostki reprezentują wysokoenergetyczne, otwartomorskie i płytkie środowisko sedymentacji w strefie fotycznej, na co wskazuje zespół skamieniałości i charakter osadu. Jest to środowisko związane z płytkowodnym otwartym szelfem klastyczno-węglanowym z okresową migracją/prograda cją ciał piaszczystych (Narkiewicz, 2005).

Jasne dolosparyty i wapienie ziarniste

Jednostka koreluje się z środkową częścią wapieni mikrytowych i ziarnistych z rejonu Dębnika oraz wyższą częścią zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych z rejonu Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz i Racki, 1984). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 jednostka piaszczysto-węglanowa występuje na głęb. 2006,8–2073,6 m (fig. 15).

Według Narkiewicza (2005) dolna granica jednostki znajduje się w stropie najwyższej wkładki piaszczystego czarnego marglu z nieregularnymi strefami silniej węglanowymi oraz ramienionogami i krynoidami. Wyżej, na odcinku ok. 10 m, występują częściowo zdolomityzowane wapienie ziarniste z pojedynczymi smugami ilastymi, przejawami bioturbacji i poziomami onkoidowymi. Wśród skamieniałości występują tutaj ramienionogi i stromatoporoidy. Wyżej dominują jasne, porowate dolosparyty średnio- i drobnokrystaliczne, miejscami poprzecinane pojedynczymi smugami ilastymi. Pory rozpuszczeniowe są miejscami zabliźnione cementem dolomitowym i kalcytowym. Struktury bioturbacyjne i skamieniałości (ramienionogi) są rzadkie i słabo czytelne, podobnie jak ślady laminacji falistej i powierzchnie erozyjne z intraklastami. W stropie jednostki występują dwie warstwy „marmurkowych" dolomikrytów i dolomitów kryptokrystalicznych.

W obrazie mikroskopowym Narkiewicz (2005) zwrócił uwagę na występowanie reliktów ziarnistej struktury skały, w których są widoczne bioklasty i peloidy. Na odcinku spągowym ten sam autor zidentyfikował zdolomityzowane wakstony–pakstony–greinstony ze smugami ilastymi i przejawami bioturbacji oraz poziomami wzbogaconymi w onkoidy i szczątki ramienionogów i stromatoporoidów.

Na krzywych geofizycznych jasne dolosparyty i wapienie ziarniste są jednostką dość jednorodną, poza stropowym odcinkiem, w którym wartości PG i PNG stopniowo rosną (fig. 15). Pojawia się tam tez charakterystyczny pozytywny pik PG, któremu odpowiada negatywny pik PNG, związany z charakterystyczną warstwą stropowego dolomitu.

Narkiewicz (2005) na podstawie analizy biostratygraficznej konodontów Hellera (1995) określił wiek jednostki na famen (najprawdopodobniej poziom konodontowy *marginifera*). Osady jednostki reprezentują środowisko otwartego, wysoko- i średnioenergetycznego szelfu węglanowego odciętego od dopływu materiału terygenicznego, początkowo o normalnym, a później nieco podwyższonym zasoleniu (Narkiewicz, 2005).

Laminowane wapienie ziarniste

Jednostka odpowiada wyższej części wapieni mikrytowych i ziarnistych z rejonu Dębnika oraz zespołowi czarnych łupków i wapieni z rejonu Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978, 2005; Narkiewicz i Racki, 1984). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 laminowane wapienie ziarniste występują na głęb. 1949,0–2006,8 m (fig. 15).

Jednostka ta jest zdominowana przez szare wapienie ziarniste z niewielką domieszką ilastą. W niższej części profilu (ok. 10 m) zaznacza się większy udział utworów mikrytowych, zastąpionych miejscami przez dolosparyty. Powszechna jest laminacja mechaniczna, podkreślona smugami ilastymi/szwami stylolitowymi oraz laminacja mikrobialna. Występują też onkoidy, struktury fenestralne i powierzchnie erozji śródformacyjnej podkreślone nagromadzeniem intraklastów. Laminowane wapienie ziarniste są ubogie w skamieniałości szkieletowe, w dolnej części pojawiają się ramienionogi, mszywioły, ślimaki, koralowce

i krynoidy, wyżej natomiast – pojedyncza zmikrytyzowana biostroma tabulatowa z powłokami glonowymi.

Pod względem mikrofacjalnym (Narkiewicz, 2005; por. Cebulak i in., 1973) jednostka jest reprezentowana przez zbioturbowane madstony i wakstony w dolnej części, a wyżej dominują pakstony i greinstony intraklastowo-peloidowo-bioklastyczne z dużym nagromadzeniem skamieniałości, w tym małżoraczków, glonów, kalcisferami i prymitywnymi otwornicami.

Na krzywych karotażowych jednostka laminowanych wapieni ziarnistych charakteryzuje się podwyższonymi wartościami PG w przyspągowej i przystropowej części przy stabilnych wartościach na długim wewnętrznym odcinku profilu (fig. 15).

Narkiewicz (2005) na podstawie analizy biostratygraficznej konodontów Hellera (1995) określił wiek jednostki na najwyższy famen. Osady jednostki reprezentują środowisko płytkowodnej środkowej platformy lub proksymalnej rampy węglanowej, przy czym w górę profilu zaznacza się stopniowe spłycanie środowiska i ograniczenie cyrkulacji morskiej (Narkiewicz, 2005).

Wapienie fenestralne i dolomikryty

W profilu otworu Goczałkowice IG 1 jednostka ta występuje na głęb. 1898,0–1949,0 m (fig. 15). Jej dolna granica ma charakter najprawdopodobniej erozyjny – Narkiewicz (2005) ulokował ją w spągu cienkiej warstwy zielonkawego marglu, ponad którą występuje ok. 10-centymetrowej grubości warstwa wapieni drobnoziarnistych ziarnistych z intraklastami. Wyżej w profilu dominują wapienie mikrytowe, początkowo o jasnych, a później ciemnych barwach. W kierunku stropu wzrasta również marglistość. Powszechnie występują różnorodne struktury fenestralne i falista laminacja. Udział wapieni ziarnistych oraz dolomikrytów, dolosparytów i zlepieńców śródformacyjnych jest podrzędny. Skamieniałości są bardzo rzadkie i ograniczone do pojedynczych ślimaków.

W obrazie mikroskopowym najczęściej występują dolomitowe i wapienne madstony i wakstony. Pakstony i greinstony z intraklastami, peloidami, bioklastami i akcesorycznie występującymi onkoidami i pseudoooidami pojawiają się podrzędnie (Narkiewicz, 2005; por. Cebulak i in., 1973).

Na krzywych karotażowych jednostka ta charakteryzuje się dość jednorodnym zapisem krzywej PG oraz wyraźnym trendem spadkowym PNG w środkowej części profilu (fig. 15).

Narkiewicz (2005) wyższą część jednostki wapieni fenestralnych i dolomikrytów (powyżej głęb. 1920,1 m) zaliczył do turneju, na podstawie otwornic rodzaju *Chernyshinella* znalezionych przez Soboń-Podgórską (1973). Wiek spągowej części jednostki nie został dotąd sprecyzowany.

Osady jednostki reprezentują środowisko bardzo płytkowodnej odciętej platformy węglanowej lub górnej rampy o okresowo podwyższonym zasoleniu wód (Narkiewicz, 2005).

Biostratygrafia

Badania paleontologiczne utworów dewonu w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 wykonano w ramach przygotowywania dokumentacji wynikowej otworu. Biernat i Baliński (1973b) opracowali zespół ramienionogów, Kaźmierczak (1973) – stromatoporoidów, Soboń-Podgórska (1973) – otwornic, a Jachowicz (1973) – miospor. Poniższy tekst opracowano na podstawie oryginalnych rozdziałów z dokumentacji wynikowej otworu Goczałkowice IG 1 ww. autorów. Warto zwrócić uwagę, że maceracja próbek na konodonty (86 szt.) przyniosła wówczas wynik negatywny (Siewniak, 1973) i dopiero Heller (1995) znalazł pojedyncze okazy w górnej części profilu.

Stromatoporoidy i tabulaty

Wśród stromatoporoidów w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występują rodzaje: *Actinostroma*, *Amphipora*, *Atelodictyon*, *Ferestromatopora*, *Nexililamina*, *Parallelopora*, *Pseudoactinodictyon*, *Stromatopora*, *Stachyodes* i *Trupetostroma*. Spośród tabulatów stwierdzono natomiast rodzaje *Thamnopora* i *Scoliopora* (Kaźmierczak, 1973). Do ich identyfikacji posłużył materiał ze 106 płytek cienkich (tab. 3).

Stromatoporoidy w profilu otworu Goczałkowice IG 1 stwierdzono na odcinku głęb. 2112,7–2433,0 m, gdzie występują w sposób nierównomierny, tworząc szereg wyraźnych poziomów miąższości od kilkunastu centymetrów do maksymalnie kilku metrów. Skamieniałości pojawiały się w nich w znacznych ilościach i były przedzielone osadem pozbawionym fauny. W przypadku stromatoporoidów gałązkowych (amfipor) ich koncentracje są niekiedy znaczne, stanowią 70–80% objętości osadu: w tych przypadkach skamieniałości znajdują się w pozycji autochtonicznej. Formy masywne są mniej skoncentrowane, zwykle mniej lub bardziej pokruszone czy obtoczone, najczęściej tworzą grube brekcje. Obserwowane nagromadzenia stromatoporoidów pod względem sedymentologicznym i ekologicznym nie tworzą struktur rafowych. Stan zachowania skamieniałości jest bardzo dobry, tylko niektóre okazy były w nieznacznym stopniu punktowo zsylifikowany albo pasmowo zdolomityzowane.

Poszczególne grupy stromatoporoidów są dobrym wskaźnikiem środowiska sedymentacji. Zespół amfiporowy (*Amphipora rudis*, *A. laxeperforata* i *A. angusta*) są dobrym wskaźnikiem lagunowo-międzymieliznowego środowiska sedymentacji morskiej. Zespoły mieszane form gałązkowych i masywnych (amfipory, *Atelodictyon stelliferum*, *Actinostroma papillosum*) wskazują na graniczne środowisko oscylujące między niską a podwyższoną hydrodynamiką, natomiast zespoły form masywnych wskazują na dominację warunków wysokoenergetycznych. Sukcesja dewonu w profilu otworu Goczałkowice IG 1 jest więc zapisem rytmicznie powtarzających się okresów spokojnej sedymentacji o cechach lagunowych, które przedzielane były etapami sedymentacji w bardziej ruchliwym środowisku.

Tabela 3

Stromatoporoidy i tabulaty w dewonie w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1

Stromatoporoids and tabulate corals in the Devonian of the Goczałkowice IG 1 borehole

Taksony stromatoporoidów Stromatoporoid taxa	2112,7–2118,0 m	2156,7–2166,7 m	2227,0–2243,0 m	2243,0–2258,1 m	2258,1–2275,3 m	2275,3–2288,4 m	2298,0–2316,0 m	2316,0–2334,0 m	2334,0–2347,3 m	2347,3–2365,0 m	2365,0–2383,0 m	2385,0 m	2400,0–2417,0 m
Actinostroma sp.									X	X			
Actinostroma papillosum											X		
Amphipora rudis	X					X	X				X		
Amphipora angusta				X	X								X
Amphipora laxeperforata				X	X	X	X						
Amphipora ramosa desquamata						X	X						
Atelodictyon trautscholdi		X											
Atelodictyon ordinatum									X				
Atelodictyon stelliferum										X			
Ferestromatopora aff. *parksi*			X										
Ferestromatopora talovensis							X						
Ferestromatopora cf. *cellulosa*							X						
Nexililamina cf. *verrucosum*								X					
Nexililamina stellulatum									X				
Parallelopora cf. *ponomarevi*													
Pseudoactinodictyon dartingtonense		X											
Stachyodes sp.											X		
Stromatopora goldfussi											X		
Trupetostroma kakisaense			X										
Trupetostroma aff. *warreni*									X				
Trupetostroma gebum									X				
Trupetostroma bassleri									X				
Trupetostroma cimacense											X		
Trupetostroma aff. *cimacense*											X		
Taksony tabulatów Tabulate corals taxa													
Thamnopora tumefacta									X		X	X	X
Scoliopora denticulata									X		X	X	X

Pod względem znaczenia paleobiogeograficznego zidentyfikowanych stromatoporoidów z jednej strony interesujący jest duży udział gatunków kosmopolitycznych, z drugiej natomiast brak wielu form znanych z bardzo bliskiego obszaru świętokrzyskiego, a nawet krakowskiego. Zjawisko to należy najprawdopodobniej tłumaczyć wybiórczym wpływem środowiska na rozwój poszczególnych gatunków. Najmniej podlegały mu formy gałązkowe, które dla tych obszarów są wspólne (podobnie jak w otworze Sosnowiec IG 1). Należy jednak podkreślić, że różnice w zespołach środkowo- i górnodewońskich stromatoporoidów są wywołane też silnym rozdrobnieniem taksonomicznym tej grupy. Ogólnie, stromatoporoidy z różnych punktów obszaru świętokrzyskiego i górnośląskiego należą niewątpliwie do tych samych typów morfologicznych.

Z porównania zespołów stromatoporoidów z profilu otworu Goczałkowice IG 1 i profili środkowego oraz górnego dewonu Ardenów, Moraw, Gór Świętokrzyskich, Alberty, platformy rosyjskiej i Timanu wynika, że w przeważającej części zebrany materiał jest reprezentowany przez gatunki charakterystyczne dla franu i ogniw przejściowych franu z żywetem. Brak gatunków, które byłyby ograniczone swoim występowaniem wyłącznie do żywetu.

Obydwa gatunki tabulatów stwierdzone w otworze Goczałkowice IG 1 są identyczne z formami znanymi z Europy Zachodniej i Wschodniej. *Thamnopora tumefacta* jest znana z eiflu i żywetu, natomiast *Scoliopora denticulata* – z żywetu i dolnego franu.

Ramienionogi

Ramienionogi w profilu dewonu omawianego otworu są reprezentowane przez rodzaje: *Adolfia*, *Athyris*, *Cyrtospirifer*, *Desquamatia*, *Dmitria*, *Mesoplica*, *Productella*, *Platyspirifer*, *Ptychomalotoechia*, *Pugnax*, *Schuchertella*, *Spinulicesta*, *Tenticospirifer* (Biernat, Baliński, 1973b; tab. 4).

Tabela 4

Ramienionogi w dewonie w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1

Brachiopod taxa in the Devonian of the Goczałkowice IG 1 borehole

Taksony ramienionogów Brachiopoda taxa	2060,2–2071,8 m	2076,4 m	2084,8 m	2089,0 m	2071,8–2089,8 m	2089,8–2109,0 m	2106,8–2112,9 m	2119,0–2125,0 m	2153,3 m	2258,1–2275,3 m	2275,3–2288,4 m	2298,0-2316,0 m	2316,0–2334,0 m	2334,0–2347,3 m	2347,3–2365,0 m	2365,0–2383,0 m
Adolfia sp.													X			
Athyris cf. *concentrica*					X											
Athyris cf. *intermedia*						X	X									
Athyris sp.									X				X			
Cyrtospirifer cf. *archiaci*							X									
Cyrtospirifer cf. *orbelianus*			X	X	X		X									
Cyrtospirifer sp.	X					X				X	X	X				
Desquamatia cf. *zonataeformis*															X	X
Desquamatia sp.														X		
Dmitria sp.									X							
Mesoplica sp. A						X	X									
Mesoplica sp. B			X	X												
Platyspirifer sp.												X				
Productella cf. *membranacea*					X		X									
Productella cf. *scphica*		X														
Ptychomalotoechia turanica						X	X									
Pugnax sp. A								X								
Pugnax sp. B							X									
Schuchertella sp.	X															
Spinulicesta sp.	X															
Tenticospirifer sp.											X					

Otwornice w dewonie w otworze

Foraminiferal taxa in the Devonian

Taksony otwornic Foraminiferal taxa	2515,0 m	2512,0 m	2325,0 m	2319,0 m	2316,0 m	2305,0 m	2293,2 m	2285,5 m	2282,3 m	2276,0–2277,0 m	2268,0 m	2259,0 m	2250,0 m	2242,0 m	2231,0 m	2219,0 m	2211,0 m	2195,0 m	2198,3 m
Bisphaera sp.	X																		
Bisphaera irregularis			X																
Bisphaera malevkensis												X	X						
Bisphaera grandis																			
Calcisphaera sp.		X	X																
Calcisphaera plavskensis	X				X	X								X					
Chernyshinella sp.																			
Cribrosphaeroides (?) sp. 1				X	X								X	X			X		
Earlandia sp.																X			
Earlandia vulgaris																			
Eovolutina sp.																			
Geinitzina sp.																			
Parathurammina sp.																			
Parathurammina suleimanovi									X		X								
Radiosphaera sp.														X					
Radiosphaera basilica					X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X		X	X
Rauserina notata						X	X		X			X			X	X	X	X	
Tuberitina maljavkini												X							

Zespół ramienionogów w utworach dewonu w otworze Goczałkowice IG 1 jest dość zróżnicowany pod względem systematycznym. W interwale głęb. 2383,0–2060,2 m występują wyłącznie formy zawiasowe. W głębszych partiach wiercenia (głęb. 2383,0–2119,0 m) ramienionogi te występują dość rzadko i są zachowane najczęściej jedynie w postaci nieoznaczalnych gatunkowo ułamków skorup. Zwykle są to przedstawiciele środkowo- i górnodewońskich rodzajów znanych z Europy, Azji, Ameryki Północnej i Afryki Północnej. Najgłębiej (głęb. 2383,0–2334,0 m) występują przedstawiciele podrodziny Atrypinae (*Desquamatia* cf. *zonataeformis*, *Desquamatia* sp.), którzy w żywecie i franie osiągają maksimum rozwoju. Wraz ze zubożeniem atryp w górnym dewonie zaznacza się coraz większa dominacja spiriferów, reprezentowanych przez rodzaje *Adolfia*, *Platyspirifer*, *Cyrtospirifer*, *Dmitria* i *Tenticospirifer* (głęb. 2223,0–2153,3 m).

Na głęb. 2106,8–2112,9 m pojawia się dość zróżnicowany i liczny zespół ramienionogów (ok. 210 okazów), które są tu zachowane nie tylko w postaci pojedynczych skorup, lecz także jako kompletne muszle, co umożliwia ich dokładniejszą identyfikację. Gatunkami zdecydowanie dominującymi są tutaj *Ptychomalotoechia turanica*, *Athyris* cf. *intermedia* i *Cyrtospirifer* cf. *archiaci*. Najbardziej liczny jest pierwszy z wymienionych gatunków (ok. 140 okazów), osiągający w tym interwale maksimum rozwoju. Podrzędnie występują *Productella* cf. *membranacea*, *Mesoplica* sp. A, *Pugnax* sp. B i *Cyrtospirifer* cf. *orbelianus*. Formy występujące w tym zespole są znane przede wszystkim z innych obszarów Europy, a także z Azji i Afryki Północnej z famenu, często tylko z górnego famenu.

W wyższych partiach profilu (głęb. 2084,8–2109,0 m) wyżej opisany zespół ulega poważnemu zubożeniu w gatunki i osobniki. Pojawiają się jednak nowe taksony – *Mesoplica* sp. A i *Athyris* cf. *concentrica*, również dobrze zachowane. Charakter tego zespołu wykazuje pewne podobieństwa do górnofameńskiego zespołu opisanego z dolnej części parowu Żbik z okolic Dębnika (Jarosz, 1926).

W najwyższym odcinku (głęb. 2060,2–2071,8 m) zaczynają dominować przedstawiciele rzędu Strophomenida. Niestety pogarszający się stan zachowania i fragmentaryczność kolekcji uniemożliwia ich dokładne oznaczenie i ustalenie pozycji stratygraficznej w profilu.

Otwornice

Otwornice w utworach dewonu w otworze Goczałkowice IG 1 stwierdzono w 45 próbkach, w których Soboń-Podgórska (1973) oznaczyła 1010 okazów, identyfikując 18 taksonów, reprezentowanych przez rodzaje: *Bisphaera*, *Calcisphaera*, *Chernyshinella*, *Cribrosphaeroides*, *Earlandia*, *Eovolutina*, *Geinitzina*, *Parathurammina*, *Radiosphaera*, *Rauserina* i *Tubertina* (tab. 5).

Mikrofauna oznaczona w dewonie otworu Goczałkowice IG 1 reprezentuje głównie formy długowieczne, które występują zarówno w dewonie, jak i w karbonie, przez co nie pozwalają na definitywne rozgraniczenie stratygraficzne profilu. Jedynie obecność na głęb. 1920,1 m trzech okazów

Tabela 5

wiertniczym Goczałkowice IG 1

of the Goczałkowice IG 1 borehole

2184,0 m	2180,0 m	2165,0 m	2152,0 –2156,7 m	2123,5–2128,2 m	2112,9–2118,0 m	2088,0–2089,0 m	2084,0–2085,0 m	2072,0–2076,0 m	2000,0 m	1990,8 m	1980,0–1980,7 m	1972,0 m	1970,0 m	1967,9 m	1960,0–1960,5 m	1958,0 m	1950,0 m	1947,0 m	1945,2 m	1940,0 m	1930,6–1931,6 m	1924,0–1925,0 m	1923,2 m	1920,1 m
					X						X				X		X	X						
																					X			
	X																							
											X													
															X					X				
											X	X		X	X		X	X	X	X	X	X	X	
																								X
	X	X		X						X	X					X								
						X	X				X													
								X																
				X	X																			
									X															
				X																				
X	X	X	X	X						X	X		X	X	X									
		X	X		X								X		X		X		X		X			
						X				X											X			

Chernyshinella sp. – rodzaju charakterystycznego dla turneju (Kalvoda, 2002) – pozwala przesądzić o karbońskim wieku tych utworów i w przybliżeniu zlokalizować granicę dewonu i karbonu.

Miospory

Miospory w utworach dewonu w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 stwierdzono w 5 próbkach (głęb.: 1927,0; 1952,0; 1972,0; 2004,0 i 2020,0 m), w których Jachowicz (1973) zidentyfikowała 12 taksonów: *Convolutispora* sp., *Convolutispora tuberculata*, *Densosporites* sp., *Densosporites variabilis*, *Knoxisporites* sp., *Lycospora* sp., *Murospora* sp., *Perotrilites* sp., *Punctatisporites* sp., *Stenozonotriletes pumilus*, *Verrucosisporites* sp. i *Verrucosisporites* aff. *eximius*. Zdaniem autorki nie mają one jednak żadnego znaczenia stratygraficznego.

Podatność magnetyczna

Podatność magnetyczna (ang. *Magnetic Susceptibility*, MS) została zmierzona w Laboratorium Geofizycznym Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB za pomocą mostka magnetycznego Kappabridge KLY-2 (Geofyzika Brno). Pomiarów dokonano dla 864 próbek skalnych pobranych z dewonu otworu Goczałkowice IG 1 z interwału głęb. 1924,1–2747,0 m. Wyniki pomiarów zaprezentowano w tabeli 6 oraz na figurze 15.

W najniższej części profilu dewonu, w utworach formacji żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa, podatność magnetyczna charakteryzuje się bardzo niejednorodnym zapisem. Wyraźne wahania widoczne na krzywej (fig. 15) odzwierciedlają dużą zmienność litologiczną profilu, w którym naprzemiennie występują warstwy żwirowców, piaskowców, mułowców i iłowców. W przeciwieństwie do krzywych karotażowych, na których Narkiewicz (2005) dopatrywał się występowania 3–4 cykli o ziarnie malejącym ku górze, zbyt mała liczba pomiarów nie pozwala zdefiniować w formacji andrychowskiej wyraźnego trendu podatności magnetycznej.

W wyżej leżącej formacji dolomitów z Lachowic na krzywej dominuje wyraźny ogólny trend spadkowy z lokalnymi pozytywnymi anomaliami, związanymi z obecnością struktur falisto-gruzłowych (fig. 15). I tak, w ogniwie dolomitów z Uszwicy, stanowiącym I cykl T-R wg Narkiewicza (2005), ujawniają się dwa pozytywne piki, rozdzielone obniżeniem podatności w centralnej części ogniwa, związanym z występowaniem dolosparytów. Wyżej, poprzez ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa, aż po wyższą środkową część ogniwa dolomitów i wapieni z Kukowa (koniec cyklu IV wg Narkiewicza, 2005), następuje spadek podatności magnetycznej, z jednym lokalnym maksimum związanym z obecnością dolomikrytów mikro- i kryptokrystalicznych w wyższych partiach cyklu III. Brak natomiast widocznego kontrastu w zapisie podatności magnetycznej pomiędzy cyklem III a IV. Bardzo wyraźna pozytywna anomalia towarzyszy natomiast poziomowi wapieni marglistych i grubogruzłowych z przeławiceniami czarnych margli, który stanowi transgresywną część cyklu V wg Narkiewicza (2005). Poziom ten, reprezentujący interwał głębokomorski, poprzedzony wyraźnym *plateau* na profilu podatności, należy do najbardziej charakterystycznych w pomierzonym odcinku i może mieć potencjał korelacyjny. Porównując zapis podatności magnetycznej i krzywych karotażowych PG i PNG w utworach formacji lachowickiej można zauważyć zgodność ogólnego trendu spadkowego i korelatywność większości lokalnych anomalii (fig. 15). Wydaje się jednak, że zapis podatności magnetycznej dokładniej podkreśla nawet subtelne zmiany litologiczne. Na ogół cykle T-R wyróżnione przez Narkiewicza (2005) znajdują swoje odbicie na krzywej podatności, zwłaszcza cykle I, III i V, które rozpoczynają i kończą się podwyższonymi wartościami z generalnym minimum w części środkowej każdego cyklu.

W najbardziej miąższej formacji wapieni i dolomitów z Roztropic jest widoczny wyraźny wzrostowy trend podatności magnetycznej w górę profilu (fig. 15). Jej niższa część (zdominowana przez dolosparyty), wydzielana przez Narkiewicza (2005) jako cykl VI, reprezentuje niskie i ogólnie mało zróżnicowane wartości podatności. W miarę pojawiania się utworów marglistych i wapnistych wartość parametru rośnie i wyraźnie się waha, uwidaczniają się trzy wyraźne trendy rosnące. Pierwszy odpowiada niższej części cyklu T-R VII i kończy się charakterystycznym pulsem w stropie jego transgresywnej części. Wyżej, w wapiennym odcinku formacji roztopickiej, podścielającym ogniwo wapieni z Czechowic, ujawnia się drugi wzrastający trend podatności z maksimum położonym tuż poniżej ogniwa czechowickiego. Na tym odcinku uwidacznia się pewna niezgodność pomiędzy cyklami T-R wyznaczonymi przez Narkiewicza (2005) i generalnym zapisem podatności magnetycznej. Ogniwo wapieni z Czechowic, o niskich wartościach podatność magnetycznej, wydaje się rozpoczynać kolejny trend wzrostowy parametru, a nie kończyć cykl T-R oznaczony numerem VII (fig. 15). Stąd, aż po strop formacji z Roztropic i cykl VIII, sięga kolejny interwał pulsacyjnego, wyraźnego wzrostowego trendu podatności, o niekompletnym zapisie związanym z brakiem rdzenia wiertniczego. Dzięki porównaniu zapisu podatności magnetycznej i krzywych karotażowych PG i PNG w utworach formacji roztopickiej można zauważyć znacznie większą precyzję i różnorodność w zapisie pierwszego parametru (fig. 15). Ogólnie stabilnym i dość monotonnym wartościom na krzywych PG i PNG odpowiada wyraźnie zróżnicowany zapis wahań podatności magnetycznej, który na dodatek bardzo wyraźnie podkreśla cykliczność rozpoznaną przez Narkiewicza (2005).

Od czarnych margli i wapieni marglistych aż po strop utworów jednostki piaszczysto-węglanowej następuje bardzo wyraźny spadek podatności magnetycznej, a następnie monotonny zapis niskich jej wartości w obrębie jasnych dolosparytów i wapieni ziarnistych (fig. 15). Przedział ten odpowiada cyklom T-R IX i X. Największy w profilu kontrast w obrazie podatności magnetycznej

Tabela 6

Wyniki pomiarów podatności magnetycznej w utworach dewonu – charakterystyka statystyczna na tle jednostek stratygraficznych

Results of magnetic susceptibility measurements made in the Devonian rocks – statistical characteristics of stratigraphic units

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Litostratygrafia Lithostratigraphy		Podatność magnetyczna MS [*10^{-9}m^3/kg] Magnetic susceptibility					
			liczba próbek number of samples	min min.	maks. max	średnia mean	mediana median	odch.stand. standard dev.
Famen Famennian			231	–1,23	410,70	43,48	15,83	58,55
	wapienie fenestralne i dolomikryty		27	9,52	106,54	35,24	32,71	24,91
	laminowane wapienie ziarniste		92	0,23	410,70	87,55	73,55	69,87
	jasne dolosparyty i wapienie ziarniste		65	–1,23	31,66	4,12	3,29	4,76
	jednostka piaszczysto-węglanowa		39	–0,49	39,51	11,57	8,47	10,33
	czarne margle i wapienie margliste		7	18,61	66,89	38,11	36,96	15,59
Fran Frasnian			156	–3,53	123,52	22,76	12,89	26,26
	formacja wapieni i dolomitów z Roztopic		342	–3,53	123,52	16,04	7,77	21,33
		ogniwo wapieni z Czechowic	17	4,70	87,07	22,33	19,15	19,00
Najwyższy dewon dolny–dewon środkowy Uppermost Lower Devonian – Middle Devonian			442	–2,93	313,28	18,93	6,60	31,34
	formacja dolomitów z Lachowic		258	–2,30	313,28	25,17	10,89	38,24
		ogniwo dolomitów i wapieni z Kukowa	187	–2,30	313,28	17,46	4,82	39,65
		ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa	6	30,22	95,60	46,79	33,59	25,91
		ogniwo dolomitów z Uszwicy	65	9,71	165,59	45,47	39,13	24,69
Dewon dolny (wyższy ems) Lower Devonian (upper Emsian)	formacja żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa		11	7,76	172,90	59,90	44,22	56,13

uwidacznia się natomiast na granicy cyklów T-R X i XI, wraz z pojawieniem się laminowanych wapieni ziarnistych. Co ciekawe, maksimum wartości parametru towarzyszy dolnej części tego wydzielenia (fig. 15). Jest to wyjątkowo wyraźny odcinek, który może stanowić ważny horyzont korelacyjny. Ku stropowi wydzielenia podatność magnetyczna stopniowo spada, poprzez lokalne maksimum położone w pobliżu granicy laminowanych wapieni ziarnistych i wapieni fenestralnych i dolomikrytów – granicy cykli T-R XI i XII i zarazem możliwej, dyskutowanej niżej granicy dewonu i karbonu. W najwyższej części profilu dewońskiego podatność magnetyczna ponownie rośnie i ten trend kontynuuje się w karbonie. Korelacja podatności magnetycznej o krzywych karotażowych PG i PNG w wyższej części profilu dewonu otworu Goczałkowice IG 1 ujawnia ogólną dobrą korelatywność zapisu podkreśloną lokalnymi maksimami podatności i PG w tych samych miejscach (fig. 15).

Chronostratygrafia

Dolna granica dewonu w profilu otworu Goczałkowice IG 1 (głęb. 2765,0 m) ma charakter wyraźnie erozyjny – dewon leży na udokumentowanych paleontologicznie utworach kambru dolnego formacji goczałkowickiej (fig. 15). Granicę podkreśla wyraźny kontrast litologiczny – ciemne mułowce i piaskowce kambryjskie są przykryte przez żwirowce z otoczakami skał podłoża.

Dewon dolny

Najniższy oddział dewonu w profilu otworu Goczałkwice IG 1 jest reprezentowany wyłącznie przez wyższy ems. Takiego wieku są utwory formacji andrychowskiej, co wg Turnau (1974) zdają się sugerować dane palinologiczne z wierceń położonych między Bielskiem a Wadowicami, a wg Kotasa (1973a, b) – korelacja z innymi profilami GZW, badanymi przez Koniora (1969). Narkiewicz (2005) przyjął późnoemską interpretację wieku formacji andrychowskiej w profilu otworu Goczałkowice IG 1, jednak podkreślił prawdopodobnie diachroniczny strop formacji, sięgający gdzieniegdzie dewonu środkowego. Nie wykluczył też, że do dewonu dolnego może w profilu omawianego otworu należeć spągowa część formacji lachowickiej (fig. 15).

Granica dewonu dolnego i środkowego

Według Narkiewicza (2005) dane palinologiczne z formacji andrychowskiej (Turnau, 1974) i datowania ogniwa z Uszwicy (Matyja i in., 2001) sugerują, że w profilu otworu Goczałkowice IG 1 granica oddziałów dewonu odpowiada w przybliżeniu granicy formacji andrychowskiej i lachowickiej (głęb. 2724,0 m).

Dewon środkowy

Do dewonu środkowego w profilu otworu Goczałkowice IG 1 należą nieokreślone części formacji lachowickiej i roztropickiej, nie wyżej jednak, niż do głęb. 2316,0 m. Wyznaczenie granic pięter dewonu środkowego (eiflu i żywetu) w profilu wydaje się obecnie nawet w przybliżeniu niemożliwe ze względu na ubóstwo danych biostratygraficznych. Ogniwo z Uszwicy – w spągu formacji lachowickiej – zostało wydatowane na dewon środkowy w profilu otworu Rajbrot 2 za pomocą konodontów i małżoraczków lub na pogranicze emsu i eiflu za pomocą akritarch i miospor (Matyja i in., 2001). Środkowodewoński wiek ogniw z Krzeszowa i Kukowa wynika natomiast jedynie z ich ogólnej pozycji w profilu litologicznym. Z kolei niższa część formacji roztropickiej (głęb. 2316,0–2433,0 m) zawiera stromatoporoidy charakterystyczne dla warstw przejściowych żywetu i franu, przy braku gatunków, które byłyby ograniczone swoim występowaniem wyłącznie do żywetu (Kaźmierczak, 1973). Niemniej jednak, mając na uwadze powyższe zastrzeżenia, na potrzeby niniejszego opracowania, utwory przejściowe włączono jeszcze do żywetu (fig. 15).

Granica dewonu środkowego i górnego

Według Narkiewicza (2005) granica dewonu środkowego i górnego przebiega w profilu otworu Goczałkowice IG 1 w interwale głęb. 2316,0–2433,0 m, a więc w niższej części formacji roztropickiej (fig. 15). Ten sam autor, korelując cykle transgresywno-regresywne wyróżnione w profilu z krzywą eustatyczną, zauważył, że początek/transgresywana część cyklu T-R VII (głęb. 2320,6–2394,2 m) może odpowiadać globalnemu pulsowi transgresywnemu z pogranicza żywetu i franu (*falsiovalis–transitans*).

Dewon górny – fran

Do franu należy wyższa część formacji roztropickiej z ogniwem wapieni z Czechowic włącznie w interwale głęb. 2156,7–2316,0 m (fig. 15). Taką pozycję stratygraficzną wskazują ramienionogi (Biernat, Baliński, 1973b) i stromatoporoidy (Kaźmierczak, 1973). Do franu włączono też interwał przejściowy na głęb. 2125,0–2156,7 m, w którym stromatoporoidy nie zostały zidentyfikowane (Kaźmierczak, 1973), a ramienionogi nie dają jednoznacznych rozstrzygnięć stratygraficznych (Biernat, Baliński, 1973b).

Granica franu i famenu

Granica pięter górnodewońskich w profilu otworu Goczałkowice IG 1 przebiega najprawdopodobniej na głęb. 2125,0 m, a więc nieco poniżej stropu formacji roztropickiej, gdzie Biernat i Baliński (1973b) znaleźli przedstawicieli fameńskiego rodzaju *Pugnax* (fig. 15).

Dewon górny – famen

Do famenu w profilu otworu Goczałkowice IG 1 należą nieformalne jednostki stratygraficzne – czarne margle i wapienie margliste, jednostka piaszczysto-węglanowa, jasne dolosparyry i wapienie ziarniste, laminowane wapienie ziarniste i częściowo wapienie fenestralne i dolomikryty (fig. 15). Przynależność pierwszych dwóch wymienionych jednostek do famenu potwierdza zespół ramienionogów (Biernat, Baliński, 1973b), natomiast w jasnych dolosparytach i wapieniach ziarnistych oraz w niższej części laminowanych wapieni ziarnistych (głęb. 1984,5–1985,5 m) Heller (1995) znalazł fameńskie konodonty z poziomu *marginifera*–dolny *expansa*. Wiek wyższej części laminowanych wapieni ziarnistych, a zwłaszcza wapieni fenestralnych i dolomikrytów, jest bardziej problematyczny, aż do głęb. 1920,1 m w profilu otworu Goczałkowice IG 1 nie ma jednoznacznych danych biostratygraficznych. Dość wyraźne jest jednak podobieństwo litologiczne obu jednostek z utworami zaliczonymi do formacji z Racławki, opisanej przez Paszkowskiego (1995) z antykliny Dębnika i odsłoniętej niedawno w kamieniołomie Czatkowice, której fameński wiek jest podparty stromatoporoidami (Wolniewicz, 2009), konodontami, otwornicami i datowaniami bezwzględnymi (Paszkowski, inf. ustna). Obecnie nie wia-

domo jednak, w jakim zakresie problematyczne jednostki goczałkowickie są korelatywne z fameńską formacją z Racławki.

Granica dewonu i karbonu

Granica systemów dewońskiego i karbońskiego przebiega w profilu otworu Goczałkowice IG 1 nie wyżej niż na głęb. 1920,1 m, gdzie Soboń-Podgórska (1973) znalazła trzy okazy przedstawicieli turnejskiego rodzaju otwornic *Chernyshinella* (fig. 15). Narkiewicz (2005), za wcześniejszymi pracami Bełki (1985, 1987), zasugerował istnienie znacznej luki stratygraficznej, obejmującej niższy turnej, która w profilu omawianego otworu może być wyrażona niezgodnością na granicy jednostek laminowanych wapieni ziarnistych i wapieni fenestralnych i dolomikrytów (głęb. 1949,0 m). Tym samym odpowiadałaby ona granicy dewonu i karbonu w analizowanym profilu. Takie ujęcie jest zgodne z danymi otwornicowymi – przedstawiciele rodzaju *Chernyshinella* pojawiają się dopiero w konodontowym poziomie *crenulata* (Kalvoda, 2002).

Rozwój sedymentacji

W profilu dewonu otworu Goczałkowice IG 1 Narkiewicz (2005) zinterpretował środowiska sedymentacji poszczególnych, wyróżnionych przez siebie jednostek litostratygraficznych. Ogólnie, po ustąpieniu sedymentacji klastycznej środowisk stożków aluwialnych (formacja andrychowska), na przełomie wczesnego i środkowego dewonu, obszarem zawładnęła płytkomorska sedymentacja węglanowa, która przetrwała aż do początku karbonu. Wertykalna zmienność facji węglanowych dewonu w profilu tego otworu odzwierciedla rozwój płytkomorskiej platformy węglanowej w dewonie środkowym (formacja lachowicka), jej transformację w rampę węglanową we franie (formacja roztropicka), rozwój szelfu ilasto-węglanowego we wczesnym famenie (jednostka czarnych margli i wapieni marglistych) i ponowny powrót płytkomorskiej sedymentacji węglanowej – rozwój platformy lub rampy węglanowej w wyższym famenie i we wczesnym karbonie. Według Narkiewicza (2005; patrz również Narkiewicz, 1988; Racki, Narkiewicz, 2000) eustatyczne wahania poziomu morza w dewonie (Johnson i in., 1985) były głównym czynnikiem kształtującym sedymentację węglanową w południowej części bloku górnośląskiego. Konsekwentnie, interpretując systemy depozycyjne poszczególnych jednostek litostratygraficznych, a szczególnie głębokość środowiska sedymentacji i odległość od linii brzegowej, Narkiewicz (2005) wydzielił w profilu otworu Goczałkowice IG 1 dwanaście cykli transgresywno-regresywnych (T-R), które odpowiadają względnym wahaniom poziomu morza (fig. 15). Ten sam autor zwrócił jednak uwagę na lepszą czytelność transgresywnych części każdego cyklu, podkreśloną kontrastem litologicznym – pojawieniem się facji bardziej głębokomorskich w odpowiedzi na szybki wzrost poziomu morza i zwiększenie przestrzeni akumulacyjnej.

Cykle T-R I–V wyróżniono w obrębie formacji dolomitów z Lachowic (fig. 15). Pierwszy cykl obejmuje utwory ogniwa z Uszwicy i reprezentuje on system depozycyjny płytkiego dysaerobowego szelfu węglanowego. Drugi cykl – ogniwo z Krzeszowa – reprezentuje system płytkomorskiej platformy węglanowej w części transgresywnej i przybrzeżnomorskie klastyki w części regresywanej. Następne cykle III–V, wyróżnione w obrębie ogniwa z Kukowa, reprezentują systemy depozycyjne odpowiednio wewnętrznej (odciętej) platformy węglanowej, środkowej (otwartej) platformy węglanowej oraz szelfu wapienno-ilastego przechodzącego w wewnętrzną (odciętą) platformę węglanową.

Cykle T-R VI–VIII wydzielono w obrębie formacji wapieni i dolomitów z Roztropic (fig. 15). Cykl VI reprezentuje system wewnętrznej lub środkowej platformy węglanowej. Najbardziej miąższy w profilu cykl VII obejmuje wapienie falisto-gruzłowe, które, stanowiąc część transgresywną, reprezentują system środkowej lub dolnej rampy węglanowej. Środkową część cyklu tworzą wapienie stromatoporoidowe, które odzwierciedlają depozycję w systemie spłycającej się górnej rampy węglanowej. Część regresywaną cyklu VII tworzą natomiast wapienie ogniwa czechowickiego, które reprezentują system okresowo wynurzanej górnej rampy węglanowej. Narkiewicz (2005) zwrócił tutaj uwagę na występowanie krasu i rezydualnych pokryw wietrzeniowych. Cykl VIII odpowiada z kolei depozycji w środowiskach wewnętrznej platformy lub górnej rampy węglanowej.

Cykle T-R IX–XII reprezentują famen i niższy karbon (fig. 15). Cykl IX obejmuje jednostki czarnych margli i wapieni marglistych – część transgresywną, zinterpretowaną jako osady płytkomorskiej, być może częściowo odciętej od otwartego zbiornika części szelfu ilasto-węglanowego, oraz część regresywną – jednostkę piaszczysto-węglanową deponowaną w warunkach otwartego szelfu klastyczno-węglanowego. Cykle X i XI – odpowiadające jednostkom jasnych dolosparytów i wapieni ziarnistych oraz laminowanych wapieni ziarnistych – rejestrują dwukrotną ewolucję środowisk depozycyjnych od środkowej platformy lub rampy węglanowej po wewnętrzną platformę lub górną rampę węglanową. Z kolei cykl XII wydaje się być reprezentowanych tylko przez część transgresywną, odpowiadającą depozycji na wewnętrznej (odciętej) platformie węglanowej lub górnej rampie węglanowej.

Cykle T-R, wyróżnione w profilu otworu Goczałkowice IG 1, Narkiewicz (2005) odnalazł także w innych otworach zlokalizowanych na południowej części bloku górnośląskiego – Lachowice, Roztropice 3 i Krasna 1. Skąpe dane biostratygraficzne, a szczególnie długie interwały głębokościowe o niepewnej pozycji stratygraficznej w profilu goczałkowickim uniemożliwiają obecnie korelację cykli T-R z globalną krzywą eustatyczną (Johnson i in., 1985). Jedynie początek cyklu VII zdaniem Narkiewicza (2005) można odnieść do podstawowej transgresji frańskiej – pulsu IIb lub IIb/c z przedziału *falsiovalis–transitans*, a jego erozyjny strop skorelować ze śródfrańskim zdarzeniem regresywnym we ?wczesnej dobie *rhenana*. Można również pokusić się o próbę korelacji cyklu T-R IX Narkiewicza

(2005) z wczesnofameńskim pulsem IIe Johnsona i in. (1985), przy czym, nie do końca wiadomo, czy jednostka czarnych margli i wapieni marglistych reprezentowałaby tutaj osady najgłębszej części pulsu IIe (poziom *crepida*), czy są to jeszcze osady górnego zdarzenia Kellwasser – fazy regresywnej poprzedniego pulsu IId i związanego z nim kryzysu sedymentacji węglanowej (poziom *triangularis*).

Dewon południowej części bloku górnośląskiego – z reperowym profilem Goczałkowice IG 1 oraz odsłonięciami w rejonie Dębnika i Czatkowic, stanowi unikatowy w skali Polski zapis płytkomorskiej sedymentacji węglanowej, która przetrwała aż do schyłku dewonu i kontynuowała się we wczesnym karbonie. Porównanie innych profili polskiego dewonu, np. z północnej części bloku górnośląskiego z rejonu Olkusza i Zawiercia (Narkiewicz, 1978), Gór Świętokrzyskich (np. Szulczewski, 1995, 2006), Lubelszczyzny (np. Miłaczewski, 1981; Narkiewicz i in., 2011) czy Pomorza Zachodniego (Matyja, 1993, 2006), ujawnia wyraźne różnice, widoczne zwłaszcza w dewonie górnym stopniowym zanikiem tam płytkomorskiej sedymentacji węglanowej.

KARBON

Janusz JURECZKA

LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KARBONU (BEZ SERII WĘGLANOWEJ)

Poniżej osadów miocenu, w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występują utwory zaliczane do karbońskich formacji molasowych waryscyjskiego cyklu diastroficznego, reprezentowane przez utwory węglonośne – serię mułowcową, górnośląską serię piaskowcową i serię paraliczną oraz przez morskie utwory terygeniczne warstw malinowickich (tzw. kulmu) (fig. 16), położone na prefliszowej asocjacji węglanowej. Wymienione serie litostratygraficzne, w randze nieformalnych formacji, wyznaczono na podstawie wyników profilowania geofizycznego w odcinkach bezrdzeniowych oraz – w odcinkach rdzeniowanych – na podstawie szczegółowego opisu litologiczno-sedymentologicznego rdzenia (Kotas, 1973b) z uwzględnieniem wyników badań biostratygraficznych: flory (Kotasowa, 1973), makrofauny (Bojkowski, 1973), miospor (Jachowicz, 1973) i mikrofauny otwornicowej (Soboń-Podgórska, 1973) oraz petrograficzno-mineralogicznych (Cebulak i in., 1973). Bezpośrednie podłoże utworów węglonośnych budują klastyczne utwory pochodzenia morskiego, odpowiadające utworom fliszowym (Kotas, 1995), na których bez przerw w sedymentacji leży seria paraliczna, obejmująca całość osadów węglonośnych deponowanych w warunkach paralicznych, z wpływami okresowych zalewów morskich. Sedymentację w warunkach lądowych reprezentują pozostałe dwie serie litostratygraficzne – górnośląska seria piaskowcowa i seria mułowcowa, wyznaczone zgodnie z podziałem wprowadzonym w 1972 r. przez Instytut Geologiczny (Dembowski, 1972). Najmłodsza seria litostratygraficzna profilu węglonośnych osadów lądowych – krakowska seria piaskowcowa, znana z innych regionów zagłębia, w profilu otworu Goczałkowice IG 1 nie występuje.

Utwory lądowe leżą na osadach paralicznych z przerwą stratygraficzną. Na znacznych obszarach zagłębia – w tym również w rejonie otworu Goczałkowice IG 1 – kontakt tych utworów z podłożem przebiega w spągu pokładu węgla 510. Jest to zasadnicza luka stratygraficzna w profilu karbonu GZW, która była i jest żywo dyskutowana (m.in.: Gothan, Gropp, 1934; Gothan, 1952; Kotas, Kotasowa, 1984; Jureczka, Kotasowa, 1988; Kotas, 1995; Dopita i in., 1997).

Litologicznie utwory karbonu w profilu otworu Goczałkowice IG 1 (bez serii węglanowej) są zbudowane ze skał osadowych i są to niemal wyłącznie osady klastyczne, a w seriach węglonośnych także fitogeniczne (tab. 7). 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 serie węglonośne od niżej leżących płonnych osadów warstw malinowickich, a także skał węglanowych, występujących – dość sporadycznie – tylko w warstwach malinowickich. W GZW 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 oraz osadów piaszczystych (tab. 7). Niestety, całkowity brak rdzenia z lądowych osadów węglonośnych, a także ze znacznej części profilu osadów paralicznych, nie pozwala szczegółowo ocenić zróżnicowania litologicznego w utworach węglonośnych, w tym m.in. występowania w odcinkach bezrdzeniowych zlepieńców, węgli i łupków sapropelowych, a nawet rozdzielenia skał ilastych i mułowcowych. W szczególności odnosi się to do oceny zmienności piaskowców pod względem uziarnienia. Nie mniej jednak, biorąc pod uwagę wykształcenie profilu karbonu w innych otworach, w tym m.in. w pełnordzeniowych otworach Ruptawa IG 1 i Chełmek IG 1 (Jureczka, 2015, 2017), osiągających również spąg utworów węglonośnych, piaskowce o grubszym uziarnieniu (grubo- i bardzo gruboziarniste oraz różnoziarniste) występują głównie w obrębie utworów lądowych, szczególnie w górnośląskiej serii piaskowcowej. W serii paralicznej takie piaskowce występują sporadycznie, a w morskich utworach warstw malinowickich są nieobecne. Powodem tych różnic są zmiany facjalne i paleo-

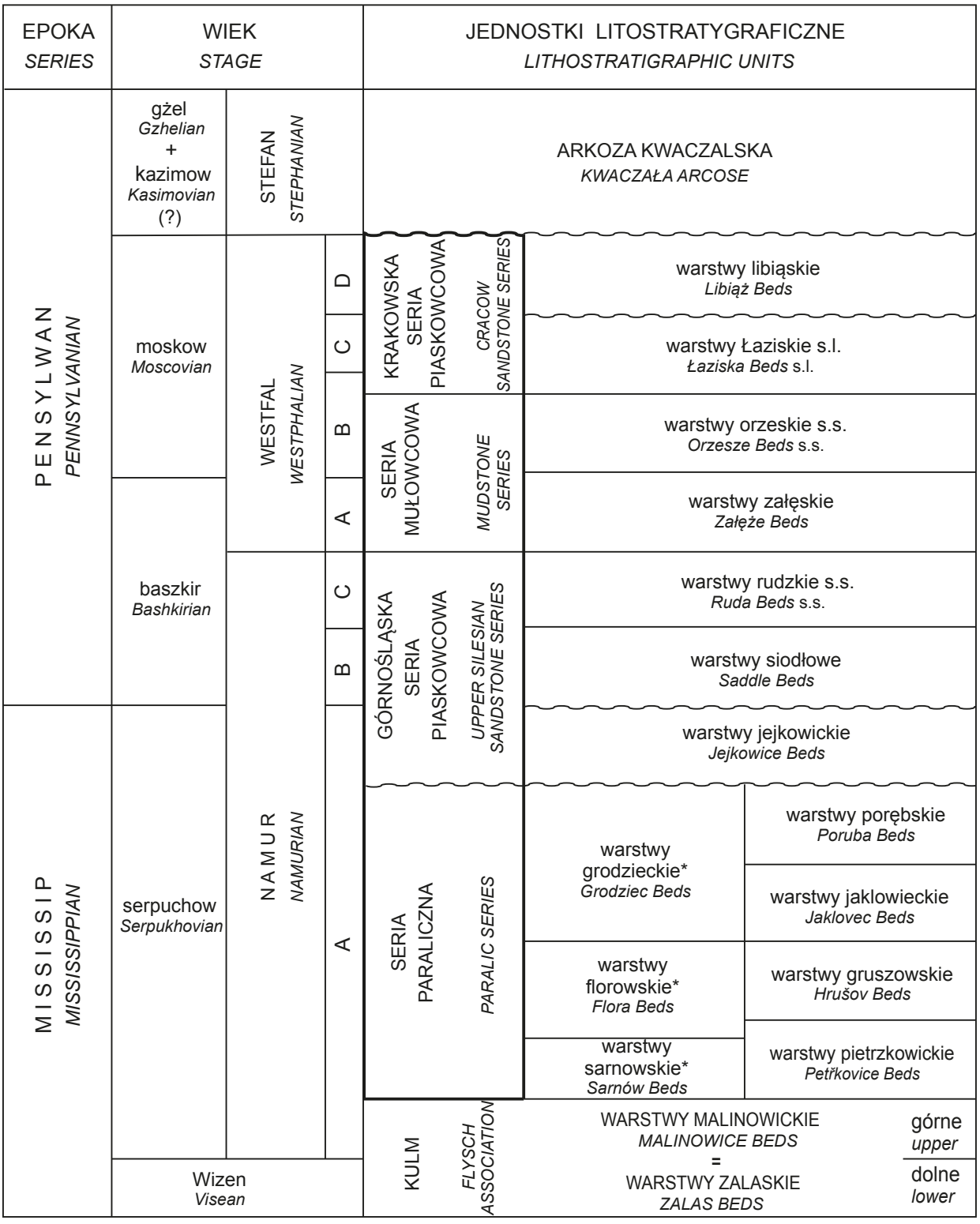


Fig. 16. Podział litostratygraficzny karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wg Dembowskiego, 1972; ze zmianami Jureczki, 1988 i Kotasa i in., 1988; z uzupełnieniem Jureczki, 2015)

Lithostratigraphic division of the Carboniferous in the Upper Silesian Coal Basin (after Dembowski, 1972, Jureczka, 1988; Kotas, 1988; supplemented by Jureczka, 2015)

geograficzne, jakie zachodziły w środowiskach sedymentacji w czasie deponowania osadów karbońskich GZW. Środowiska te były zróżnicowane lateralnie i zmieniające się w czasie, a wydzielane w profilu karbonu jednostki litostratygraficzne odzwierciedlają w ogólnym ujęciu rozwój i zmiany sukcesji węglonośnej – od zanikania sedymentacji osadów morskich w środowiskach przybrzeżnych równin i delt, przez okres depozycji osadów paralicznych z wielokrotnymi ingresjami morza na obszary lądowe, na których następowała właściwa sedymentacja węglonośna, aż do całkowitego odcięcia wpływów morza i depozycji osadów lądowych głównie w warunkach rozległych równi aluwialnych rzek roztokowych i meandrujących, z licznymi torfowiskami.

Warstwy malinowickie (głęb. 1470,2–1898,5 m, miąższość rzeczywista – ok. 410 m)

Morskie utwory terygeniczne – litostratygraficznie określane jako warstwy malinowickie (Kotas, 1972b) – występują w otworze Goczałkowice IG 1 poniżej węglonośnych osadów serii paralicznej do stropu serii węglanowej. Genetycznie osady tych warstw, często w uproszczeniu określanych jako „kulm", reprezentują formację utworów diastroficznych, typu fliszowego. Warstwy malinowickie wydzielono głównie na podstawie cech litologiczno-facjalnych rdzenia oraz badań faunistycznych (Bojkowski, 1973). W profilu otworu występują one od spągu piaszczystego kompleksu warstw sarnowskich, leżącego bezpośrednio nad poziomem morskim Štur (XVI), stwierdzonym na głęb. 1470,2–1506,0 m. Granicę spągową stanowi kontakt litologiczny między utworami iłowcowo-mułowcowymi a osadami wapiennymi niżej położonej serii węglanowej. Kontakt ten został uchwycony w rdzeniu na głęb. 1898,5 m (głęb. karotażowa 1896,5 m). W tym ujęciu do serii utworów terygenicznych kulmu weszła również warstwa wapieni wykazana karotażem, lecz nie uchwycona rdzeniowaniem.

Pod względem litologicznym i stratygraficznym seria terygeniczna kulmu w otworze Goczałkowice IG 1 dzieli się na dwie części (kontaktujące ze sobą tektonicznie na głęb. 1563,0 m) – warstwy malinowickie górne oraz warstwy malinowickie dolne.

Warstwy malinowickie dolne (głęb. 1563,0–1898,5 m, miąższość rzeczywista ok. 325 m) litologicznie tworzą dość monotonny kompleks iłowców i mułowców, przy niewielkim udziale piaskowców drobnoziarnistych (ok. 4,0–4,5%). Iłowce i mułowce wykazują regularną, równoległą laminację materiałem pylastym i piaszczystym. Zawierają szczątki fauny (zwłaszcza iłowce) oraz wymacerowane szczątki flory. Na podkreślenie zasługuje występowanie w dolnej części profilu śladów apendyksów *in situ*, świadczących o okresowych spłyceniach zbiornika i wynurzeniach; na głęb.: 1751,0–1752,0 m – apendyksy, charakter gleby stigmariowej, 1785,0–1789,0 m – ślady mułożerów lub apendyksów, 1790,5–1790,6 m – zlep muszlowy podścielony glebą stigmariową, 1793 m – wyraźna gleba stigmariowa. W profilu występują również pojedyncze, cienkie wkładki wapieni detrytycznych (krynoidowych z mikrofauną otwornicową); na głęb.: 1603,0 m – 5 cm, 1846,3 m – 20 cm, 1847,5 m – 20 cm, 1862,5 m – 5 cm oraz ok. 7-metrowa warstwa/ławica – nie uchwycona w rdzeniu – blisko kontaktu spągowego.

Stratygraficznie warstwy malinowickie dolne zostały zaliczone do górnego wizenu. Wiek ten potwierdziły badania biostratygraficzne: fauny (Bojkowski, 1973), flory (Kotasowa, 1973, 1975), mikrofauny otwornicowej (Soboń-Podgórska, 1973) oraz miospor (Jachowicz, 1973). Szczególnie cenne były bogate zespoły fauny, w tym przewodnie głowonogi, które pozwoliły na datowanie poziomów goniatytowych.

Warstwy malinowickie górne (głęb. 1470,2–1563,0 m, miąższość rzeczywista ok. 81,5 m) są skrócone tektonicznie i reprezentowane tylko przez górną część ich profilu. Do głęb. 1506,0 m są to osady poziomu morskiego Štur (XVI) zbudowane z naprzemianległych mułowców, często piaszczystych, i piaskowców drobnoziarnistych, z podrzędnymi wkładkami iłowców. W skałach obecne są szczątki flory, dość częste są apendyksy, miejscami tworzące poziomy gleb stigmariowych. W mułowcach, nierzadko także w piaskowcach, występują zlepy muszlowe ramienionogów

Tabela 7

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

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

Seria Series	PSC	MLC, ILC	LPW/LPS	WEH/WES	WAP	DOL, MAR
Seria mułowcowa Mudstone Series	16,3	68,6	0,8	14,3	–	–
Górnośląska seria piaskowcowa Upper Silesian Sandstone Series	27,5	59,5	1,3	11,7	–	–
Seria paraliczna Paralic Series	32,4	63,1	0,8	3,7	–	–
Warstwy malinowickie Malinowice Beds	8,4	89,4	–	–	2,0	0,2

DOL – dolomity, ILC – iłowce, LPS – łupki sapropelowe, LPW – łupki węglowe, MAR – margle, MLC – mułowce, PSC – piaskowce, WAP – wapienie, WEH – węgiel humusowy, WES – węgiel sapropelowy

DOL – dolomites, ILC – claystones, LPS – sapropelic shales, LPW – coal shales, MAR – marls, MLC – mudstones, PSC – sandstones, WAP – limestones, WEH – humic coal, WES – sapropel coal

(spiriferów) i członów krynoidów, a we wkładkach iłowcowych, czasem o charakterze sapropelowym, także lingule, małże, ślimaki, ramienionogi oraz głowonogi. Poniżej osadów poziomu morskiego Štur (XVI) litologia skał pozostaje bez większych zmian. Są to głównie mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, często z regularną, równoległą laminacją detrytusem roślinnym i łyszczykami, a w iłowcach – materiałem pylastym.

Pod względem stratygraficznym górna część warstw malinowickich jest zaliczana do namuru A.

Seria paraliczna (głęb. 880,8–1470,2 m, miąższość rzeczywista – ok. 530 m)

Utwory serii paralicznej (wg definicji Kotasa, Malczyka, 1972b) rozpoczynają profil utworów węglonośnych karbonu. Ich granicę spągową wyznacza strop niżej położonych warstw malinowickich, definiowany występowaniem osadów poziomu morskiego Štur (XVI). Koniec sedymentacji paralicznej określa powierzchnia, na której leżą lądowe utwory węglonośne wyższej części karbonu. W profilu otworu Goczałkowice IG 1 granicę stropową serii wyznacza spąg pokładu węgla 510.

Serię paraliczną wydzielono głównie na podstawie wyników badań karotażowych. Tylko jej spągową granicę uchwycono w odcinkach rdzeniowanych. Odcinkowe rdzeniowanie (na ogół 4–6 m) rozpoczęto od głęb. 1052,8 m i prowadzono z przerwami wynoszącymi przeważnie ok. 40–50 m, od głęb. 1390,0 m rdzeniowanie zagęszczono, a od 1446,1 m prowadzono je w sposób ciągły.

Rozdzielenie serii na ogniwa przeprowadzono na podstawie regionalnej analizy i korelacji z profilami serii paralicznej w innych otworach. Do przeprowadzenia tej analizy wykorzystano przesłanki litologiczno-sedymentologiczne, wynikające z rozmieszczenia pokładów węgla i piaskowców, oraz interpretację krzywych geofizycznych pod kątem podwyższonej radioaktywności naturalnej, wskazującej na możliwe występowanie osadów ingresji morskich. Istotne znaczenie miały również wyniki badań biostratygraficznych – flory (Kotasowa, 1973, 1975) oraz miospor (Jachowicz, 1973) z próbek pobranych z odcinków rdzeniowanych. Na podstawie przedstawionego powyżej zespołu cech, na etapie dokumentowania otworu przeprowadzono następujący podział serii paralicznej na ogniwa (Kotas, 1973a, b):

- warstwy grodzieckie – 880,8–1040,2 m;
- warstwy florowskie – 1040,2–1366,0 m;
- warstwy sarnowskie – 1366,0–1470,2 m.

Zastosowano podział litostratygraficzny właściwy dla północno-wschodniej i wschodniej części GZW (Doktorowicz-Hrebnicki, 1935), ze względu na podobieństwo wykształcenia profilu serii paralicznej do profilu tej serii w rejonie dąbrowskim. Jest to uzasadnione także brakiem w profilu serii przewodnich poziomów korelacyjnych, definiujących granice poszczególnych jednostek wydzielanych w części zachodniej (fig. 16). Taka sytuacja jest wynikiem lateralnych zmian w obrębie utworów paralicznych, które zachodzą na obszarze zagłębia. Od północnego zachodu ku południowemu wschodowi miąższość utworów paralicznych maleje, a wraz ze zmianami miąższości zaznaczają się wyraźnie zmiany charakteru facjalnego osadów, szczególnie widoczne w obecności kompleksów osadów morskich, z których znaczna część – określana jako morskie poziomy faunistyczne – ma podstawowe znaczenie dla litostratygrafii i korelacji. W centralnej i południowej części zagłębia następuje zanik większości z tych kompleksów oraz przewodniego poziomu łupku szlifierskiego. Z trudnością dają się śledzić, osiągające w zachodniej części zagłębia znaczne miąższości poziomy morskie Barbara (V) i Enna (VII). Wyraźnie zaznacza się natomiast tendencja zbliżania się i łączenia tych poziomów w jeden kompleks osadów o charakterystycznej cykliczności oraz związana z tym szybka redukcja warstw jaklowieckich, aż do ich całkowitego zaniku (Jureczka, 2002).

Granicę między warstwami grodzieckimi a florowskimi przyjęto umownie na głęb. 1040,2 m – w stropie odcinka ilasto-mułowcowego z podwyższoną radioaktywnością naturalną w profilowaniu gamma, wskazującą na osady pochodzenia morskiego. Wkładki te najprawdopodobniej reprezentują osady poziomu morskiego Enna (VII). Jest też możliwe, że – analogicznie jak w innych otworach odwierconych później w południowej części zagłębia oraz na pograniczu części centralnej i wschodniej – odcinek ten odpowiada połączonym poziomom Barbara (V) i Enna (VII). Taka sytuacja występuje m.in. w profilu otworu wiertniczego Chełmek IG 1 (Jureczka, 2017), gdzie stwierdzono tylko jeden poziom morski, charakterystycznie wykształcony jako regresywny cykl sedymentacyjny, zbudowany z sekwencji osadów morsko-deltowych (cykl o odwróconej gradacji uziarnienia, z fauną morską w części spągowej). Poniżej omawianego poziomu, w profilu otworu Goczałkowice IG 1 występuje typowa dla warstw florowskich sekwencja osadów z bardzo licznymi i cienkimi wkładkami węgla i łupków węglowych oraz oznakami ingresji morskich. Granicę pomiędzy warstwami florowskimi a sarnowskimi przyjęto w stropie serii piaskowców na głęb. 1366,0 m.

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). Pod względem litologicznym profil serii paralicznej w otworze Goczałkowice IG 1 budują głównie utwory mułowcowo-ilaste (tab. 7). Udział skał fitogenicznych jest stosunkowo niewielki i wynosi ok. 4,5%. Występujące w profilu warstwy węgla na ogół są cienkie, stwierdzono tylko dwa pokłady o grubości przekraczającej 1,0 m (1,4 i 1,5 m).

Litologia i udziały poszczególnych typów litologicznych w wyznaczonych ogniwach litostratygraficznych serii paralicznej w przybliżeniu są następujące:

- warstwy grodzieckie: iłowce i mułowce – ok. 77%, piaskowce – ok. 19%, osady fitogeniczne – ok. 4% (12 warstw węgla i łupku węglowego o miąższości 0,3–1,5 m);

– warstwy florowskie: iłowce i mułowce – ok. 65%, piaskowce – 29%, osady fitogeniczne – ok. 6% (40 warstw węgla i łupku węglowego o miąższości 0,2–1,4 m);
– warstwy sarnowskie: iłowce i mułowce – ok. 36%, piaskowce – ok. 63,4%, osady fitogeniczne – ok. 0,6% (warstwa łupku węglowego i warstwa węgla o miąższości 0,3–0,4 m).

Dokładniejsze informacje litologiczne, ze względu na wspomniany większy zakres rdzeniowania, pozyskano tylko z warstw sarnowskich. Wykształcenie tego ogniwa jest bardzo zbliżone do warstw sarnowskich zdefiniowanych w rejonie dąbrowskim (Doktorowicz-Hrebnicki, 1935), jako zestaw ławic piaskowców drobnoziarnistych przedzielonych skałami ilasto-mułowcowymi, z pojedynczymi cienkimi wkładkami osadów fitogenicznych. W profilu otworu Goczałkowice IG 1 piaskowce warstw sarnowskich są drobnoziarniste, rzadziej średnio- i gruboziarniste, szarogłazowe. Składają się głównie z kwarcu, podrzędnie występują skalenie i łyszczyki, przy nieznacznym udziale okruchów skał (kwarcytów, łupków kwarcytowych, rzadko także kwaśnych skał wulkanicznych). Piaskowce te na ogół wykazują laminację przekątną w dużej skali, podkreśloną detrytusem roślinnym i łyszczykami. W skałach mułowcowych i iłowcowych stwierdzono występowanie apendyksów i poziomów gleb stigmariowych. W górnej części profilu warstw sarnowskich występują iłowce sapropelowe z lingulami, a karotaż wykazał tam także warstwę węgla o grubości 0,4 m.

Pod względem stratygraficznym seria paraliczna w całości jest zaliczana do namuru A. W otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 wiek ten potwierdzono badaniami biostratygraficznymi flory i miospor (Jachowicz, 1973; Kotasowa, 1973, 1975).

Węglonośne utwory lądowe
(głęb. 582,5–880,8 m)

Górnośląska seria piaskowcowa
(głęb. 714,6–880,8 m;
miąższość rzeczywista – ok. 150 m)

W profilu karbonu otworu Goczałkowice IG 1 sedymentację w warunkach lądowych rozpoczynają osady określone jako górnośląska seria piaskowcowa (Kotas, Malczyk, 1972a), o miąższości rzeczywistej ok. 150 m (po redukcji ze względu na podwyższone kąty upadu, sięgające ok. 25°). W skali zagłębia odrębność litologiczno-facjalna tej serii wyraża się przewagą utworów gruboklastycznych nad drobnoklastycznymi, występowaniem grubych pokładów węgla i brakiem poziomów z fauną morską. Jej charakterystyczną cechą jest szybka redukcja miąższości w kierunku wschodnim, aż do całkowitego wyklinowania. Wynikiem tej redukcji jest stosunkowo niewielka miąższość serii w profilu otworu Goczałkowice IG 1, a co za tym idzie, niereprezentatywność procentowego udziału poszczególnych typów litologicznych (tab. 7). Całość osadów omawianej serii w profilu otworu została wyznaczona wyłącznie na podstawie badań karotażowych, badań makroskopowych próbek okruchowych oraz korelacji z profilami innych otworów wiertniczych, w szczególności z rejonu kopalni „Silesia" (Kotas, 1973a). Granicę stropową serii wyznaczono w stropie pakietu skał ilastych, stanowiących poziom fauny słodkowodnej pokładu 407 – poziom faunistyczny Hubert, definiujący strop warstw rudzkich *sensu stricto*. Iłowce te, często sapropelowe, o podwyższonej promieniotwórczości naturalnej, wyraźnie zaznaczają się w diagramie profilowania gamma. Jako reper korelacyjny, poziom faunistyczny Hubert często jest łączony z położonym wyżej pokładem 405 o dużej stałości i znacznej miąższości rzędu 4–5 m. Granicę spągową serii przyjęto w spągu grubego, prawie 6-metrowego pokładu węgla 510, pod którym leżą osady serii paralicznej. W otworze Goczałkowice IG 1 pokład ten wraz z pokładem 501 o przewierconej grubości 4,4 m tworzy wiązkę dwóch pokładów łatwo identyfikowanych i jednoznacznie wydzielanych na podstawie profilowania gamma i neutron-gamma. Obecność tych pokładów pozwala jednocześnie rozdzielić profil serii na warstwy rudzkie *s.s.* oraz warstwy siodłowe. Warstwy siodłowe, reprezentowane przez pokłady 501 i 510 wraz z dzielącym je cienkim przerostem skały płonnej, obejmują interwał głęb. 869,8–880,8 m. Wyższa, występująca nad nimi, część serii należy do ogniwa warstw rudzkich *s.s.* Węglonośność warstw rudzkich *s.s.* jest dość wysoka i wynosi 7,5% (liczona łącznie dla skał fytogeniczych); występuje tu (wg geofizyki) 11 warstw i pokładów węgla o grubości 0,3–1,8 m oraz 6 warstw łupku węglowego o grubości 0,3–0,4 m.

Pod względem stratygraficznym górnośląska seria piaskowcowa reprezentuje namur górny: warstwy rudzkie *s.s.* należą do namuru C, warstwy siodłowe – do namuru B.

Seria mułowcowa
(głęb. 582,5–714,6 m,
miąższość rzeczywista – ok. 120 m)

Drugą, młodszą jednostką litostratygraficzną utworów lądowych w profilu otworu Goczałkowice IG 1 jest seria mułowcowa (Porzycki, 1972), reprezentowana przez dolną część serii – warstwy załęskie. Serię wydzielono na podstawie badań karotażowych, badań makroskopowych próbek okruchowych oraz korelacji z otworami wiertniczymi rejonu kopalni „Silesia" (Kotas, 1973a). Osady serii mułowcowej stanowią kontynuację sedymentacji stropowej części górnośląskiej serii piaskowcowej. Spągową granicę serii przyjęto w stropie omówionego wyżej poziomu fauny słodkowodnej Hubert. Granicę stropową serii stanowi erozyjny kontakt z osadami miocenu. W profilu jest reprezentowana tylko spągowa część warstw załęskich, pierwszy przewiercony pokład węgla, na głęb. 601,4 m, zidentyfikowano jako pokład 401 (Kotas, 1973b).

Litologicznie seria mułowcowa jest wykształcona monotonnie z charakterystyczną cyklicznością osadów. Przeważają osady drobnoklastyczne – mułowce i iłowce, które sta-

nowią 68,6% profilu (tab. 7). Udział piaskowców wynosi 16,3%. Węglonośność serii w profilu otworu jest bardzo wysoka – 14,3%; w obrębie serii stwierdzono występowanie 22 warstw skał fytogenicznych, głównie węgla, o miąższościach 0,2–2,3 m, w tym reperowy pokład 405, rozszczepiony na dwie warstwy: pokład 405/1 – na głęb. 703,4 m (2,3 m) i pokład 405/2 – na głęb. 706,3 m (2,3 m). Należy jednak zaznaczyć, że ze względu na występowanie w profilu otworu tylko spągowej część serii, cechującej się dość licznymi warstwami i pokładami węgla, stwierdzona węglonośność nie jest reprezentatywna dla całej serii, która w skali zagłębia wynosi 5,6% (Jureczka, Kotas, 1995).

Pod względem stratygraficznym przewiercony odcinek serii mułowcowej (warstw załęskich), należy do westfalu A.

NEOGEN

Marek JASIONOWSKI

MIOCEN

Utwory miocenu nawiercone w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 nie były rdzeniowane. Ich opis litologiczny sporządzono na podstawie próbek okruchowych oraz pomiarów geofizyki wiertniczej. O ich wykształceniu litologicznym i stratygraficznym (inwentarzu mikropaleontologicznym) można wnioskować także bazując na szczegółowo opisanych przez Alexandrowicza (1963) sąsiadujących (w odległości kilku kilometrów) otworach wiertniczych zlokalizowanych na zachód od Pszczyny.

Utwory mioceńskie w omawianym otworze występują na głęb. 38,0–582,5 m pod powierzchnią terenu i osiągają miąższość 544,5 m. Spoczywają one na produktywnych utworach karbonu górnego (westfal A, warstwy załęskie) (Kotas, Różkowski, 1973a). Wykształcenie litologiczne utworów miocenu w omawianym otworze jest bardzo monotonne – są to głównie łupki ilaste i jedynie ich najbardziej przyspągowa część jest nieco bardziej zróżnicowana. Takie wykształcenie litologiczne jest typowe dla osadów mioceńskich wypełniających południową część zapadliska przedkarpackiego na Górnym Śląsku (Alexandrowicz, 1963). Wiek omawianych osadów nie został udokumentowany biostratygraficznie, jednak przez analogię do sąsiadujących otworów badanych przez Alexandrowicza (1963) można z całą pewnością przyjąć, że, wg obowiązującego obecnie podziału stratygraficznego zapadliska przedkarpackiego (Wagner, 2008), chronostratygraficznie w całości należą one do dolnego badenu (moraw), co odpowiada langowi w standardowym podziale stratygraficznym.

Litostratygrafia

W profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 w obrębie utworów mioceńskich można wyróżnić dwie formacje litostratygraficzne charakterystyczne dla tej części zapadliska przedkarpackiego, od dołu są to:

- ?formacja kłodnicka – w dokumentacji wynikowej: podstawowa seria terygeniczna opolu dolnego (Kotas, Różkowski, 1973a);
- formacja skawińska – w dokumentacji wynikowej: seria morskich utworów terygenicznych opolu górnego (Kotas, Różkowski, *op. cit.*).

?Formacja kłodnicka

Osady, które prawdopodobnie można wiązać z formacją kłodnicką, występują w otworze Goczałkowice IG 1 na głęb. 570,0–582,5 m. Wykształcone są one głównie w postaci zielonawożółtych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców (Kotas, Różkowski, 1973a). W dokumentacji wynikowej zaznaczono, że spągowe partie miocenu zawierają okruchy i otoczaki skał karbońskich. Próbka okruchowa z głęb. 580,0 m wykazywała domieszki czarnych łupków węglistych, nie jest zatem wykluczone, że w istocie część utworów piaszczystych ze spągowego odcinka tych utworów może należeć jeszcze do karbonu. Nie powinno się jednak wykluczać mioceńskiego wieku substancji węglistej, gdyż w utworach formacji kłodnickiej niejednokrotnie stwierdzano obecność węgla brunatnego (Alexandrowicz, 1963). Brak rdzenia uniemożliwia jednoznaczne rozstrzygnięcie tych wątpliwości. Dodatkowym argumentem za ich mioceńskim wiekiem jest fakt, że te piaskowce wykazują zdecydowanie większą porowatość niż piaskowce karbońskie i przez to stanowią istotny poziom wodonośny. Brak rozstrzygających przesłanek z powodu nierdzeniowania nie pozwala na pewne określenie, czy faktycznie opisane wyżej utwory można uznać za lądowe osady mioceńskie i tym samym zaliczyć je bez wątpliwości do formacji kłodnickiej.

Formację kłodnicką (określoną jako warstwy kłodnickie) nawiercono bezpośrednio na północ od badanego otworu w kilku otworach surowcowych w rejonie miejscowości Mizerowa, Łąka, Pszczyna, Czechowice-Dziedzice i jest to jej maksymalny południowy zasięg w tym rejonie zapadliska przedkarpackiego (Wójcik, Nescieruk, 2013). Według Wójcika i Nescieruka (2013) formacja kłodnicka w wyżej wymienionych otworach jest reprezentowana głównie przez iły, iłowce, piaski, margle i martwice, będące osadami lądowymi, słodkowodnymi, niekiedy brakicznymi. Spoczywa ona tam bezpośrednio na utworach karbonu górnego (warstwy załęskie, orzeskie), a jej strop wyznaczają morskie iły margliste i piaszczyste formacji skawińskiej. Miąższość formacji kłodnickiej wynosi maksymalnie 34 m, często jednak brak jej w profilu pod transgresywnymi

osadami formacji skawińskiej. Osady te zaliczane są do dolnego badenu, pomimo że nie zawierają wyraźnych zespołów faunistycznych, przeważają natomiast skorupy słodkowodnych małżów i ślimaków, takich jak *Cepaea* czy *Planorbis* (Alexandrowicz, 1963).

Formacja skawińska

Według opisu zawartego w dokumentacji wynikowej otworu (Kotas, Różkowski, 1973a) można przyjąć, iż formacja ta jest tożsama z tzw. serią morskich utworów terygenicznych opolu górnego. Osady formacji skawińskiej w omawianym otworze są wykształcone głównie jako jasnoszare łupki ilaste, nieco zielonkawe, margliste (burzące z HCl), miejscami zapiaszczone, niekiedy zawierające także drobne otoczaki piaskowców. Jedynie próbka okruchowa pobrana z głęb. 415,0 m wskazywała na obecność wkładki jasnoszarych piaskowców i mułowców o miąższości poniżej 5 m, której jednak nie potwierdzono pomiarami geofizyki otworowej. Z kolei w pomiarach geofizycznych wykazano obecność wyraźnej wkładki piaskowca (lub raczej piasku, gdyż w próbach okruchowych nie stwierdzono obecności okruchów piaskowca) na głęb. 454,0–458,0 m.

Szczegółowy opis wykształcenia litologicznego i stratygrafii osadów mioceńskich w rejonie otworu Goczałkowice IG 1 przedstawił Alexandrowicz (1957, 1963). Na podstawie kilku otworów zlokalizowanych w niedalekim sąsiedztwie (kilka kilometrów na północ) od badanego otworu można stwierdzić, że osady miceńskie są tam wykształcone jako szare i szarozielone iły margliste, przechodzące ku górze w szare iły łupkowe z wkładkami piasków. Łączna miąższość tych osadów wg Alexandrowicza (1963) waha się w granicach 100–300 m, a więc jest znacząco mniejsza niż w otworze Goczałkowice IG 1 (co jest zrozumiałe, ponieważ otwór ten jest zlokalizowany bardziej ku południowi, bliżej nasunięcia Karpat zewnętrznych).

Najbliższym otworem, szczegółowo zbadanym przez Alexandrowicza (1963), jest otwór w miejscowości Poręba koło Pszczyny (Pm–35 wg oznaczenia w ww. cytowanej publikacji) położony ok. 8,5 km na północny zachód. W otworze tym osady formacji skawińskiej osiągają 351,2 m i można w ich obrębie wyróżnić dwie jednostki, od spągu są to:

- szare i jasnoszare iły nieco margliste o miąższości 36,2 m, zawierające w spągu drobne fragmenty skał karbońskich (piasków arkozowych oraz ciemnoszarych i czerwonych łupków ze szczątkami flory); w wyższej części warstwy, wśród iłów, pojawiają się cienkie smugi i wkładki mułków i pylastych piasków z muskowitem; utwory te zawierają dość bogaty zespół otwornic planktonicznych i bentonicznych (m.in. rodzaje: *Globigerina, Globorotalia, Nodogenerina, Bulimina, Cibicides*) charakterystyczny dla tzw. zespołu II AB (zob. Alexandrowicz, 1963);
- szare iły z licznymi, cienkimi wkładkami piasków, osiągające miąższość 315,2 m; w niższej części warstwy piasek tworzy cienkie smugi piasków drobnoziarnistych i pylastych. Ku górze ilość materiału piaszczystego wzrasta (miejscami do ok. 30%), przy czym są to piaski drobno- i średnioziarniste, zawierające liczne blaszki muskowitu, drobny detrytus roślinny oraz ułamki skorupek mięczaków; poszczególne wkładki piasków osiągają ponad 1 m miąższości, najczęściej jednak 1–10 (20) cm. Są one przewarstwione ławicami szarych iłów o podobnej miąższości. W skład zespołu otwornic, które dość licznie występują w iłach, wchodzą liczne gatunki planktoniczne i bentoniczne charakterystyczne dla tzw. zespołu II C (zob. Alexandrowicz, 1963).

CZWARTORZĘD

Joanna RYCHEL

KORELACJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU Z OTWORU GOCZAŁKOWICE IG 1

Otwór badawczy Goczałkowice IG 1 jest zlokalizowany po wschodniej stronie Jeziora Goczałkowickiego nad północno-zachodnim brzegiem Stawów Maciek na wysokości 246,17 m n.p.m. i został wykorzystany (otw. nr 65) przy opracowaniu ark. Pszczyna (992) *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) 1:50 000* (Wójcik, Nieścieruk, 2000). Według mapy powierzchniowej znajduje się on w obrębie mułków, glin i lessów deluwialnych stoku w strefie krawędzi doliny Wisły, pomiędzy lessami a mułkami lessopodobnymi budującymi wysoczyznę Pszczyńską oraz iłami z domieszką piasków (mady) rzecznego tarasu zalewowego (rędzinnego) 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wójcik, Nieścieruk, 2000) (fig. 17). Otwór ten uwzględniono na podstawowym przekroju geologicznym A–B do SMGP ark. Pszczyna (992) (Wójcik, Nieścieruk, *op. cit.*) o przebiegu z południa na północny wschód. W sąsiedztwie na terenie doliny Wisły są zlokalizowane inne otwory badawcze (otw. nr 61, 62, 64, 66 i 70), które leżą na podobnej wysokości (242,0–246,0 m n.p.m.), ale odznaczają się mniejszą miąższością osadów czwartorzędu, maksymalnie do 30 m (otw. nr 62). Korelacje wykonano w odniesieniu do profilu syntetycznego opracowanego dla wspomnianego arkusza SMGP – rejon Wysoczyzny Pszczyńskiej i Doliny Wisły. Porównano miąższości jednostek stratygraficznych oraz ich wysokości bezwzględne przedstawione na profilu syntetycznym.

Autorzy opracowania (Wójcik, Nieścieruk, *op. cit.*) zwracają uwagę na morfologię powierzchni podczwartorzędowej, która w tym rejonie charakteryzuje się występowaniem

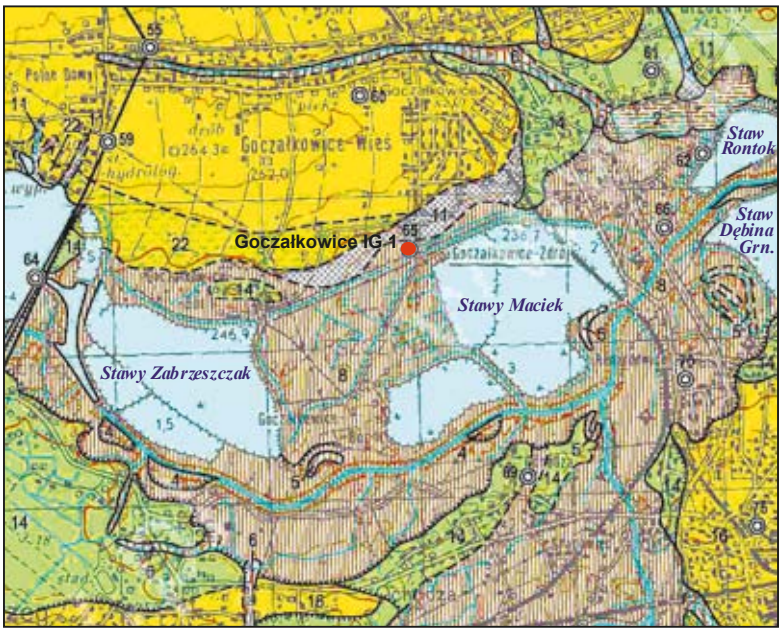


Fig. 17. Lokalizacja otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 na tle *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000,* ark. Pszczyna (Wójcik, Nieścieruk, 2000)

2 – torfy i namuły torfiaste oraz rudy darniowe; **4** – mułki, piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki; **5** – namuły, mułki i iły starorzeczy; **6** – iły, gliny, namuły i piaski den dolinnych; **8** – iły i mułki miejscami z domieszką piasków (mady), lokalnie piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki; **11** – mułki, gliny, piaski i lessy deluwialne; **14** – piaski, mułki i gliny rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki; **16** – lessy i mułki lessopodobne; **22** – piaski wodnolodowcowe

Location of the Goczałkowice IG 1 borehole on the *Detailed Geological Map of Poland 1:50,000*, Pszczyna sheet (Wójcik, Nieścieruk, 2000)

2 – peat, peaty muds and bog iron; **4** – silts, sands and gravels of fluvial terraces 1.0–3.0 m a.r.l.; **5** – muds, silts and clays of oxbow lakes; **6** – clays, silts and sands of valley bottoms; **8** – clays and silts with sands (river fen soil), fluvial sands of supra-inundation terraces 4.0–6.0 m a.r.l.; **11** – deluvial silts, clays, sands and loess; **14** – sands, silts and tills of supra-inundation terraces 7.0–10.0 m a.r.l.; **16** – loess and loess-like silts; **22** – glacifluvial sands

wąskich obniżeń rozdzielonych garbami o kierunku północny zachód–południowy wschód. W jednym z takich obniżeń znajduje się omawiany otwór wiertniczy. Obniżenia te były wykorzystywane przez rzeki podczas zlodowaceń. Najstarszą i zarazem najbardziej miąższą jest seria osadów rzecznych wypełniających dolinę Wisły z okresu zlodowacenia odry (MIS8) ok. 245–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Budują ją żwiry i piaski, w obrębie których lokalnie zaznaczają się pojedyncze warstwy piasków lub glin piaszczystych. Na podstawie uzyskanych do opracowania SMGP profili otworów autorzy wysunęli przypuszczenie, że miąższość tych osadów przekracza 20 m. Tworzą one wyraźny poziom morfologiczny, który nawiązuje do występowania osadów wodnolodowcowych na północ od doliny Wisły, co potwierdzają opisane w dokumentacji otworu cechy tego osadu, takie jak słabe wysortowanie ziaren oraz przewaga ziaren piaskowców i kwarcu odznaczających się słabym stopniem obtoczenia.

Z uwagi na lokalizację otworu w strefie krawędzi doliny nie stwierdzono w profilu młodszych utworów rzecznych z okresu zlodowaceń warty (MIS6, 130–190 tys. lat temu) i wisły (MIS2, 11,7–118 tys. lat temu) (Railsback, 2015). Serię osadów rzecznych ze zlodowacenia odry nadbudowują osady rzeczno-deluwialne, przejściowe, deponowane w strefie stoku przy krawędzi doliny Wisły, między lessami i mułkami lessopodobnymi wysoczyzny a mułkami tarasów nadzalewowych. Z okresu zlodowacenia wisły pochodzą miąższe pokrywy lessowe wysoczyzny Pszczyńskiej. W holocenie nastąpił rozwój sieci rzecznej, a w ostatnim tysiącleciu miała miejsce wzmożona akumulacja i nastąpiło pionowe nadbudowanie równiny zalewowej osadami facji korytowej i powodziowej w obrębie tarasów (Niedziałkowska i in., 1985). Występowanie znacznej miąższości pokryw czwartorzędowych w dolinie Wisły sugeruje istnienie młodych środkowo- i górnoczwartorzędowych ruchów obniżających ten obszar Kotliny Oświęcimskiej (Wójcik, Nieścieruk, 2000). Autorzy (Wójcik, Nieścieruk, *op. cit.*) zwracają uwagę, że pionowa nadbudowa tarasów, znaczna akumulacja osadów oraz powstanie pokryw deluwialnych ma związek z wylesieniem terenu i wprowadzeniem upraw okopowych.