

KAMBR

JOLANTA PACZEŚNA, RYSZARD HABRYN,
MONIKA JACHOWICZ-ZDANOWSKA, ZBIGNIEW SZCZEPANIK

Wstęp

Jolanta Paczeńska, Monika Jachowicz-Zdanowska, Zbigniew Szczepanik

Dolną granicę systemu kambryjskiego ustanowiono w SE Nowej Fundlandii na półwyspie Burin i przylądku Fortune Head, na podstawie pierwszego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* w klastycznych osadach formacji Chapel Island. W utworach węglanowych dolną granicę systemu kambryjskiego zdefiniowano poniżej najniższego wystąpienia zespołu drobnych organizmów skorupkowych (ang. *small shelly fossils*) (Landing, 1994; Geyer, Landing, 2016 i literatura tam cytowana).

Dolna granica systemu kambryjskiego została geochronologicznie ustalona na podstawie datowania radiometrycznego metodą U–Pb–CA–ID TIMS na 538,8 ± 0,6 mln lat w południowej Namibii, w klastycznych utworach formacji z Nomtsas, w warstwie tufu zalegającej bezpośrednio poniżej najniższego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* (Linnemann i in., 2018; Cohen i in., 2025). Górna granica systemu kambryjskiego jest jednocześnie dolną granicą systemu ordowickiego, którą wyznacza pierwsze wystąpienie ordowickiego konodonta *lapetognathus fluctivagus* (Cooper i in., 2001); jest ona geochronologicznie datowana na 486,85 ± 1,5 mln lat.

System kambryjski został zdefiniowany i wydzielony przez Sedgwicka w 1835 r. na podstawie profili z północnej Walii i regionu Cumberland w NW Anglii (Sedgwick, Murchinson, 1835). Do niedawna dzielono go na trzy oddziały (dolny, środkowy, górny) i odpowiadające im trzy epoki (wczesna, środkowa, późna). Kambry był jedynym systemem, w którym do początków XXI w. nie wyróżniano globalnych pięter chronostratygraficznych. Podstawową jednostką w korelacji utworów kambryjskich stanowi do dziś poziom biostratygraficzny, wydzielany na podstawie przewodnich gatunków trylobitów, które są indeksową grupą skamieniałości dla tego systemu. Bazując na poziomach biostratygraficznych, są konstruowane podstawowe schematy tego systemu, jednak z uwagi na silny bioprowincjalizm trylobitów w kambrze są tworzone podziały regionalne i lokalne, które w mniejszym lub większym stopniu mogą być ze sobą korelowane. Polski zasięg występowania trylobitów nie obejmuje jednak całego kambru. Pojawiają się one dopiero od spągu oddziału 2 kambru. Stratygrafia najniższego oddziału kambru – terenewu – bazuje na drobnych organizmach skorupkowych, zespołach akritarch i pomocniczo także archeocjatach. W definiowaniu dolnej granicy terenewu, systemu kambryjskiego i fanerozoiku, priorytetową rolę odgrywają skamieniałości śladowe. Na obszarach, w których skały najstarszego kambru są wykształcone w facjach węglanowych, biostratygrafia bazuje na archeocjatach.

W schemacie chronostratygraficznym kambru tradycyjne oddziały (fig. 1A) zastąpiono czterema oddziałami i 10 piętrami (fig. 1B). Oficjalnie nazwano oddziały kambru: najstarszy – terenew, środkowy – miaoling i górny – furong (Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007; Peng, Babcock, 2011; Gradstein i in., 2020). Wciąż niezdefiniowany formalnie i nienazwany pozostaje oddział 2. Wyróżniono i zdefiniowano również w kolejności stratygraficznej piętra kambru: fortun, wuliu, drum, gużang, paib i dziangszan (Babcock i in., 2005; Babcock, Peng, 2007). Nadal niezdefiniowane i nienazwane pozostają piętra: 2, 3, 4 i 10. Nowe wydzielenia chronostratygraficzne w obrębie kambru są oparte na innych niż wcześniej gatunkach trylobitów; nowe taksony wskaźnikowe będące podstawą wydzielenia

stratygraficznych są bardziej poprawne. Wynika to z faktu, że taksony, wcześniej uważane za mające stabilne pierwsze pojawienie się, w rzeczywistości okazały się diachroniczne. Wspomniany diachronizm jest możliwy do wychwycenia nawet w badaniach o niskiej rozdzielczości stratygraficznej.

Jednym z głównych zjawisk, które na przełomie ediakaru i we wczesnym kambrze stymulowało wzrost liczby zróżnicowanych taksonomicznie organizmów bezkręgowych (fig. 2), było stopniowo zwiększające się natlenienie atmosfery, hydrosfery i osadów dennych. Wzrost

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
KAMBR	furong	piętro 10	486,85 ± 1,5
		dziangszan	~491,0
		paib	~494,2
	miaoling	gużang	~497,0
		drum	~500,5
		wuliu	~504,5
	oddział 2	piętro 4	~506,5
		piętro 3	~514,5
	terenew	piętro 2	~521,0
		fortun	~529,0
			538,8 ± 0,6

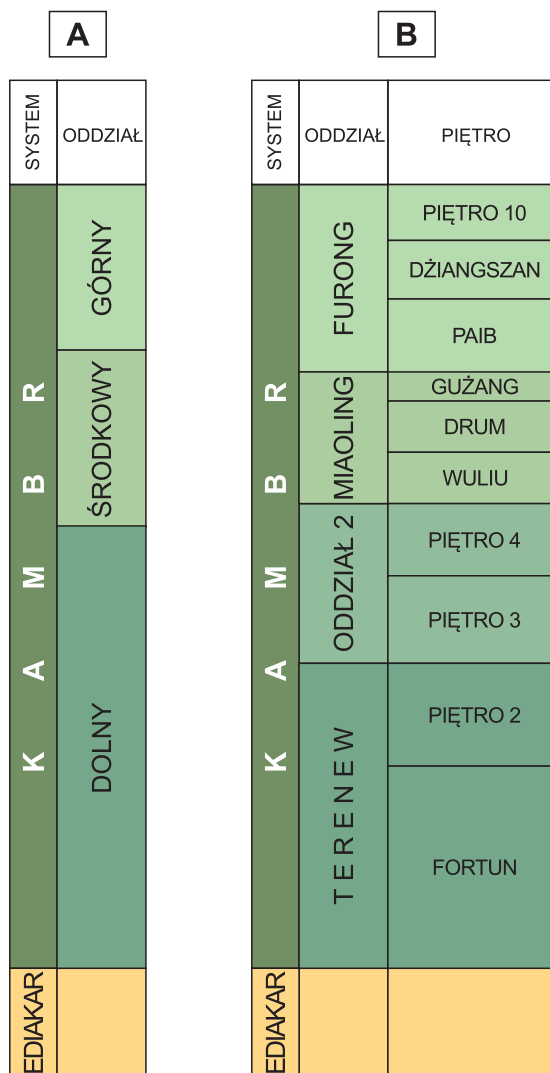


FIG. 1. Podziały chronostratygraficzne kambru: A – podział klasyczny na trzy oddziały; B – nowy podział na cztery oddziały i 10 pięter, ustanowiony przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną

Wstęp

natlenienia został między innymi zapoczątkowany pojawieniem się we wczesnym kambrze (fortunie) drapieźników, które swoim zachowaniem troficznym wymusiły na organizmach żyjących na powierzchni osadów dennych ucieczkę w głąb osadów i rozpoczęcie drażenia w nich nerek i kanałów chroniących je przed organizmami drapieżnymi. Następnym ogniwem tego swoistego łańcucha biozarzeń było pojawienie się – w ekosystemie dna morskiego – organizmów odżywiających się substancją organiczną zawartą w osadzie. Organizmy te wykształciły nieznanne z ediakaru typy behawioru. Ich kopalnym zapisem są skomplikowane morfologicznie i bardzo urozmaicone ichnotaksonomicznie ichnocozy, czyli zespoły skamieniałości śladowych (Paczeńska, 1986, 1996). Działalność osadozerców doprowadziła do gwałtownego wzrostu zbioturbowania osadów dennych, co spowodowało eliminację z ekosystemu typowych dla ediakaru mat mikrobialnych przy jednoczesnym wzroście natlenienia osadu. Zmiany w konsystencji, składzie fizycznym, chemicznym i biologicznym osadów determinowały środowisko życia organizmów, głównie dostępność zasobów pokarmowych. Procesy te mogły doprowadzić do adaptacji organizmów do nowych warunków egzystencji i tym samym uruchomić procesy generowania nowych gatunków i rodzajów fauny kambrzyjskiej (Seilacher, 1999). Ichnologiczny zapis eksplozji życia kambrzyjskiego jest wyrazem przełomowego dla świata organicznego całego fanerozoiku procesu nazywanego rewolucją agronomiczną lub rewolucją substratu (Mángano, Buatois, 2020; Majchrzyk, Żylińska, 2025). Fortuński zapis eksplozywnego wzrostu urozmaicenia behawioru kambrzyjskiej fauny stanowi trzecią, główną fazę kambrzyjskiej rewolucji agronomicznej. Nastąpiła ona po dwóch pierwszych fazach ediakarskich, w których nieskomplikowane morfologicznie i położone na powierzchni osadu (pierwsza faza rewolucji agronomicznej) lub w jej pobliżu (druga faza rewolucji agronomicznej) skamieniałości śladowe odzwierciedlały niską złożoność taksonomiczną, morfologiczną i ekologiczną ediakarskich zespołów fauny (Paczeńska, 1996; Seilacher, 1999; Mángano, Buatois, 2017, 2020; Majchrzyk, Żylińska, 2025).

Brak większych perturbacji klimatycznych, w tym okresów chłodniejszych, przy niewielkim, globalnym zróżnicowaniu ogólnie ciepłego klimatu w kambrze, wysoka zawartość tlenu w atmosferze i hydrosferze, żyzność oceanów w postaci zwiększonych planktonicznych zasobów pokarmowych, stabilizacja geotektoniczna skorupy ziemskiej, a także wzrost poziomu oceanu światowego, skutkujący globalną transgresją morską na większości kontynentów we wczesnym kambrze, to kilka, z prawdopodobnie wielu, do dziś niewyjaśnionych przyczyn wystąpienia kambrzyjskiej eksplozji życia (Eerola, 2004; Brasier, Lindsay, 2004; Burzin i in., 2004). Gwałtowny wybuch świata organicznego oznaczał pojawienie się na Ziemi we wczesnym kambrze większości znanych współcześnie typów organizmów, łącznie ze strunowcami, w stosunkowo krótkim geologicznym czasie. Podobna radiacja ewolucyjna, o tak ogromnym spektrum zróżnicowania biologicznego, nigdy więcej nie powtórzyła się w historii ziemskiej biosfery.

Po zakończonej w późnym ediakarze dezintegracji superkontynentu Rodinii i jej sukcesorki Pannotii, indywidualne bloki skorupowe rozpoczęły we wczesnym kambrze, jako odrębne byty geologiczne, różnokierunkowy dryft po globie ziemskim. Trwało to aż od rozpoczęcia się pod koniec kambru i trwającej do wczesnego dewonu stopniowej akrecji kontynentów (np. Nawrocki, Poprawa, 2006). Proces ten skutkował wieloaspektowym różnicowaniem się ich historii geologicznej, w związku z tym w niniejszym rozdziale kambrzyjskie bloki litosferyczne omówiono jako odrębne jednostki strukturalne.

Na obszarze Polski udokumentowane biostratygraficznie utwory kambru odsłaniają się w łysogórskim pasmie fałdowym i kieleckim pasmie fałdowym na terenie Gór Świętokrzyskich. W Sudetach silnie zmetamorfizowane utwory dolnego kambru są udokumentowane biostratygraficznie jedynie punktowo. Kambrzyjski wiek wykazuje część sudeckich granitoidów, przeobrażonych w orogenezie waryscyjskiej w gnejsy. Na pozostałych obszarach Polski rozpoznane stratygraficznie utwory kambru są znane tylko z profili otworów wiertniczych i zostały udokumentowane na platformie wschodnioeuropejskiej, na bloku górnośląskim i we wschodniej części bloku małopolskiego (fig. 3; Paczeńska i in., 2017).

Badania utworów kambru w Polsce rozpoczęto w Górach Świętokrzyskich. U progu XX w. region ten – gdzie stwierdzono wszystkie ówczesne wyróżniane oddziały kambru – stał się jednym z najważniejszych dla badań tego systemu w Europie (zob. historię badań w: Lenzion, Żak, 1968). Rodzący się stopniowo schemat biostratygraficzny kambru Gór Świętokrzyskich powstał do momentu, gdy ostatecznie został zaproponowany regionalny podział biostratygraficzny bazujący na trylobitach (Orłowski, 1988 i literatura tam cytowana). W rezultacie prac rewizyjnych trylobitów w Górach Świętokrzyskich (Żylińska, 2001, 2013a, b, 2019; Żylińska i in., 2006; Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019, 2021) doszło do istotnych korekt regionalnego schematu biostratygraficznego (fig. 4). Z kolei wyniki prac dotyczących mikroflory akritarchowej (Moczyłowska w: Kowalczewski i in., 1986a, b, 1987; Szczepanik i in., 2005; Żylińska i in., 2006; Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2009; Szczepanik, Żylińska, 2017, 2021) umożliwiły korelację regionalnej chronostratygrafii z podziałami standardowymi (fig. 4).

Spójna propozycja podziału litostratygraficznego została przedstawiona przez Orłowskiego (1975a). Badacz ten zaproponował dla całego profilu kambru Gór Świętokrzyskich ustanowienie – z założenia formalnego – podziału litostratygraficznego, w którym ujął wszystkie znane wówczas kambrzyjskie kompleksy skalne. Z biegiem lat i dostępem nowych danych schemat był uzupełniany (Orłowski, 1981; Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000; Szczepanik i in., 2005; Kowalczewski i in., 2006), i wciąż pozostaje podstawowym schematem litostratygraficznym kambru w Górach Świętokrzyskich,

FIG. 2. Świat organiczny w ediakarze i kambrze – najważniejsze zdarzenia (zestawiono na podstawie: Eerola, 2001; Zhuravlev, 2001; Droser, Li, 2001; Xian-Guang i in., 2004; Moczyłowska, 2008; Lin, Kiessling, 2015; Rasmussen i in., 2019; Servais i in., 2023)

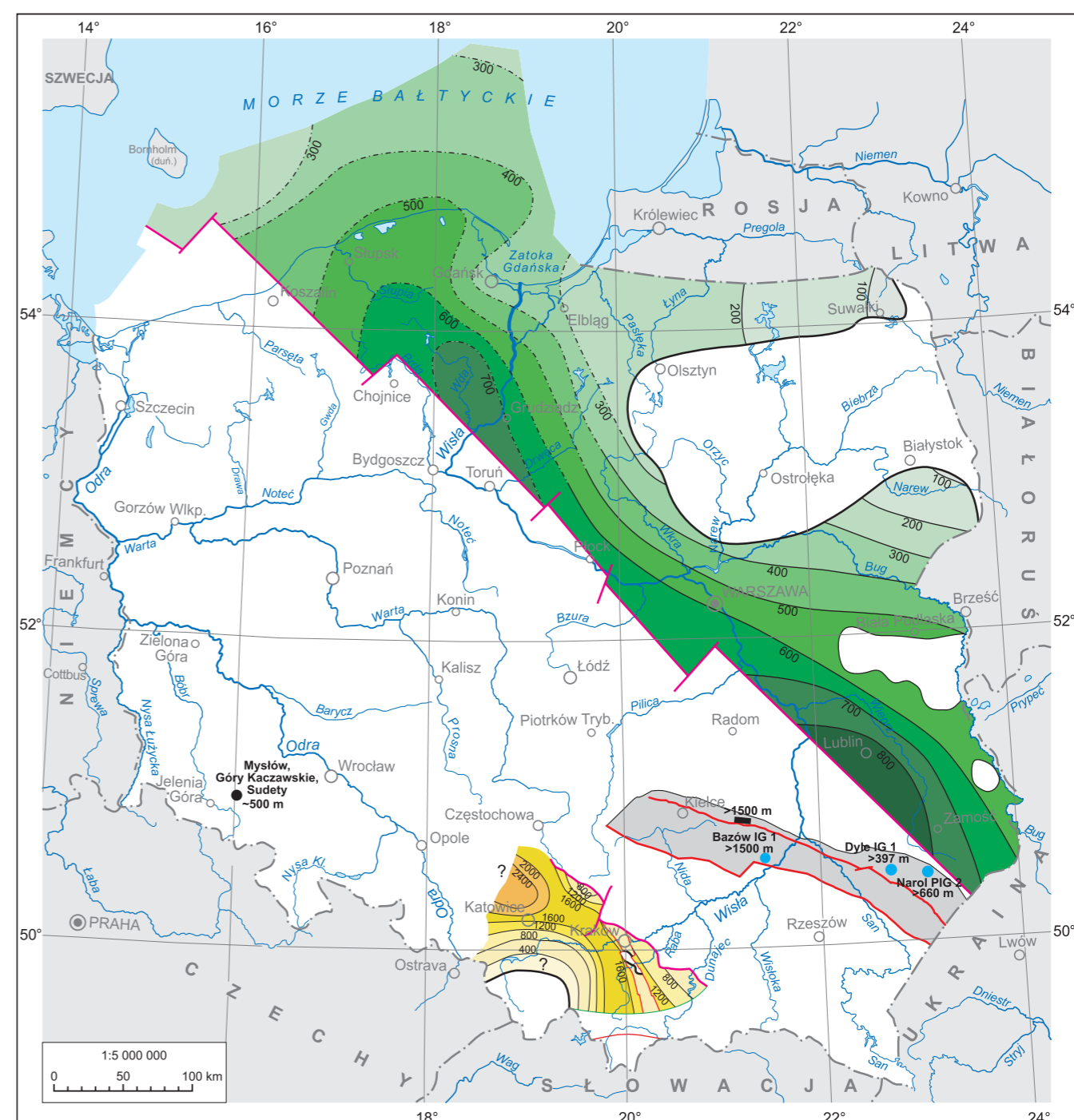
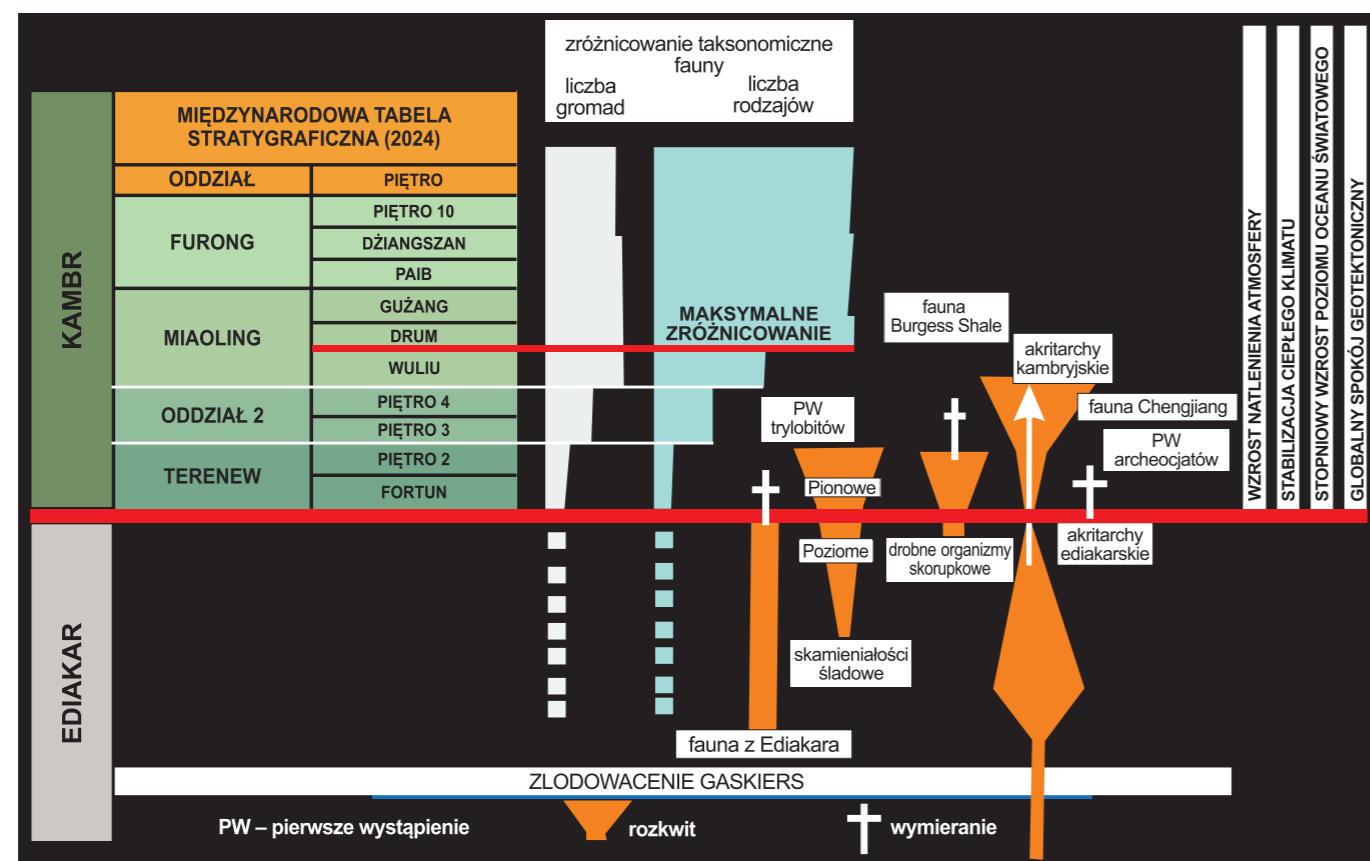


FIG. 3. Mapa miąższości utworów kambru, pokazująca współczesny, rozpoznany zasięg utworów kambru w Polsce (wg Paczeńskiej i in., 2017, zmieniono)

do którego odnoszą się wszystkie publikacje dotyczące kambru tego obszaru.

Skąły kambrzyjskie są znane także z obszarów położonych na wschód i SE od wschodni paleozoiku Gór Świętokrzyskich, na powiązanych z nimi strukturalnie obszarach: bloku Narol–Biłgoraj oraz wschodniej części masywu małopolskiego w strefie Stalowa Wola–Lubaczów. Utwory kambrzyjskie występują tam pod miąższymi kompleksami skał młodszych i są rozpoznane jedynie wierceńiami. Utwory kambrzyjskie, znane tylko z wierceń, występują również w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, na bloku górnośląskim oraz w odosłonięciach w Górach Kaczawskich. Obecność oznaczalnych zespołów kambrzyjskich akritarch we wschodniej części bloku małopolskiego stwierdzono w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 3a (Pożaryski

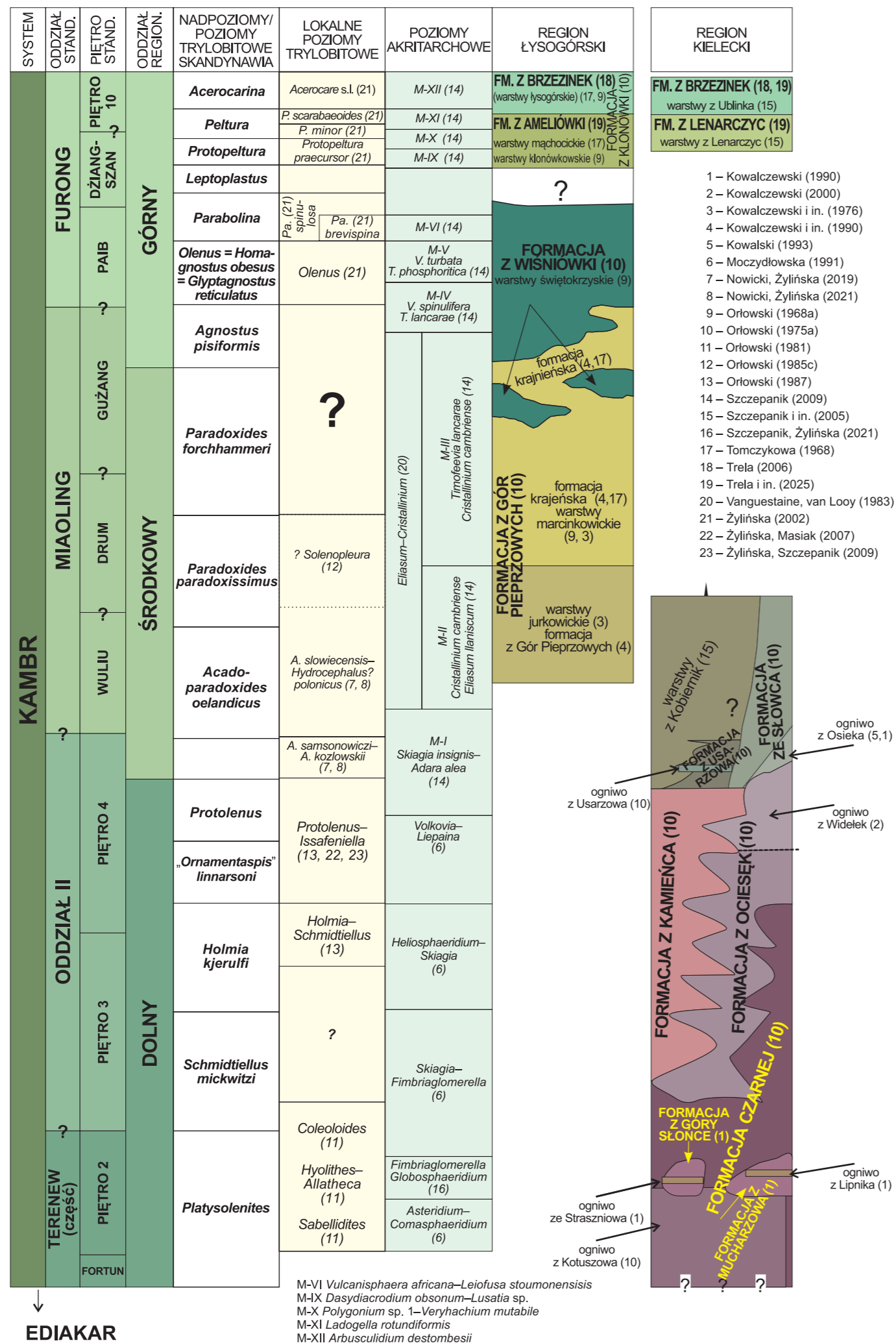
i in., 1981a, b). Udokumentowane tam utwory kambru dolnego skorelowano z warstwami holmiowymi wyróżnionymi w Górach Świętokrzyskich. Nowoczesne badania biostratygraficzne wielu rdzeni wiertniczych na podstawie mikroflory akritarchowej, w efekcie których udowodniono obecność różnowiekowych skał kambrzyjskich, podjęła Jachowicz-Zdanowska (2011; Dziadzio, Jachowicz, 1996); wyniki jej badań przedstawiono dalej w niniejszej pracy.

Kamieniem milowym dla rozpoznania budowy geologicznej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej było w 1958 r. rozpoczęcie realizacji „Projektowych założeń geologicznych badań ogólnych podłoża Niżu Polskiego”, w których jako główny cel postawiono zbadanie pokrywy osadowej platformy poprzez osiągnięcie wierceniami jej prekambryjskiego podłoża krystalicznego. Rozpoznane wiertniczo

Wstęp

Wstęp

FIG. 4. Podziały lito- i biostratygraficzne utworów kambru świętokrzyskiego z odniesieniem do źródłowych pozycji literatury. Podziały na nadpoziomy i poziomy faunistyczne w Skandynawii wg Nielsena, Ahlberga, (2019); Nielsena i in. (2020); Cederströma i in. (2022)



– w latach 1960–1990 – utwory kambru stały się bazą do prowadzenia badań chrono- i biostratygraficznych oraz litologicznych (Lendzion, 1970, 1972, 1976, 1982, 1983a, b; Orłowski, 1973; Areń, Lendzion, 1978; Areń i in., 1979; Bednarczyk, Przybyłowicz, 1980; Bednarczyk, 1984). Schemat biostratygraficzny dla kambru oparty na akritarchach i kolejne jego modyfikacje zdefiniowała Moczyłowska (1991, 1999, 2008; Moczyłowska, Zang, 2006; Moczyłowska, Yin, 2012); z kolei zastosowanie skamieniałości śladowych do definiowania granicy ediakar/kambr zaproponowała Paczeńska (1986, 1989). Paczeńska (2012) przedstawiła wysokorozdzielczą stratygrafię sekwencji dla utworów miaoling wyniesienia Łęby, Jaworowski i Sikorska (2003) oraz Jaworowski (2011) – stratygrafię sekwencji utworów kambrskich w bałtyckim basenie sedymentacyjnym, a Paczeńska i Poprawa (2005) – stratygrafię sekwencji utworów kambrskich w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Badania paleomagnetyczne dotyczące odtworzenia wędrówki paleokontynentu Bałtyki w kambrze wykonał Nawrocki (2003; Nawrocki i in., 2004a, b; Nawrocki, Poprawa, 2006). Wyniki prac stratygraficznych i litofacjalnych (np. Szymański, 1977, 2008; Jaworowski, 1979, 1982, 1997 i literatura tam cytowana, 2000; Paczeńska, 2001, 2010a; Paczeńska, Poprawa, 2005) znalazły odzwierciedlenie kartograficzne w postaci map zawartych w licznych atlasach, opublikowanych m.in. pod redakcją Dadleza (1995), Modlińskiego (2010) oraz Nawrockiego i Becker (2017).

Rozpoznane wiertniczo utwory kambru na bloku górnośląskim stały się podstawą intensywnych badań stratygraficznych i litologicznych. Biernat i Baliński (1973) przedstawili występowanie ramionogów w utworach kambru i omówili ich przydatność stratygraficzną. Orłowski (1975c) opisał pierwsze wystąpienie kambrskich trylobitów

na bloku górnośląskim, a Żylińska (2021) dokonała nowoczesnej rewizji oznaczeń tych trylobitów. Stratygraficzne znaczenie akritarch omówili Jachowicz (1994), Jachowicz i Pfichystal (1996, 1997), Buła i Jachowicz (1996), Moczyłowska (1998) oraz Jachowicz-Zdanowska (2014). Pierwszy schemat biostratygraficzny oparty na akritarchach dla utworów kambru bloku górnośląskiego przedstawiła Jachowicz-Zdanowska (2013). Buła (2000) przeprowadził formalizację kambrskich jednostek litostratygraficznych. Litologię i litostratygrafię utworów kambru na środkowym południu Polski przedstawił Kowalczewski (1990). Na podstawie wyników badań ichnologicznych i sedymentologicznych Paczeńska (2005, 2014a) opisała rozwój facjalny kambrskiego basenu sedymentacyjnego w SW i wschodniej części bloku górnośląskiego. Pozycję paleogeograficzną terranu brunowistulikum w kambrze na podstawie badań paleomagnetycznych i analizy paleobiogeograficznej trylobitów przedstawili Nawrocki i in. (2004b).

W Sudetach badania wapieni kambrskich koncentrowały się głównie wokół zdefiniowania ich wieku (Gürich, 1882, 1929; Schwarzbach, 1933; Gunia, 1967; Baranowski, Lorenc, 1978). Precyzyjnych danych dotyczących wieku skał kambrskich w Górach Kaczawskich dostarczyły dopiero odkrycia archeocytów w wapieniach wojcieszowskich (Białek i in., 2007). Duże zainteresowanie badaczy budziły wiek i geneza plutonów magmowych występujących w Sudetach Zachodnich i masywie karkonosko-izerskim. Przypisywano im wiek kambrski i genezę związaną z ryftem wczesnopaleozoicznym na paleokontynencie Gondwany (Kröner i in., 2000, 2001; Oberc-Dziedzic i in., 2005). Sekwencje wulkaniczno-osadowe występujące w Sudetach Środkowych datowano na kambrskie (Mazur i in., 2004). Kambrski wiek przypisywano również plutonom granitowym występującym w Sudetach Środkowych (Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001).

Polska część platformy wschodnioeuropejskiej

1.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Jolanta Paczeńska

Kambrski basen w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej stanowił fragment rozległego, epikontynentalnego zbiornika morskiego, położonego na obszarze zachodnich i SW, marginalnych stref paleokontynentu Bałtyki. We współczesnych ramach geograficznych wspomniany zbiornik morski rozciągał się od arktycznych krańców Półwyspu Skandynawskiego na północy, gdzie utwory kambru występują jako izolowane płyty na obszarach subsydujących, niewielkich basenów, po obszar Morza Czarnego na południu, centralną Rosję na wschodzie i obszar Danii, SW część Morza Bałtyckiego oraz obszar północnej (basen bałtycki), centralnej i SE Polski (basen lubelsko-podlaski) na zachodzie i SW (np. Lendzion, 1983a; Nielsen, Schovsbo, 2011). Od niedawna przez część badaczy (np. Malinowski i in., 2005) do zachodniej, krawędziowej strefy paleokontynentu Bałtyki jest włączany blok małopolski z obszarem Gór Świętokrzyskich, ze strefami Narol–Biłgoraj i Stalowa Wola–Lubaczów oraz z wyniesieniem dolnego Sanu.

W polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w tradycyjnym ujęciu (bez bloku małopolskiego) w kambrze istniały dwa duże baseny sedymentacyjne. Na północy był to basen bałtycki, rozwinięty na rozległej jednostce strukturalnej, jaką było obniżenie bałtyckie. Ze względu na różną historię rozwoju geologicznego, powodującą inny zapis stratygraficzny i facjalny sukcesji kambrskiej w profilach otworów wiertniczych, wyróżnia się część zachodnią i wschodnią basenu bałtyckiego. Utwory kambru w basenie bałtyckim osiągają maksymalną miąższość 597 m (otwór Kościerzyna IG 1). Na SW był zlokalizowany lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny. W jego podlaskiej części zlokalizowanej w obniżeniu podlaskim utwory kambru osiągają miąższość 604 m (otwór Okuniew IG 1). Część lubelska basenu rozciągała się na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Utwory kambru osiągały tu największą miąższość w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (do 845 m – otwór Łopiennik IG 1).

Po ustaniu procesów ryftowych na Bałtyce w późnym ediakarze basen kambrski, zlokalizowany w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, znalazł się na wychłodzonym magmowo, pasywnym brzegu paleokontynentu Bałtyki i przekształcił się w poryftowy, osiadający basen termiczny (Poprawa, Paczeńska, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Paczeńska, Poprawa, 2005; Paczeńska, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006).

1.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Historia dryftu paleokontynentu Bałtyki w kambrze miała swój początek w późnym ediakarze. W efekcie rozpadu superkontynentu Rodinii i następnie ostatecznego rozdzielenia terranów Laurentji, Gondwany, Syberii i Bałtyki na samodzielne bloki skorupowe, doszło do różnokierunkowego dryftu tych bloków i jego kontynuację w kambrze. W początkach kambru Bałtyka znajdowała się w pobliżu ówczesnego równika (Nawrocki, Poprawa, 2006).

1.3. LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA

Jolanta Paczeńska

W spektrum litologicznym sukcesji kambrskiej w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej dominują utwory klastyczne: głównie piaskowce drobnoziarniste, z mniejszym udziałem piaskowców średnio- i gruboziarnistych, mułowców i ilowców. Charakterystyczną grupę litologiczną stanowią heterolity piaskowcowo-mułowcowo-łowcowe (Paczeńska, 2010b, c). Niewielki udział w spektrum litologicznym mają skały węglanowe, tworzące nieliczne warstwy o niewielkiej miąższości. Jedynie w profilach furungo zachodniej części obniżenia bałtyckiego skały węglanowe tworzą kompleks skalny o miąższości przekraczającej 20 m (Szymański, Paczeńska, 2010).

Piaskowce kambru są wykształcone jako arenity kwarcowe o różnych frakcjach i waki kwarcowe. Niewielki udział w spektrum litologicznym mają subarkozy i waki arkozowe. Piaskowce kambru odznaczają się wysoką dojrzałością mineralogiczną i teksturalną (Sikorska, 1988, 1998). Opis wydzielonych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jednostek litostratygraficznych przedstawiono w tabeli 1. Schemat wydzieleni litostratygraficznych w utworach kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, tj. w basenie bałtyckim, zaprezentowano na figurze 5, a w basenie lubelsko-podlaskim – na figurze 6.

1

Polska część
platformy
wschodnio-
europejskiej

TAB. 1. Jednostki litostratigraficzne w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej

Formacja piasnicka	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	>6 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: czarne, bitumiczne ilowce i mulowce z warstwami wapieni organodetrytycznych; facje: muly szelfu, osadzone w środowisku euksynicznym (Jaworowski, 1982)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 2, głęb. 2660,3–2661,3 m; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Peltura acutidens</i> , <i>P. scarabaeoides</i> , <i>Sphaerophthalmus alatus</i> , <i>S. humilis</i> , <i>Parabolina lobata</i> , <i>Pa. praecurrens</i> , <i>Pa. acanthura</i> , <i>Pa. heres</i> ; konodonty: <i>Prooneotodus tenuis</i> , <i>Sagittodontus dahlmani</i> , <i>Prooneotodus gallatini</i> , <i>Cordylodus aff. intermedius</i> , <i>C. aff. rotundatus</i> , <i>Coleoceradontus sp.</i> , <i>Gapparodus(?) bisulcatus</i> , <i>Hertzina elongata</i> , <i>Oneotodus erectus</i> , <i>Scandodus tortilis</i> ; graptolity: <i>Dictyonema flabelliforme</i> , <i>D. flabelliform norvegicum</i> , <i>D. flabelliforme rossicum</i> , <i>Clonograptus tenellus</i> , <i>Anisograptus cf. norvegicus</i> , <i>Bryograptus kjerulfi</i>
Biostratygrafia	kambr, nadpoziomy: <i>Peltura</i> , <i>Acerocarina</i> ; ordowik, tremadok: poziom <i>Dictyonema</i> (Modliński, Szymański, 1997)
Chronostratygrafia	kambr, furong–ordowik, tremadok
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1997, 2000, 2011); Szymański (2008, 2011); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); stratygraficzno-paleontologiczne: Szaniawski (1971); Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b)
Formacja słowińska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	12 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: czarne i ciemnoszare ilowce bitumiczne, mulowce, wapienie zrekrystalizowane, organodetrytyczne; facje: muly szelfu, osadzone w środowisku euksynicznym (Jaworowski, 1982)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Białogóra 1, głęb. 2704,5–2715,7 m, północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Agnostus pisiformis</i> , <i>Homagnostus obesus</i> , <i>Olenus wahlenbergi</i> , <i>O. truncatus</i> , <i>Parabolina spinulosa</i> , <i>Orusia lenticularis</i> ; małżoraczki: <i>Cyclotron nadomarginatum</i> ; konodonty: <i>Hesslandoria necopina</i> , <i>Furnishina alata</i> , <i>F. polonica</i> , <i>F. longibasis</i> , <i>F. pomeranica</i> , <i>F. quadrata</i> , <i>F. furnishi</i> , <i>F. asymetrica</i> , <i>Westergaardina tricuspidata</i> , <i>W. wimani</i> , <i>W. bohlini</i> , <i>W. kleva</i> , <i>W. wimani</i> , <i>Muellerina pomeranensis</i> , <i>M. cambrica</i> , <i>M. oelandica</i> , <i>Oneotodus sp.</i>
Biostratygrafia	w większości profili furongu zachodniej części obniżenia bałtyckiego nadpoziom <i>Olenus + Homagnostus obesus</i> (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). Poziom <i>Agnostus pisiformis</i> w większości profili miaoling zachodniej części obniżenia bałtyckiego
Chronostratygrafia	kambr, furong
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1997, 2000, 2011); Szymański (2008, 2011); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); stratygraficzno-paleontologiczne: Szaniawski (1971); Lendzion (1978, 1983a); Bednarczyk (1979, 1984)
Formacja białogórska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	4 m
Występowanie	występuje lokalnie we wschodniej części obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: piaskowce glaukonitowe z rzadkimi przewarstwieniami mulowców; facje: przybrzeżna strefa płytkiego morza, formacja jest podstawowym ogniwem rozległej transgresji
Stratotyp	profil geologiczny otworu wiertniczego Białogóra 1, głęb. 2715,7–2719,5; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Lejopyge laevigata</i> ; ramienionogi: <i>Billingsella exporrecta</i> , <i>Lingulella sp.</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Bergaueria major</i> , <i>B. sp.</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Skolithos isp.</i>
Biostratygrafia	nadpoziom <i>Paradoxides paradoxissimus</i> , poziomy <i>Solenopleura brachymetopa</i> , <i>Lejopyge laevigata</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja osiecka	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	>31 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: piaskowce drobnoziarniste o spoiwie wapiennym, heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowe z konglomeratami węglanowymi; facje: muly szelfu i strefa przejściowa od mulów szelfu do pływowych piasków brzeżnych. Cienkie warstwy piaskowców, występujące w heterolitych reprezentują osady sztomowe
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 3, głęb. 2691,0–2709,5; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	zaliczona warunkowo do nadpoziomu <i>Paradoxides paradoxissimus</i> na podstawie zalegania między formacją dębrowską a formacją białogórską
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Paczeńska (1996, 2012); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion w: Mens i in. (1990); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja dębrowska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	80–100 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe, nieliczne warstwy heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowych; facje: utwory formacji zostały osadzone w strefie pływowych piasków brzeżnych i reprezentują amalgamowane jezory (pływinny) piaszczyste, wypełnienia kanałów pływowych lub pływowe grzbiety piaszczyste

TAB. 1 cd.

1

Polska część
platformy
wschodnio-
europejskiej

Stratotyp	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 3, głęb. 2700,0–2709,5 m; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	nadpoziom <i>Paradoxides paradoxissimus</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Paczeńska (1989, 1996, 2011, 2012); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Uwagi	piaskowce formacji dębrowskiej są skalami zbiornikowymi dla węglowodorów: ropy naftowej, gazu ziemnego i kondensatu, w złożach eksploatowanych na lądzie i na Morzu Bałtyckim
Formacja sarbska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	210 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: czarne ilowce i ciemnoszare mulowce oraz liczne warstwy heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowych; facje: utwory osadzone w strefie mulów szelfu oraz mulów szelfu z piaszczystymi warstwami sztomowymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Leba 8, głęb. 2793,0–3003,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> , <i>A. pinus</i> , <i>A. torelli</i> , <i>A. pomeranicus</i> , <i>Triplagnostus praecurrens</i> , <i>Peronopsis fallax</i> ; mięczaki: <i>Hyalithes oelandicus</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella ferruginea</i> , <i>Acrotreta socialis</i> , <i>Redlichella granulata</i> ; mikroflora: <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Dicyotidium sp.</i> , <i>Pterospemella sp.</i> , <i>Retisphaeridium sp.</i> , <i>Multiplicisphaeridium sp.</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>P. montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Diplocraterion isp.</i> , <i>Skolithos linearis</i> , <i>Treptichnus bifurcus</i> , <i>Tr. pedum</i> , <i>Cochlichnus isp.</i> , <i>Helminthopsis tenuis</i> , <i>Gyrolithes polonicus</i>
Biostratygrafia	nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> – <i>Paradoxides paradoxissimus</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Paczeńska (1989, 1996); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Szczepanik (2000); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja lebska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	185 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: przewarstwiające się piaskowce kwarcowo-glaukonitowe z licznymi konglomeratami fosforytowymi oraz heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowe; facje: osady reprezentują strefę przejściową między mulami szelfu a pływowymi piaskami brzeżnymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Leba 8, głęb. 3184,4–3198,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Acadoparadoxides ex gr. oelandicus</i> , <i>Eccaparadoxides insularis</i> , <i>Bailiella emarginata</i> ; mięczaki: <i>Othotheca hermelini</i> , <i>Hyalithus sp.</i> ; ramienionogi: <i>Acrothele prima</i> , <i>Acrotreta gemmula</i> ; mikroflora: <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Eliasum sp.</i> , <i>Granomarginata sp.</i> , <i>Lophosphaeridium sp.</i> , <i>Pterospemella sp.</i> , <i>Michrystidium lanceolatum</i> , <i>Heliosphaeridium lubomlense</i> , <i>Eliasum ilaniscum</i> , <i>Adara sp.</i> , <i>Skiagia sp.</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Teichichnus retus</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i> , <i>Arthropycus isp.</i> , <i>Monomorphichnus isp.</i> , <i>Monocraterion isp.</i>
Biostratygrafia	poziom <i>Holmia kjerulfi</i> –nadpoziom <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> poziom akritarchowy: <i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> i <i>Heliosphaeridium disimillare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i>
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2–miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Paczeńska (1996); litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Szczepanik (2000); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja nowościńska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	13 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego
Litologia/facie	litologia: piaskowce zlepiercowate, piaskowce kwarcowe, przewarstwiające się z mulowcami; facje: utwory formacji osadzały się w płytkim zbiorniku morskim, w strefie działania fal i prądów
Stratotyp/obszar typowy	profil otworu wiertniczego Leba 8, głęb. 3184,4–3198,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	poziom <i>Holmia kjerulfi</i> ? (dolna część)
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litostratigraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Formacja kłukowska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	200 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facie	litologia: bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowe oraz mulowce i heterolity piaskowcowo-mulowcowo-łowcowe, w piaskowcach występuje liczny glaukonit; facje: piaskowce formacji kłukowskiej osadziły się w strefie pływowych piasków brzeżnych, heterolity zostały zdeponowane w strefie mulów szelfu i strefie przejściowej między mulami szelfu a pływowymi piaskami brzeżnymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Smoldzino 1, głęb. 3135,0–3330,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

TAB. 1 cd.

Skamieniałości	pozycja systematyczna nieokreślona: <i>Mobergella radiolata</i> , <i>M. holsti</i> , <i>M. turgida</i> , <i>Mobergella</i> sp.; Acanthoforida (?) albo Arthropoda (?); <i>Peytoia</i> sp. po rewizji Daley'a i in. (2015), dawna nazwa <i>Cassubia infercambriensis</i> , wg Lendzion (1983a) organizm trylobitopodobny; mięczaki: <i>Torellia</i> cf. <i>laevigata</i> , <i>Torellia holmi</i> , <i>Hyllolithida</i> I–III; mikroflora: <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamacea</i> , <i>Pterospermella velata</i> , <i>P. solida</i> , <i>Ceratophyton vernicosum</i> , <i>Tasmanites</i> sp., <i>T. tenellus</i> , <i>Globosphaeridium cerinum</i> , <i>Comasphaeridium stigosum</i> , <i>Archeodiscina umbonata</i> , <i>Lophosphaeridium truncatum</i> , <i>L. tentativum</i> , <i>L. dubium</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Monocraterion</i> sp., <i>Diplocraterion parallelum</i> , <i>Skolithos linearis</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Bergaueria major</i> , <i>B. perata</i>
Biostratygrafia	kambr, terenew – poziom <i>Platysolenites antiquissimus</i> ; oddział 2 – poziom <i>Mobergella</i> ; poziom akritarchowy: <i>Asteridium velvetum</i> – <i>Comasphaeridium tomatum</i>
Chronostratygrafia	kambr, terenew–oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1986, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Jaworowski, Sikorska (2003); Paczeńska (1989, 1996); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Szczepanik (2000)
Jednostki podległe	ogniwo izbickie, ogniwo główczyckie
Formacja młynarska	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	ok. 1 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: piaskowce drobnoziarniste, o spoiwie wapiennym, drobnoziarniste z przewarstwieniami wapieni; facje: płytki szelf, depozycja w warunkach euksynicznych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Młynary 1, głęb. 2792,0–2792,5 m
Skamieniałości	trylobity: <i>Agnostus pisiformis</i> , <i>Olenus</i> cf. <i>truncatus</i> , <i>Homagnostus obesus</i> , <i>Orusia lenticularis</i>
Biostratygrafia	miaoling, poziom <i>Agnostus pisiformis</i> ; furong, nadpoziomy: <i>Olenus</i> + <i>Homagnostus obesus</i> , <i>Parabolina</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling, furong
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne: Jaworowski (1997); Szymański (2008); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990)
Formacja Lyny	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	>140 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: piaskowce drobnoziarniste i różnoziarniste, słabo zwięzłe, z rzadkimi wapiennymi nodułami, z przewarstwieniami mulowców i ilowców; facje: osady formacji zdeponowane w strefie pływowych piasków brzeżnych (jeziorów piaszczystych i kanałów pływowych)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1, głęb. 1890,5–2021,2 m
Skamieniałości	trylobity: <i>Ellipsocephalus</i> cf. <i>polytomus</i> , <i>Ellipsocephalus</i> sp. (cf. <i>E. jugosovi</i>), <i>Acadoparadoxides</i> ex gr. <i>oelandicus</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella</i> sp.; skamieniałości śladowe: <i>Skolithos</i> isp., <i>Bergaueria</i> isp., <i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i>
Biostratygrafia	nadpoziom <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> , poziomy <i>Eccaparadoxides insularis</i> – <i>Ptychagnostus atavus</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Paczeńska (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion w: Mens i in. (1990)
Formacja prabucka	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	80 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, przewarstwiane się z mulowcami i ilowcami; facje: utwory formacji zdeponowane w strefie przejściowej między mulami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Olsztyn IG 2, głęb. 2641,3–2700,1 m; Pojezierze Mazurskie
Skamieniałości	trylobity: <i>Ellipsocephalus</i> cf. <i>hoffi</i> ; ramienionogi: <i>Westonia boltnica</i> , <i>Lingulella westergaardi</i> , <i>L. cf. nathorsti</i> , <i>Mickwitzia</i> cf. <i>monilifera</i> ; mięczaki: <i>Torellia laevigata</i> , <i>T. holmi</i> , <i>Hyllolithes</i> sp.; mikroflora: <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Michrystidium obscurum</i> , <i>M. spinosum</i> , <i>Baltisphaeridium ciliosum</i> , <i>B. varium</i> , <i>Deunfia dentifera</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Bergaueria major</i> , <i>B. perata</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>P. montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Bilinichnus simplex</i>
Biostratygrafia	poziom <i>Holmia kjerulfi</i> ; nadpoziom <i>Acadoparadoxides oelandicus</i>
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2–miaoling
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Paczeńska (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Volkova (1969a); Lendzion (1978, 1983a, b)
Formacja suwalska	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	80 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: brązowe i szare drobno- i różnoziarniste piaskowce żelaziste, mulowce i ilowce, przewarstwiane się z mulowcami, zawierającymi oolity i konglomeraty sydenytowe; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mulami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych

TAB. 1 cd.

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1, głęb. 2064,8–2122,0 m
Skamieniałości	trylobity: <i>Holmia kjerulfi</i> , <i>Strenuaeva primaeva</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella</i> cf. <i>nathorsti</i> , <i>Luckatiella</i> sp.; mięczaki: <i>Hyllolithes</i> sp.; skamieniałości śladowe: <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>P. montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Treptichnus pedum</i> , <i>Rusophycus</i> isp.; mikroflora: <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Michrystidium dissimilare</i> , <i>M. obscurum</i> , <i>M. parvum</i> , <i>M. spinosum</i> , <i>Baltisphaeridium ciliosum</i> , <i>B. compressum</i> , <i>B. varium</i> , <i>B. insigne</i> , <i>Estiastra minima</i>
Biostratygrafia	poziom <i>Holmia kjerulfi</i>
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Paczeńska (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Volkova (1969a); Lendzion (1978, 1983a, b)
Formacja kostrzyńska	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	250 m
Występowanie	wschodnia i SE Polska, obniżenie podlaskie, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: kwarcowe piaskowce, zwięzłe, zcementowane spoiwem krzemionkowym typu regeneracyjnego, zawierające pojedyncze warstwy mulowców; facje: osady formacji reprezentują strefę pływowych piasków brzeżnych, głównie jeziorów piaszczystych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Okuniew IG 1, głęb. 3636,6–3886,7 m, wschodnia Polska
Skamieniałości	trylobity: <i>Ellipsocephalus polytomus</i> , <i>Acadoparadoxides pinus</i> , <i>Paradoxides</i> sp., <i>Solenopleura</i> sp.; ramienionogi: <i>Lingulella ferruginea</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Bergaueria hemisphaerica</i> , <i>B. irregulara</i> , <i>B. major</i> , <i>Cylindrichnus concentricus</i> , <i>Monocraterion</i> isp., <i>Palaeophycus sulcatus</i> , <i>Skolithos bulbosus</i> , <i>Skolithos linearis</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>P. montanus</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Treptichnus bifurcus</i> , <i>Bilinichnus simplex</i> , <i>Cruziana</i> isp., <i>Monomorphichnus</i> isp., struktury ucieczkowe organizmów
Biostratygrafia	nadpoziom <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> ; górna część formacji może reprezentować nadpoziom <i>Paradoxides paradoxissimus</i> (?)
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Paczeńska (1996, 2001); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b)
Formacja radzyńska	
Formacja kaplonoska	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	formacja radzyńska – ok. 260 m; formacja kaplonoska – ok. 280 m
Występowanie	wschodnia Polska, obniżenie podlaskie i SE Polska lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: formacja radzyńska – przewarstwiane się piaskowce, mulowce i ilowce z częstym glaukonitem i rzadkimi konglomeratami fosforytowymi; formacja kaplonoska – przewarstwiane się piaskowce, mulowce i ilowce z rzadkimi przewarstwieniami czerwono-brązowych mulowców; facje: utwory obu formacji osadziły się w strefie przejściowej między mulami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	formacja radzyńska – profil geologiczny otworu wiertniczego Radzyń IG 1, głęb. 1067,8–1281,2 m; SW część regionu lubelskiego; formacja kaplonoska – profil geologiczny otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1, głęb. 1067,8–1215,0 m; SE część rejonu lubelskiego
Skamieniałości	trylobity: <i>Holmia kjerulfi</i> , <i>Strenuaeva primaeva</i> , <i>Ellipsocephalus</i> cf. <i>gripi</i> , <i>Kingaspis</i> (<i>Kingaspis</i>) <i>borealis</i> ; mikroflora: <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Alliumella baltica</i> , <i>Asteridium lanatum</i> , <i>A. tomatum</i> , <i>A. spinosum</i> , <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>C. brachyspinosum</i> , <i>C. molliculum</i> , <i>Cymatisphaera postli</i> , <i>Cymatisphaera</i> sp., <i>Estiastra minima</i> , <i>Fimbrigliomerella membranacea</i> , <i>F. minuta</i> , <i>Globosphaeridium cerinum</i> , <i>Goniosphaeridium implicatum</i> , <i>G. valium</i> , <i>Goniosphaeridium</i> sp., <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Heliosphaeridium coniferum</i> , <i>H. dissimilare</i> , <i>H. lubomlense</i> , <i>H. obscurum</i> , <i>H. radzycum</i> , <i>Lophosphaeridium tentativum</i> , <i>L. dubium</i> , <i>L. truncatum</i> , <i>Pterospermella solida</i> , <i>P. vitalis</i> , <i>Pterospermella</i> sp., <i>Skiagia compressa</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. scotica</i> , <i>S. ciliosa</i> , <i>Tasmanites bobrovskae</i> , <i>T. tenellus</i> , <i>T. volkovae</i> , <i>Multiplicisphaeridium dendroideum</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Bergaueria baltica</i> , <i>B. comiculata</i> , <i>B. hemisphaerica</i> , <i>B. irregulara</i> , <i>B. major</i> , <i>B. perata</i> , <i>Diplocraterion parallelum</i> , <i>Mammilichnus aggeris</i> , <i>Monocraterion</i> isp., <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Skolithos bulbosus</i> , <i>S. linearis</i> , <i>Arthrophyucus strictus</i> , <i>Chondrites</i> isp., <i>Gyrolithes polonicus</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i> , <i>Teichichnus multilineatus</i> , <i>T. rectus</i> , <i>Treptichnus bifurcus</i> , <i>T. lublinensis</i> , <i>Aulichnites</i> isp., <i>Bilinichnus punctatus</i> , <i>B. simplex</i> , <i>Tuberculichnus meandrinus</i> ; struktury ucieczkowe organizmów
Biostratygrafia	poziomy <i>Holmia kjerulfi</i> , <i>Protolenus</i> ; poziomy akritarchowe: <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> ; <i>Volkovia dentifera</i> – <i>Liepaina plana</i>
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Paczeńska (1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b); Moczyłowska (1991); Moczyłowska, Yin (2012)
Uwagi	wymagający rewizji brak zdefiniowania dolnej i górnej granicy obu formacji (Lendzion w: Mens i in. 1990) oraz wspólna dla obu formacji dolna granica wydzielenych przez Lendzion w: Mens i in. (1990) stratotypów, powduże że są one nie rozdzielone w profilach kambrskich w rejonie występowania obu formacji
Formacja zawisyńska	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miąższość	48 m
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego (fig. 6A)
Litologia/facje	litologia: szare i ciemnoszare, drobno- i średnioziarniste piaskowce glaukonitowe, z rzadkimi przewarstwieniami mulowców i ilowców; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mulami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Tluszc IG 1, głęb. 2367,1–2397,0 m; wschodnia Polska

TAB. 1 cd.

Skamieniałości	pozycja systematyczna nieokreślona: <i>Mobergella holsti</i> , <i>M. radiolata</i> , <i>M. turgida</i> , <i>Cassubia infercambriensis</i> , <i>Livia plana</i> , <i>Livia convexa</i> (trzy ostatnie z wymienionych gatunków zostały zrewidowane przez Daley i in. (2015) i zaliczone do rodzaju <i>Peytoia</i> , który prawdopodobnie reprezentuje radiodonty); mikroflora: <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Michystridium lanatum</i> , <i>M. tornatum</i> , <i>M. cf. pallidum</i> , <i>Rudamina alata</i> , <i>Baltisphaeridium cerinum</i> , <i>B. dubium</i> , <i>B. strigosum</i> , <i>Ceratophyton vernicosum</i> , <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Asteridium tornatum</i> , <i>A. lanatum</i> , <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamacea</i> , <i>Lophosphaeridium tentativum</i> , <i>L. dubium</i> , <i>L. truncatum</i> , <i>PterospERMella vitalis</i> , <i>Tasmanites bobrovskae</i> , <i>T. tenellus</i> , <i>T. volkovae</i> , <i>Alliumella baltica</i> , <i>Asteridium pallidum</i> , <i>Comasphaeridium brachyspinosum</i> , <i>C. molliculum</i> , <i>Fimbraglomerella membranacea</i> , <i>F. minuta</i> , <i>Globosphaeridium carinum</i> , <i>Heliosphaeridium coniferum</i> , <i>Skiagia compressa</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. pura</i> , <i>S. scotica</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i> , <i>Bergaueria major</i> , <i>B. irregulara</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>T. isp.</i>
Biostratygrafia	poziom <i>Mobergella</i> ; akritarchy: poziom <i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbraglomerella membranacea</i>
Chronostratygrafia	kambr, dolna część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Paczeńska (1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); stratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b)
Formacja mazowiecka	
Kreator (rok)	Lendzion w: Mens i in. (1990)
Miażdżość	160 m
Występowanie	centralna część wschodniej Polski, obniżenie podlaskie i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: mulowce przewarstwiane się z drobnonaziernymi piaskowcami kwarcowo-glaukonitowymi, zawierającymi konglomeraty fosforytowe; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mulami szelfu a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Tuszcz IG 1, głęb. 2367,1–2397,0 m, wschodnia Polska
Skamieniałości	otwornice: <i>Platysolenites antiquissimus</i> , <i>Onuphionella agglutinata</i> ; mikroflora: <i>Ceratophyton vernicosum</i> , <i>Asteridium tornatum</i> , <i>A. lanatum</i> , <i>Comasphaeridium agglutinatum</i> , <i>C. formosum</i> , <i>C. strigosum</i> , <i>C. velvetum</i> , <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamacea</i> , <i>Lophosphaeridium tentaculatum</i> , <i>PterospERMella velata</i> , <i>P. vitalis</i> , <i>Tasmanites bobrovskae</i> , <i>T. tenellus</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Planolites montanus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Teichichnus rectus</i> , <i>Curvolithus</i> isp., <i>Treptichnus pedum</i> , <i>T. bifurcus</i> , <i>T. lublinensis</i> , <i>T. triplex</i> , <i>Rusophycus</i> isp., <i>Bergaueria major</i> , <i>B. perata</i> , <i>Mammilichnis aggeris</i> , <i>Monocratron</i> isp., <i>Skolithos bulbosus</i> , <i>Arthropycus strictus</i> , <i>Neonereites biserialis</i> , <i>N. uniserialis</i> , <i>Aulichnites</i> isp., <i>Bilinichnus simplex</i> , <i>Cochlichnus</i> isp.
Biostratygrafia	poziom <i>Platysolenites antiquissimus</i> (Lendzion, 1983a, b); poziomy akritarchowy: <i>Asteridium tornatum</i> – <i>Comasphaeridium velvetum</i>
Chronostratygrafia	kambr, terenew
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Paczeńska (1985, 1986, 1989, 1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007a, b, 2008, 2012, 2014); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b); Moczyłowska (1980, 1981)
Formacja włodawska	
Kreator (rok)	sformalizowana przez Lendzion w: Mens i in. (1990) jako subformacja; reformalizacja do rangi formacji włodawskiej Paczeńska (2014b)
Miażdżość	101 m
Występowanie	centralna Polska, obniżenie podlaskie, SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: jasnoszare, drobno- i średnioziarniste piaskowce glaukonitowe, z przewarstwieniami mulowców i ilowców; facje: płytki szelf, przybrzeże i odrbrzeże
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Krowie Bagno IG 1, głęb. 3330,0–3401,0 m; północna część regionu lubelskiego
Skamieniałości	piersienice (?): <i>Sabellidites cambriensis</i> ; otwornice: <i>Platysolenites antiquissimus</i> , <i>Onuphionella agglutinata</i> ; mięczaki: <i>Aldanella polonica</i> ; sinice: <i>Tyrosotaenia tungusica</i> , <i>T. podolica</i> ; mikroflora: <i>Leiosphaeridia</i> sp.; skamieniałości śladowe: <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i> , <i>Gordia</i> isp.
Biostratygrafia	1. kambr, poziom <i>Sabellidites cambriensis</i> (Lendzion, 1972, 1978, 1983a, b; Paczeńska, 1985, 1986); 2. ediakar, poziom <i>Sabellidites</i> – <i>Vendotaenia</i> (Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 2014); 3. kambr, poziom <i>Sabellidites cambriensis</i> (reinterpretacja pozycji stratygraficznej poziomu na podstawie korelacji równowiekowych osadów z półwyspu Digermulen w NE, arktycznej Norwegii i globalnym profilem i punktem stratotypowym dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy kambr–ediakar na Półwyspie Burin, na przykładzie Fortune Head w SW Nowej Fundlandii – Ebbestad i in., 2021)
Chronostratygrafia	kambr, terenew, fortun
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Paczeńska (1996); litostratygraficzne: Lendzion w: Mens i in. (1990); Moczyłowska (1991); Paczeńska (2014); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1978, 1983a, b, 1988); Paczeńska (1986, 1989, 1996, 2010a, 2014); Moczyłowska (1991); Moczyłowska, Yin (2012); Ebbestad i in. (2021)
Synonimy	subformacja włodawska (Lendzion w: Mens i in., 1990)

CHRONO-STRATYGRAFIA			BIOSTRATYGRAFIA	
SYSTEM	ODDZIAŁ STANDARD.	ODDZIAŁ REGIONAL.	NADPOZIOMY FAUNISTYCZNE	POZIOMY FAUNISTYCZNE
KAMBR	FURONG	GÓRNY	<i>Acerocarina</i> ²	
			<i>Peltura</i> ²	<i>Peltura scarabaeoides</i> ² <i>Sphaerophthalmus alatus</i> ²
			brak osadów	
			<i>Parabolina</i> ²	
			<i>Olenus</i> + <i>Homagnostus obesus</i> ²	
				<i>Agnostus pisiformis</i> ²
	MIAOLING	ŚRODKOWY	<i>Paradoxides forchhammeri</i> ²	<i>Leiopyge laevigata</i> ² <i>Jincella brachymetopa</i> ²
			brak osadów	
			<i>Paradoxides paradoxissimus</i> ²	<i>Hypagnostus parvifrons</i> ² <i>Tomagnostus fissus</i> ² <i>Ptychagnostus atavus</i> ² <i>Triplagnostus gibbus</i> ²
			<i>Acadoparadoxides oelandicus</i> ²	<i>Acadoparadoxides pinus</i> ² <i>Eccaparadoxides insularis</i> ²
				<i>Protolenus</i>
				<i>Holmia</i> ² <i>Holmia kjerulfi</i> ¹
ODDZIAŁ 2	DOLNY		<i>Mobergella</i> ² <i>Platysolenites antiquissimus</i> ¹ <i>Platysolenites</i> ² <i>Sabellidites cambriensis</i> ¹ <i>Sabellidites</i> ²	
EDIKAR	TERENEW			

¹nazwy wg Moczyłowskiej (1991); ²nazwy wg Lendzion (1983a, b)

LITOSTRATYGRAFIA BASEN BAŁTYCKI (BB)

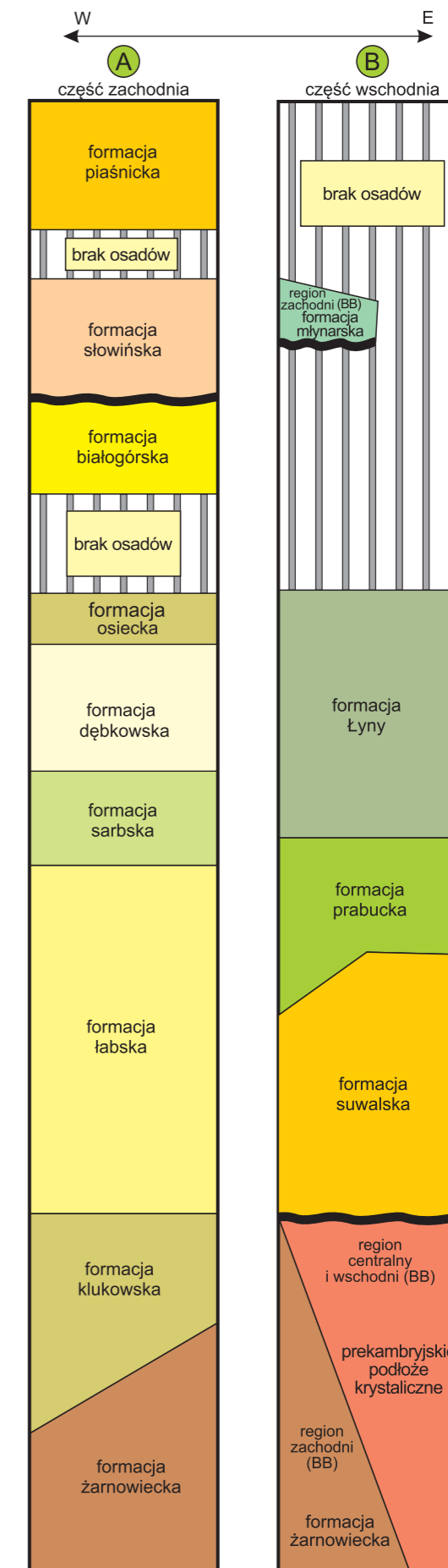


FIG. 5. Litostratygrafia utworów kambru w A – zachodniej i B – wschodniej części basenu bałtyckiego. Podział regionalny wg Lendzion (1983a, b); litostratygrafia – część zachodnia basenu bałtyckiego wg Bednarczyka, Turmau-Morawskiej (1975); Lendzion w: Mens i in. (1990), część wschodnia basenu bałtyckiego wg Lendzion (1983a, b; Lendzion w: Mens i in., 1990)

1

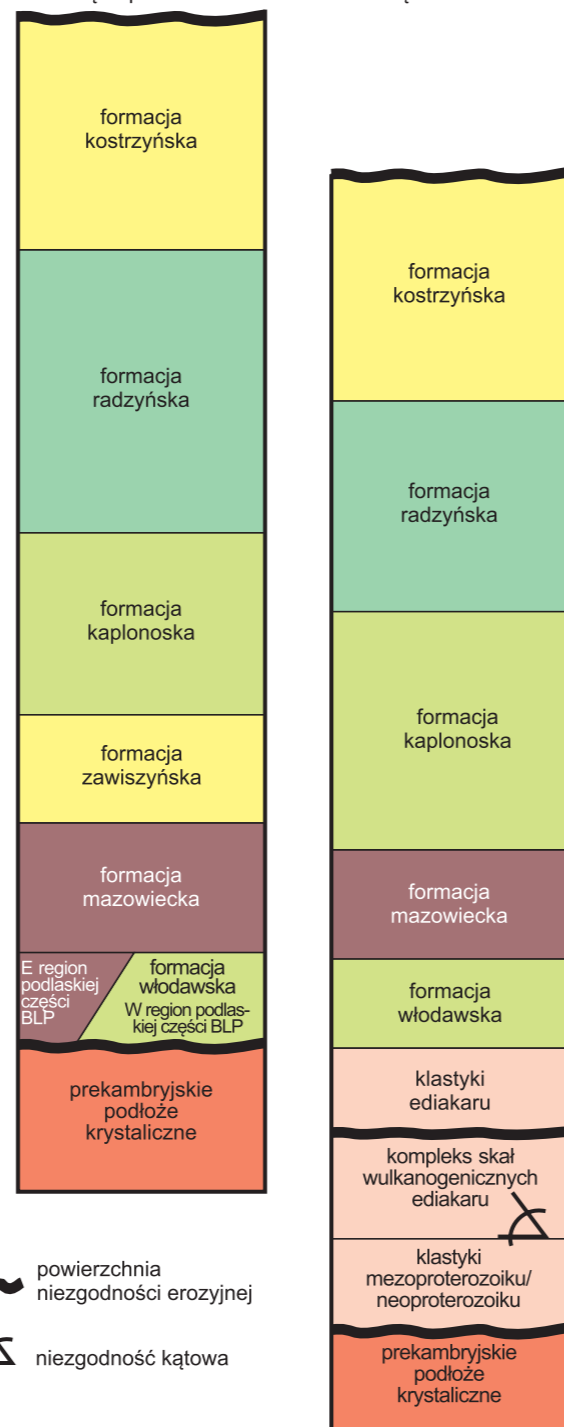
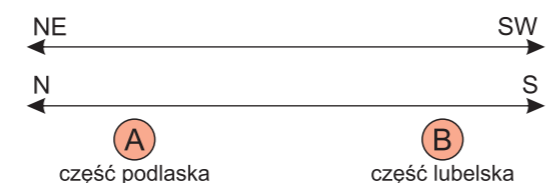
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

SYSTEM	CHRONO-STRATYGRAFIA		BIO-STRATYGRAFIA
	ODDZIAŁY STANDARD	ODDZIAŁY REGIONALNE	
KAMBR	FURONG	GÓRNY	brak osadów
	?	?	brak osadów
	?	ŚRODKOWY	? <i>Paradoxides paradoxissimus</i>
	?	?	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i>
KAMBR	?	?	<i>Protolenus</i>
	ODDZIAŁ 2	?	<i>Holmia kjerulfi</i> ¹ <i>Holmia</i> ²
	?	?	region wschodni części podlaskiej BLP, cała część lubelska BLP
	?	?	<i>Mobergella</i>
TERENEW	?	DOLNY	region zachodni podlaskiej części BLP
	?	?	<i>Platysolenites antiquissimus</i> ¹ <i>Platysolenites</i> ²
	?	?	<i>Sabellidites cambriensis</i> ¹ <i>Sabellidites</i> ²

¹ nazwa wg Moczyłdowskiej (1991)

² nazwa wg Lenzion (1983a, b)

LITOSTRATYGRAFIA
BASEN LUBELSKO-PODLASKI (BLP)



powierzchnia niezgodności erozyjnej

niezgodność kątowa

FIG. 6. Litostratigrafia utworów kambru w basenie lubelsko-podlaskim. Podział regionalny wg Lenzion (1983a, b); litostratigrafia wg Lenzion (1983a, b; Lenzion w: Mens i in., 1990)

1.4. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Jolanta Paczeńska

W bałtyckim i lubelsko-podlaskim basenie sedimentacyjnym wyróżnione sekwencje depozycyjne II rzędu stanowią całość, obejmując swoim zasięgiem zarówno sukcesję ediakarską, jak i kambryjską.

W sukcesji kambryjskiej basenu bałtyckiego wyróżniono sekwencję depozycyjną A II rzędu, która swój początek ma w kontynentalnych utworach ediakaru i kontynuuje się do najwyższej części kambru, do furongu (fig. 7). Zamyka ją niezgodność kątowa na granicy z utworami ordowiku. W obrębie sekwencji A występują w kolejności stratygraficznej: ciąg TST I, zawierający się między transgresywną powierzchnią erozyjną, rozwiniętą w terenewie, w spągu poziomu *Mobergella* a powierzchnią maksymalnego zalewu (MFS I) w stropie oddziału 2 kambru. W stropie furonńskiego nadpoziomu *Parabolina* wykształciła się MFS II, która zapoczątkowała kolejny ciąg HST, zamknięty transgresywną powierzchnią erozyjną związaną z transgresją morza ordowickiego (fig. 7). Wyższy z kambryjskich ciągów TST II rozwinął się w dolnej części furongu.

Profil kambryjski lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego cechuje obecność jednej sekwencji depozycyjnych II rzędu, oznaczonej literą B (Paczeńska, Poprawa, 2005; Paczeńska, 2010a), która zaczęła rozwijać się w ediakarze ponad niższą sekwencją depozycyjną A. Obie sekwencje rozdziela przedryftowa niezgodność kątowa. Kambryjska część sekwencji depozycyjnej B to utwory dwóch ciągów HST (HST I, II). Oba wspomniane ciągi rozwinęły się ponad powierzchniami maksymalnego zalewu (MFS I, II). Dolny z wymienionych wcześniej ciągów depozycyjnych (HST I) rozwinął się w terenewie, w czasie relatywnie obfitych dostaw materiału detrytycznego do lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego i stopniowego obniżania się tempa subsydencji we wspomnianym basenie (Paczeńska, Poprawa, 2005). Górna granica HST I jest definiowana przez powierzchnię erozyjną transgresywnie zmody-

STRATYGRAFIA			
CHRONO-STRATYGRAFIA	BIOSTRATYGRAFIA	LITOSTRATYGRAFIA	FORMACJA
SYSTEM	ODDZIAŁ	NADPOZIOM/POZIOM	
KAMBR	FURONG	<i>Acerocarina</i>	piaśnicka
		<i>Peltura</i>	
		<i>Parabolina</i>	
	MIAOLING	<i>Olenus+</i> <i>Homagnostus obesus</i>	słowińska
		<i>Agnostus pisiformis</i>	białogórska
		<i>Paradoxides forchhammeri</i>	osiecka
		<i>Paradoxides paradoxissimus</i>	dębowska
	ODDZIAŁ 2	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i>	sarbska
		<i>Protolenus</i>	tebska
		<i>Holmia kjerulfi</i>	
	TERENEW	<i>Mobergella</i>	klukowska
		<i>Platysolenites antiquissimus</i>	żarnowiecka
EDIAKAR			

zlepieńce piaskowce gruboziarniste piaskowce drobnoziarniste mułowce ilowce węglany

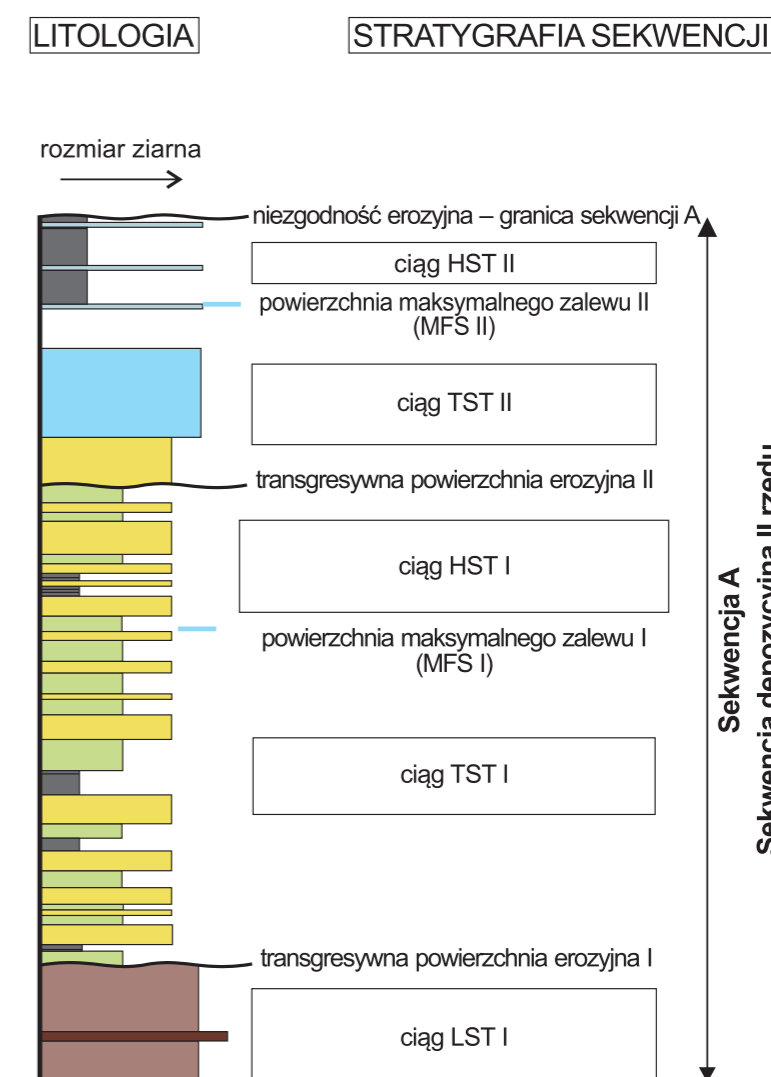


FIG. 7. Stratygrafia sekwencji dla kambryjskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie bałtyckim (sekwencje depozycyjne wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2003; Jaworowskiego, 2011; biostratygrafia wg Lenzion, 1983a, b)

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

1.5. BIOSTRATYGRAFIA

Autorką wydzielen biostratygraficznych w utworach kambru platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce (fig. 9) jest Lenzion (1983a, b).

1.5.1. Terenew

Jolanta Paczeńska

Spąg terenewu stanowi zdefiniowana na półwyspie Burin i przylądku Fortune Head na Nowej Fundlandii – przez pierwsze wystąpienie ichnogatunku *Treptichnus pedum* – dolna granica systemu kambryjskiego (Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007; Peng, Babcock, 2011). Strop terenewu wyznacza pierwsze pojawienie się trylobitów, jednak dokładna pozycja tego zdarzenia jest wciąż dyskutowana (Babcock i in., 2005; Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007).

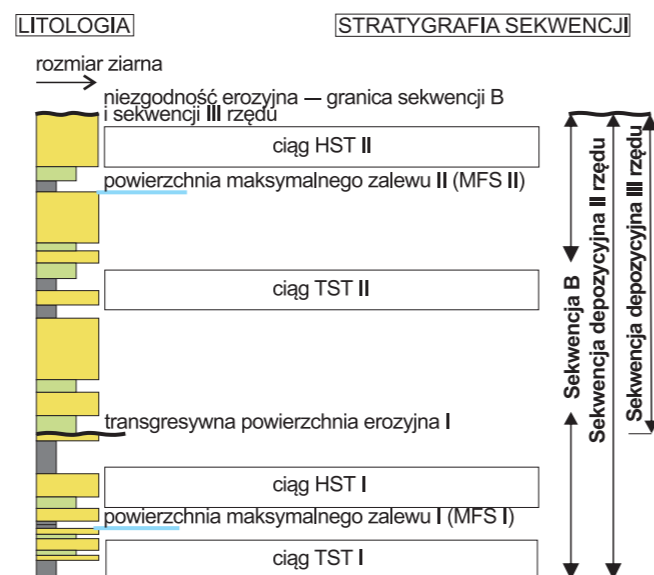
Poziom *Sabellidites cambriensis*. Nazwa omawianego poziomu pochodzi od zaliczanego do Annelida gatunku *Sabellidites cambriensis*. Skamieniałość ta wskazuje na obecność utworów najniższego kambru na całej platformie wschodnioeuropejskiej (np. Nielsen, Schovsbo, 2011; Ebbestad i in., 2021). W dolnej części poziomu z indeksowym gatunkiem współwystępują sinice *Tyrasotaenia tungusica* i *T. podolica*. W górnej części poziomu pojawiają

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

STRATYGRAFIA			
CHRONO-STRATYGRAFIA		BIOSTRATYGRAFIA	LITOSTRATYGRAFIA
SYSTEM	ODDZIAŁ	NADPOZIOM/POZIOM	FORMACJA
KAMBR	MIAO-LING	<i>Paradoxides paradoxissimus</i> <i>Acadoparadoxides oelandicus</i>	kostrzyńska
	ODDZIAŁ 2	<i>Protolenus</i>	kapłonoska + radzyńska
		<i>Mobergella?</i> + <i>Holmia kjerulfi</i>	zawisyńska
TERE-NEW		<i>Platysolenites antiquissimus</i> <i>Sabellidites cambriensis</i>	mazowiecka włodawska
EDIA-KAR		<i>Vendotaenia antiqua</i>	łopiennicka

FIG. 8. Stratygrafia sekwencji dla kambryjskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie lubelsko-podlaskim (sekwencje depozycyjne wg Pacześnej, Poprawy, 2005; Pacześnej, 2010a; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b)



się otwornice *Platysolenites antiquissimus* oraz *Onuphionella aglutinata*. Notowane jest tutaj również pierwsze wystąpienie ślimaków *Aldanella polonica* i *Anabarella* sp.

Z pozycją stratygraficzną poziomu *Sabellidites cambriensis* łączy się problem lokalizacji dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy ediakar/kambry na platformie wschodnioeuropejskiej w Polsce. W latach 80. i 90. XX w. dla większości polskich badaczy granica ta była równoznaczna z dolną granicą poziomu *Sabellidites cambriensis* (np. Areń i in., 1979; Lendzion, 1983a, b). Moczydłowska (1991) zaliczyła poziom *Sabellidites cambriensis* do najwyższego ediakaru, tworząc poziom zespołowy *Sabellidites-Vendotaenia*. Dokonane w ostatnich latach odkrycie współwystępowania gatunku *Sabellidites cambriensis* z ichtogatunkiem *Treptichnus pedum* w profilu najniższego kambru półwyspu Digermul w NE, arktycznej Norwegii, umożliwiło reinterpretację położenia dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy kambry/ediakar na platformie wschodnioeuropejskiej (Ebbestad i in., 2021). Korelacja wyżej wspomnianego profilu z globalnym profilem stratotypowym granicy ediakar/kambry na Nowej Fundlandii oraz z kilkoma profilami z platformy wschodnioeuropejskiej, w tym z profilem polskim z otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 (Ebbestad i in., 2021: fig. 10 i literatura tam cytowana), pozwoliła na przesunięcie polskiego poziomu *Sabellidites cambriensis* z NE i wschodniej Polski do jego klasycznej (wg Lendzion, 1983a, b) pozycji stratygraficznej – najniższego kambry, najniższego terenu (fig. 6, 9). W profilach poziomu *Sabellidites cambriensis* w SE Polsce (basenie lubelsko-podlaskim) do dziś nie stwierdzono współwystępowania skamieniałości *Sabellidites cambriensis* ze skamieniałością śladową *Treptichnus pedum* (Pacześna, 1986, 1996).

Poziom *Sabellidites cambriensis* odpowiada wschodnioeuropejskiemu piętru regionalnemu lub horyzontowi rovno (fig. 9), wyróżnianemu w Estonii, Łotwie, Litwie, Ukrainie i Rosji (np. Konstantynenko, Kyryanov, 2013; Meidla, 2017).

Poziom *Platysolenites antiquissimus*. Tworzy poziom *Platysolenites antiquissimus* zostały udokumentowane biostratygraficznie w kambrze zachodniej części basenu bałtyckiego, w otworze Kościerzyna IG 1, jedynie na podstawie wystąpienia charakterystycznego dla tego poziomu zespołu akritarch z poziomu akritarchowego *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum* (Szczepanik, 2000). W basenie lubelsko-podlaskim jego obecność potwierdziło wystąpienie przewodniego gatunku *Platysolenites antiquissimus* oraz współwystępującego z nim indeksowego gatunku *Onuphionella agglutinata*. Znaczenie stratygraficzne ma tu zespół drobnych organizmów skorupkowych (Lendzion, 1972, 1975, 1977, 1983a, b). Pozycja systematyczna gatunku *Platysolenites antiquissimus* od dawna budziła kontrowersje. Obecnie jest on zaliczany do otwornic (Hayward i in., 2024 i literatura tam cytowana). Oprócz wymienionych wcześniej rodzajów *Platysolenites* i *Onuphionella*, zespół indeksowych drobnych organizmów skorupkowych reprezentują pierścienice *Coleolella bilingsi* i *Coleolella difero*. W spągowej części omawianego poziomu masowo pojawiają się zróżnicowane ichtnotaksonomicznie i morfologicznie skamieniałości śladowe, w tym

indeksowy dla dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy między ediakarem a kambrem ichtnogatunek *Treptichnus pedum*.

Poziom *Platysolenites antiquissimus* odpowiada wschodnioeuropejskiemu piętru regionalnemu lub horyzontowi Iontova (fig. 9), wyróżnianemu we wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej w Estonii, Łotwie, Litwie i Rosji (np. Lendzion, 1983a, b; Meidla, 2017).

1.5.2. Oddział 2

Jolanta Pacześna

Poziom *Mobergella*. Tworzy poziom *Mobergella* zostały udokumentowane paleontologicznie i biostratygraficznie jedynie w zachodniej części basenu bałtyckiego oraz w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego (Lendzion, 1983a, b). Na pozostałym obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, jak również na Litwie, Łotwie i w Estonii, do dziś nie stwierdzono występowania skamieniałości z rodzaju *Mobergella*. Lendzion (1983a, b i literatura tam cytowana) fakt ten tłumaczyła ograniczonym zasięgiem paleobiogeograficznym występowania tego rodzaju. Moczydłowska (1991 i literatura tam cytowana) zaproponowała, żeby w miejsce poziomu *Mobergella*, w związku z brakiem taksonu indeksowego na większości obszarów platformy wschodnioeuropejskiej, wprowadzić poziom nazwany przez wspomnianą wcześniej autorkę „ekwiwalentem poziomu *Schmidtellus mickwitzi*” (fig. 9), będącym odpowiednikiem skandynawskiego poziomu trylobitowego *Schmidtellus mickwitzi*.

Indeksowy rodzaj *Mobergella* reprezentuje organizmy o niejasnej pozycji systematycznej lub stanowi wieczka osłaniające organizmy żyjące w skorupkach z rodzaju *Hyalithellus* (Lendzion, 1975; Dzik, Lendzion, 1988).

Taksonami przewodnimi dla poziomu *Mobergella* są gatunki: *Mobergella holsti*, *M. radiolata* i *M. turgida* (Lendzion, 1983a, b). Polski poziom *Mobergella* ma swój odpowiednik w Skandynawii, w Szwecji, między innymi na wyspach Olandia i Gotlandia, gdzie został udokumentowany wystąpieniami gatunków *Mobergella holsti* i *M. radiolata* w nawierconych otworami wiertniczymi utworach formacji z File Haidar (np. Martinsson, 1974; Cederström i in., 2022).

Interesującą i bardzo rzadko występującą w profilach poziomu *Mobergella* skamieniałością jest opisana przez Lendzion (1975) *Cassubia infercambriensis*, zaliczona przez Dziką i Lendzion (1988) do najstarszych przedstawicieli typu Arthropoda. Daley i Legg (2015) dokonali rewizji rodzaju *Cassubia* i zaliczyli go do rodzaju *Peytoia*, reprezentującego organizm wykazujący zarówno cechy morfologiczne budowy ciała anomalokaridów, jak i Arthropoda o nieznanej pozycji systematycznej, i włączyli do tego rodzaju także skamieniałości *Livia plana* oraz *L. convexa*, opisywane przez

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

CHRONO-STRATYGRAFIA			BIOSTRATYGRAFIA		
SYSTEM	ODDZIAŁY STANDARDOWE	ODDZIAŁY REGIONALNE	SKANDYNAWIA	POLSKA CZĘŚĆ PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ	PLATFORMA WSCHODNIO-EUROPEJSKA – LITWA, ŁOTWA, ESTONIA, ROSJA
KAMBR	FURONG	GÓRNY	Acerocarina	Acerocarina	
			Peltura	Peltura	<i>Peltura scarabaeoides</i> <i>Sphaerophthalmus alatus</i>
			Protopeltura		brak osadów
			Leptoplastus		
			Parabolina spinulosa	Parabolina	Parabolina spinulosa
			Olenus	Olenus+Homagnostus obesus	
	MIAOLING	ŚRODKOWY	Agnostus pisiformis	Agnostus pisiformis	
			Paradoxides forchhammeri	Paradoxides forchhammeri	<i>Leiopyge laevigata</i> <i>Jincella brachymetopa</i>
					brak osadów
			Paradoxides paradoxissimus	Paradoxides paradoxissimus	<i>Hypagnostus parvifrons</i> <i>Tomagnostus fissus</i> <i>Ptychagnostus atavus</i> <i>Triplagnostus gibbus</i>
			Acadoparadoxides oelandicus	Acadoparadoxides oelandicus	<i>Acadoparadoxides pinus</i> <i>Eccaparadoxides insularis</i>
					deimena
ODDZIAŁ 2	DOLNY	<i>Delingia scanica</i> <i>Kingaspidoides lunatus</i>			
		<i>Ellipsostrenua spinosa</i>		rausve	
		<i>Holmia kjerulfi</i>			
		<i>Holmia inusitata</i>	<i>Holmia kjerulfi</i> ¹ <i>Holmia</i> ²	vergale	
		<i>Mobergella</i>	<i>Mobergella</i> ²		
		<i>Schmidtellus mickwitzi</i>	ekwiwalent poziomu <i>Schmidtellus mickwitzi</i> ¹	talsy (= lükati)	
TERE-NEW			nie wydzieleno poziomów faunistycznych	<i>Platysolenites</i> ² <i>Platysolenites antiquissimus</i> ¹ <i>Sabellidites</i> ² <i>Sabellidites cambriensis</i> ¹	Iontova rovno

¹nazwy wg Moczydłowskiej (1991)

²nazwy wg Lendzion (1983a, b)

FIG. 9. Podziały chrono- i biostratygraficzne kambry na platformie wschodnioeuropejskiej: w Skandynawii (Nielsen, Ahlberg, 2019; Nielsen i in., 2020; Cederström i in., 2022), w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Lendzion, 1983a, b; Moczydłowska, 1991) oraz w Litwie, Łotwie, Estonii i Rosji (Mens, Pirrus, 1997; Konstantynenko, Kyryanov, 2013; Meidla, 2017)

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

Lendzion (1983a, b) jako skamieniałości organizmów trylobitopodobnych.

Poziom *Holmia kjerulfi*/Holmia. W prezentowanym poniżej omówieniu biostratygrafii trylobitowej utworów platformowych kambru w Polsce, ze względu na to, że nie były one przedmiotem nowoczesnej rewizji, zastosowano oryginalną taksonomię trylobitów oraz nazewnictwo wydziału biostratygraficznych, przedstawione przez Lendzion (1983a, b; Lendzion w: Mens i in., 1990), z jednoczesną zmianą rangi wyróżnionych przez wspomnianą wyżej autorkę wydziału biostratygraficznych w miaolingiu i furongu – z poziomów na nadpoziomy oraz niezbędną korektą niektórych rodzajów trylobitów do wymogów współczesnej taksonomii. Charakterystyczne trylobity dla utworów oddziału 2 i miaolingiu przedstawiono na figurze 10.

Poziom *Holmia kjerulfi* (nazwa rodzajowa i gatunkowa w ujęciu Moczydłowskiej, 1991) lub *Holmia* (tylko nazwa rodzajowa w ujęciu Lendzion, 1983a, b) jest pierwszym poziomem trylobitowym w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Lendzion (1983a, b) stwierdziła dwudzielność tego poziomu i wyróżniła w jego obrębie podpoziomy dolny *Schmidtliellus* i podpoziomy górny *Strenuaeva*. Dla podpoziomu dolnego indeksowymi trylobitami są *Schmidtliellus* sp. i *Holmia grandis*. Podpoziomy górny dokumentują gatunki *Strenuaeva primaeva*, S. aff. *salopiensis*, S. sp. ex gr. *polonica*, *Holmia kjerulfi* oraz nieliczni przedstawiciele *Ellipsocephalus* cf. *gripi*, *Germaropyge* aff. *sancta-cruzensis* (Lendzion, 1983a, b). Poziom *Holmia kjerulfi* w polskiej części basenu bałtyckiego koreluje się ze skandynawskim poziomem zdefiniowanym przez Cederströma i in. (2022), jako zespołowy poziom *Holmia kjerulfi*. We wspomnianym poziomie zespołowym wymienieni wcześniej autorzy wyróżnili dwa poziomy: dolny – *Holmia inusitata* i górny – *Holmia kjerulfi*. Skład taksonomiczny polskiego zespołu trylobitów zdaje się wskazywać, że jest on odpowiednikiem górnego poziomu *Holmia kjerulfi* w skandynawskim zespołowym poziomie *Holmia kjerulfi* (Cederström i in., 2022).

Poziom *Protolenus*. Nie ma on dobrej dokumentacji paleontologicznej w sukcesji kambryjskiej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Lendzion, 1972, 1976, 1983a, b). Reprezentują go nieliczne, źle zachowane pancerze trylobitów: *Kingaspis* (*Kingaspis*) *borealis*, *Ellipsocephalus hoffi* i *Protolenus* sp. Cederström i in. (2022), opisany przez Lendzion (1972) gatunek *Kingaspis* (*Kingaspis*) *borealis* = *Kingaspidoidea* (*Kingaspis*) *borealis* z górnej części poziomu *Protolenus*, zaliczyli do rodzaju *Kingaspidoidea*. Podobną tezę cytowani wyżej autorzy wysnuli dla gatunku *Protolenus* aff. *Pr. annulatus* opisanego przez Lendzion (1983a, b). Obecność rodzaju *Kinga-*

spidoidea pozwala na odniesienie polskiego poziomu *Protolenus* do skandynawskiego poziomu *Dellingia scanica*–*Kingaspidoidea lunatus* (Cederström i in., 2022).

1.5.3. Miaoling

Jolanta Paczeńska

Nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. Jest to najszersze rozprzestrzeniony regionalnie w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej nadpoziom miaolingiu. Występuje na obszarze całej platformy – w obniżeniu bałtyckim, obniżeniu podlaskim i lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 5, 9). Ma też najpełniejszą dokumentację paleontologiczną (Lendzion, 1983a, b).

W zachodniej części basenu bałtyckiego Lendzion (1983a, b) wyróżniła w obrębie nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* dwa poziomy (fig. 5, 9): dolny *Eccaparadoxides insularis* z trylobitami *Eccaparadoxides insularis* i *Bailiella emarginata*, które są gatunkami przewodnimi dla tego poziomu oraz górny poziom *Acadoparadoxides pinus*.

W poziomie *Eccaparadoxides insularis* obok wcześniej wymienionych występują gatunki trylobitów, które swój zasięg występowania kontynuują do nadległego poziomu *Acadoparadoxides pinus*. Są to *Solenopleura cristata* i *Ellipsocephalus polytomus*. Obecność trylobitów *Eccaparadoxides insularis*, *Bailiella emarginata* i *Ellipsocephalus polytomus* pozwala skorelować polski poziom *Eccaparadoxides insularis* z jego skandynawskim odpowiednikiem o tej samej nazwie, stanowiącym dolny poziom nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Ahlberg i in., 2021).

Górny poziom *Acadoparadoxides pinus*, wyróżniany w Polsce, reprezentują gatunki: *Acadoparadoxides pinus*, *A. sjoegreni*, *A. sp.* (ex gr. *torelli*) i *A. torelli*. Występujące w polskim poziomie *Acadoparadoxides pinus* gatunki trylobitów *A. pinus* i *A. torelli* pozwalają go odnieść do skandynawskiego poziomu *Acadoparadoxides pinus*–*Ptychagnostus praecurrens*, który stanowi w profilach szwedzkich górną część nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Ahlberg i in., 2021).

Górny poziom *Acadoparadoxides pinus* został udokumentowany w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego obniżenia podlaskiego oraz w jego części lubelskiej. Na pozostałym obszarze platformy w Polsce, wydzielono jedynie nadpoziom

Acadoparadoxides oelandicus (fig. 6, 9). Niedostateczna dokumentacja paleontologiczna uniemożliwiła tutaj dokonanie podziału na poziomy.

Nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*. Jego występowanie zostało udokumentowane paleontologicznie tylko w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego (fig. 6) i na znacznym obszarze basenu bałtyckiego (fig. 5). W drugim z wymienionych obszarów Lendzion (1983a, b) wydzieliła w obrębie nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* trzy poziomy: *Ptychagnostus gibbus*, *Ptychagnostus atavus* i *Tomagnostus fissus* + *Hypagnostus parvifrons* (fig. 5, 9).

Poziom *Ptychagnostus gibbus* jest reprezentowany przez gatunek przewodni *Ellipsocephalus lejostracus*. Pozostałe trylobity występujące w tym poziomie kontynuują swój zasięg z niższej leżącego poziomu *Acadoparadoxides pinus* i wymierają w nim. Są to gatunki *Ptychagnostus praecurrens* i *Peronopsis fallax*. Gatunki *Peronopsis scutalis*, *Paradoxides salopiensis* i *Par. paradoxissimus* rozpoczynają w tym poziomie swoje zasięgi i kontynuują je do nadległych dwóch poziomów: *Ptychagnostus atavus* i *Tomagnostus fissus* + *Hypagnostus parvifrons*. Gatunkiem współwystępującym z gatunkiem przewodnim jest tutaj *Paradoxides paradoxissimus*. Polski poziom *Ptychagnostus gibbus* na podstawie występowania gatunków trylobitów *Ptychagnostus gibbus*, *Pty. praecurrens* oraz licznych trylobitów z rodzaju *Peronopsis* można korelować ze skandynawskim poziomem *Ptychagnostus gibbus* wyróżnianym w Skanii i regionie Västergötland. Występowanie trylobitów *Paradoxides paradoxissimus* i *Par. salopiensis* w polskim poziomie *Ptychagnostus atavus* pozwala na jego odniesienie do szwedzkiego odpowiednika poziomu *Ptychagnostus atavus*. W lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego nie stwierdzono występowania nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* (Lendzion, 1983a, b).

Nadpoziom *Paradoxides forchhammeri*. Omawiany nadpoziom został udokumentowany paleontologicznie jedynie w północnych regionach zachodniej części basenu bałtyckiego (fig. 5). Lendzion (1983b) postawiła tezę o prawdopodobnym występowaniu w obrębie nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri* dwóch poziomów: *Jincella brachymetopa* i *Lejopyge laevigata* (fig. 5, 9). Obecność w utworach tego nadpoziomu tylko dwóch gatunków trylobitów *Lejopyge laevigata* oraz *Billingsella exporrecta* oraz trylobita z rodzaju *Paradoxides* sp. nie pozwala jednoznacznie zdefiniować i wydzielić obu wspomnianych wyżej poziomów. Wynika to z faktu, że wymienione gatunki trylobitów występują w obu poziomach. Sytuację utrudnia również prawdopodobna obecność luki stratygraficznej w dolnej części nadpoziomu *Par. forchhammeri*. Według Lendzion (1983a, b) wskazuje ona, że w profilach przypisywanych do wspomnianego wcześniej nadpoziomu miaolingiu występuje najprawdopodobniej tylko poziom *Lejopyge laevigata*.

W obrębie nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri*, w jego najwyższej części został zdefiniowany poziom *Agnostus pisiformis*, w utworach którego występują charakterystyczne nagromadzenia przepelnione pancerzykami drobnych trylobitów indeksowego gatunku *Agnostus pisiformis* (fig. 10A). Poziom *Agnostus pisiformis* jest obecnie na Bałtyce, w tym w Skandynawii, wydzielany jako najmłodsze wydzielenie biostratygraficzne miaolingiu (np. Nielsen i in., 2014 i literatura tam cytowana).

1.5.4. Furong

Jolanta Paczeńska

W polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej furong został udokumentowany paleontologicznie i biostratygraficznie jedynie w basenie bałtyckim. Największe obszarowo rozprzestrzenienie utworów furongu stwierdzono w zachodniej części tego basenu; występują one również na zachodniej flance wschodniej części wspomnianego basenu (Szymański, Paczeńska, 2010). Profil furongu w polskiej części basenu bałtyckiego nie jest pełny. Na podstawie występujących w profilu gatunków trylobitów, Lendzion (1983a, b) wydzieliła w kolejności stratygraficznej: następujące nadpoziomy faunistyczne: *Olenus* + *Homagnostus obesus*, *Parabolina*, *Peltura* i *Acerocarina* (fig. 5, 7).

Nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus*. Najszersze rozprzestrzenienie regionalne w polskiej części basenu bałtyckiego ma dobrze udokumentowany stratygraficznie nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus* (fig. 5). Obecność wspomnianego nadpoziomu dokumentują bardzo liczne trylobity *Olenus* cf. *truncatus*, *O. wahlenbergii* (fig. 10B) i *Homagnostus obesus*. Obecność licznych trylobitów *Olenus* cf. *truncatus* umożliwia korelację z nadpoziomem *Olenus* w Szwecji, szczególnie z wyróżnianym w jego obrębie poziomem *Olenus truncatus* (Nielsen i in., 2014; Rasmussen i in., 2017).

Nadpoziom *Parabolina*. Bardzo słabo udokumentowany paleontologicznie nadpoziom *Parabolina* (fig. 5) wyróżniono na podstawie występowania okazów *Parabolina* sp. i ramienionoga *Orusia lenticularis*. Ze względu na fragmentaryczny brak osadów w obrębie polskiego profilu furongu nie wydzielono wyróżnianego w Szwecji nadpoziomu *Leptoplastus* i *Protopeltura* (Lendzion, 1983a, b).

Nadpoziom *Peltura*. Nadległy nadpoziom *Peltura* jest reprezentowany w basenie bałtyckim przez dwa poziomy: *Peltura minor* i *Peltura scarabaeoides* (fig. 5). Pierwszy z wymienionych poziomów reprezentują bardzo liczne okazy *Peltura acutidens*, *Sphaerophthalmus alatus* i *Ctenopyge tumida*. Wszystkie trzy wymienione wcześniej gatunki trylobitów umożliwiają korelację polskiego poziomu *Peltura minor* ze szwedzkim poziomem *Ctenopyge tumida*, wyróżnianym w obrębie nadpoziomu *Peltura* (Rasmussen i in., 2017). Poziom *Peltura scarabaeoides* cechuje się występowaniem gatunków *Sphaerophthalmus humilis*, *Ctenopyge* cf. *pecten*, *Peltura scarabaeoides scarabaeoides* i ramienionoga *Eoorthis?* sp.

Nadpoziom *Acerocarina*. Profil furongu zamyka wg Bednarczyka (1979) i Lendzion (1983b) – występujący tylko w zachodniej części basenu bałtyckiego – nadpoziom *Acerocarina* (fig. 5), odnoszony do swojego skandynawskiego odpowiednika (Nielsen i in., 2014). Jest on wg Lendzion (1983 a, b) reprezentowany przez trylobity *Peltura costata*, *P. transiens*, *Pelturina punctifera*, *Westergaardia lata*, *Parabolina heres heres* i *Parab. acanthura*. We wschodniej części basenu bałtyckiego, w pobliżu wschodniego zasięgu występowania utworów furongu udokumentowano jedynie nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus* i – prawdopodobnie – bardzo słabo udokumentowany paleontologicznie nadpoziom *Parabolina* (Lendzion, 1983a, b; fig. 5).

1.5.4.1. Konodonty

Różnicowane taksonomicznie i liczne ilościowo zespoły konodontów występują tylko w utworach furongu zachodniej części basenu bałtyckiego. Według Szaniawskiego (1971) i Bednarczyka (1979) niektóre gatunki konodontów mają zasięg ograniczony do poszczególnych poziomów trylobitowych, co umożliwia ich wzajemną korelację (tab. 2). Konodontowe zespoły basenu bałtyckiego korelują się z zespołami Skandynawii, Ameryki Północnej, północnego Iranu, północnych Chin i Australii (Bednarczyk, 1979).

1.5.5. Ramienionogi

Jolanta Paczeńska

W profilu kambru basenu bałtyckiego występuje stratygraficzne następstwo trzech zespołów ramienionogów (Jendryka-Fuglewicz, 2007, 2011). Najniższy zespół występuje w górnej części poziomu *Holmia kjerulfi* i jest zdominowany przez obolidy z najszerzej reprezentowanym rodzajem *Westonia* z gatunkami: *W. nathorstii*, *W. aalandensis*, *W. wimani*, *W. baltica* oraz licznymi przedstawicielami rodzaju *Acrotreta* z gatunkami *A. uplandica* i *A. gemmula*. Dużą wartość stratygraficzną mają gatunki *?Botsfordia bellapunctata* oraz *W. nathorstii*, zawężające swoje występowanie do wyższej części poziomu *Holmia* i występujące we wszystkich profilach kambru basenu bałtyckiego. Dla poziomu *Protolenus* jest charakterystyczne występowanie gatunku *W. wimani* (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

Początek miaolingiu cechuje zmiana składu taksonomicznego zespołu ramienionogów. Zaczynają dominować gatunki z rodziny Acrothelidae i Acrotretidae. Znaczenie stratygraficzne mają gatunki o zasięgu występowania tylko w miaolingiu: *Acrothelidae granulata*, *Acr. prima*, *Acr. coriacea*, *Acrotreta socialis*, *A. schmalenseeii* i *A. polonica*. Typowymi gatunkami dla miaolingiu są: *Acr. granulata* i *A. socialis*. Wyznacznikiem stratygraficznym najwyższego nadpoziomu miaolingiu *Paradoxides forchhammeri* jest *Billingsella exporrecta* (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

Zespół ramienionogów furongu jest taksonomicznie ubogi. Reprezentuje go gatunek *Orusia lenticularis*. W utworach furongu stwierdzono także występowanie *Lingulella* sp. i *Acrotreta* sp. (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

W utworach kambru lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego Jendryka-Fuglewicz (2007) stwierdziła występowanie dwóch zespołów ramienionogów. Zespół dolny występuje w poziomie *Holmia kjerulfi* i składa się z: indeksowego dla poziomu *Holmia* gatunku *Mickwitzia* cf. *monilifera* oraz współwystępujących z nim gatunków *?Botsfordia bellapunctata*, *B. cf. thorslundii*, *Westonia aalandensis*, *W. baltica*, *W. bottnica* i *Acrotreta uplandica* (Jendryka-Fuglewicz, 2007: fig. 21). Dla wyżej leżącego w profilach zespołu ramienionogów z miaolingiu, charakterystyczne są gatunki:

1

Polska część platformy wschodnio-europejskiej

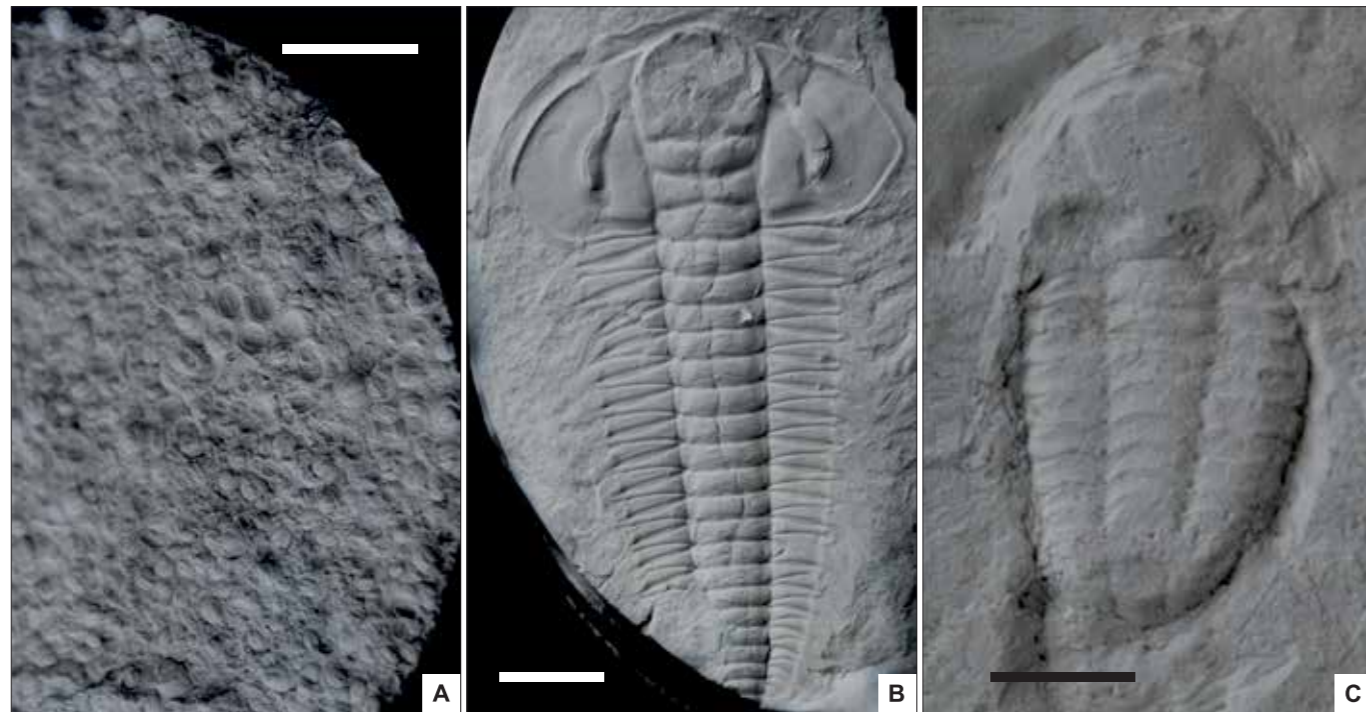


FIG. 10. Charakterystyczne trylobity występujące w utworach oddziału 2 kambru i miaolingiu w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: A – *Agnostus pisiformis* Linnaeus, miaoling, poziom *Agnostus pisiformis*, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2714,3 m, MUZ PIG.1211.II.121; B – *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) cf. *torelli* (Holm M.S. et Westergård), miaoling, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2862,0 m, MUZ PIG.1668.II.57; C – *Kingaspidoidea sanctacrucensis* (Czarnocki), oddział 2, poziom *Holmia kjerulfi*, basen lubelsko-podlaski, otwór Tłuszcz IG 1, głęb. 2214,9 m, MUZ PIG.1211.II.38. A–C coll. det. K. Lendzion, fot. J. Paczeńska. Skala liniowa 1 cm

TAB. 2. Występowanie konodontów w utworach furongu zachodniej części basenu bałtyckiego i ich korelacja z nadpoziomami i poziomami trylobitowymi

Oddział	Nadpoziomy trylobitowe wg Lenzion (1983a)	Poziomy trylobitowe wg Lenzion (1983a)	Konodonty
			wg Szaniawskiego (1971) i Bednarczyka (1979)
Furong	Peltura	<i>Peltura scarabaeoides</i>	nie stwierdzono występowania konodontów
		<i>Sphaerophthalmus alatus</i>	<i>Coelocerodontus</i> sp., <i>Gapparodus</i> (?) <i>bisulcatus</i> , <i>Hertzina elongata</i> , <i>Oneotodus erectus</i> , <i>Oneotodus</i> sp. A, <i>Westergaardodina</i> sp. nov., <i>Scandodus tortilis</i>
	Parabolina	-	<i>Hertzina elongata</i> , <i>Furnishina assymetrica</i> , <i>F. furnishi</i> , <i>Prooneotodus gallatini</i> , <i>Proacodus obliquus</i> , <i>Westergaardodina bohlimi</i> , <i>W. bicuspidata</i> , <i>W. moessebergensis</i> , <i>W. wimani</i> , <i>Westergaardodina</i> sp. nov.
Olenus + Homagnostus obesus	-	<i>Furnishina longibasis</i> , <i>F. pomeranica</i> , <i>F. furnishi</i> , <i>F. quadrata</i> , <i>Furnishina</i> sp. nov., <i>Muellerina cambrica</i> , <i>M. oelandica</i> , <i>Oneotodus</i> sp. b, <i>Prooneotodus tenuis</i> , <i>Westergaardodina tricuspidata</i>	
Miaoling	<i>Paradoxides forchhammeri</i>	<i>Agnostus pisiformis</i>	<i>Furnishina alata</i> , <i>F. longibasis</i> , <i>F. polonica</i> , <i>F. pomeranica</i> , <i>F. furnishi</i> , <i>F. quadrata</i> , <i>Furnishina</i> sp. nov., <i>Muellerina pomeranensis</i> , <i>M. oelandica</i> , <i>Oneotodus</i> sp. b, <i>Westergaardodina tricuspidata</i> , <i>W. obliqua</i> , <i>W. wimani</i>

Acrothele cf. *granulata*, *Acr. coriacea*, *Acrotreta socialis*, *A. polonica*, *Westonia finlandensis*, *Lingulella ferruginea* oraz gatunki z rodzaju *Westonia*, które kontynuują do miaoling swój zasięg z poziomu *Holmia kjerulfi* i *Protolenus* (Jendryka-Fuglewicz, 2007: fig. 21). Wspomniana autorka stwierdziła w profilu kambru otworu Łopiennik IG 1 występowanie gatunku *Ungula ingrica*, który może wskazywać na obecność utworów furongu w najwyższej części tego profilu (Jendryka-Fuglewicz, 2007). W świetle korelacji stratygraficznych (Popow i in., 1989; Puura, Holmer, 1993; Webby, 1995), obecność tego gatunku ramienionoga może wskazywać na najwyższy nadpoziom furongu – *Acerocarina*.

1.5.6. Akritarcha

Monika Jachowicz-Zdanowska

W kambrze kilkakrotnie miała miejsce przebudowa taksonomiczna zróżnicowanych morfologicznie zespołów akritarch. W okresie kambryjskim te organizmy – w przeciwieństwie do trylobitów – nie wykazują prowincjalizmu, co umożliwiło opracowanie na ich podstawie wiarygodnego rozpozniowania utworów kambryjskich, a tak zdefiniowane podziały biostratygraficzne mogą być wykorzystywane w korelacjach międzykontynentalnych. W wielu rejonach występowania utworów kambru na platformie wschodnioeuropejskiej udokumentowane poziomy akritarchowe zostały ściśle skorelowane z wydzieleniami faunistycznymi, głównie bazującymi na trylobitach (np. Volkova, 1968, 1969a, b; Martin, Dean, 1988; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002; fig. 11).

Zespoły mikroflory z terenów i jego poziomów faunistycznych *Sabellidites cambriensis* i *Platysolenites antiquissimus* charakteryzują się słabym zróżnicowaniem morfologicznym. Są to taksony sferyczne, o słabo rozwiniętej morfologii. Wiele z nich kontynuuje występowanie z utworów ediakaru. Dotychczas w tym odcinku czasowym zostały wyróżnione dwa zespołowe poziomy akritarchowe, różniące się składem rodzajowym definiujących je zespołów. Poziom *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum* został zdefiniowany na obszarze basenu lubelsko-podlaskiego i koreluje się z poziomem *Platysolenites antiquissimus* (Moczydłowska, 1991; fig. 12). Jego przewodnie gatunki to: *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. formosum*, *C. velvetum* oraz *Pterospermella velata*. Reinterpretacja zasięgu stratygraficznego poziomu *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum*, rozszerzająca jego zasięg na całe piętro fortun i nadległe piętro 2, spowodowała objęcie jego zasięgiem poziomów faunistycznych *Sabellidites cambriensis* i *Platysolenites antiquissimus* (Moczydłowska, Yin, 2012). Szczepanik (2000) opisał zespoły akritarch terenów w zlokalizowanym w zachodniej części basenu bałtyckiego wierceni Kosiężyna IG 1, które skorelował z poziomami *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum*, *Skiagia ornata-Fimbrigliomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimilare-Skiagia ciliosa* oraz *Volkovia dentifera-Liepaina plana*, wydzielenymi przez Moczydłowską (1991).

Jankauskas i Lenzion (1992) oraz Jankauskas (2002) udokumentowali w utworach poziomu *Platysolenites antiquissimus* basenu bałtyckiego i obszarów przyległych poziom akritarchowy *Granomarginata prima* (fig. 12). W przypadku tego poziomu, wskaźnikowym wydarzeniem jest pierwsze pojawienie się gatunku *Granomarginata prima*, obok którego w dokumentowanych asocjacjach występują *G. squamacea*, *Pulvinosphaeridium antiquum* oraz prazynofity *Tasmanites*

tenellus, *Ceratophyton vernicosum*, liczni przedstawiciele rodzaju *Leiosphaeridia* oraz fragmenty plech sinic. Urzeźbione akritarchy z urozmaiconą morfologią w postaci wyrostków reprezentuje jedynie gatunek *Asteridium tornatum*. Jankauskas i Lenzion (1992) uznali poziom *Granomarginata prima* za odpowiednik poziomu *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum* (Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002). Autorzy ci zauważyli jednak, że w porównaniu z asocjacjami akritarchowymi opisanymi w basenie bałtyckim w utworach poziomu *Platysolenites antiquissimus*, jedynie w basenie lubelsko-podlaskim gatunek *Granomarginata prima* charakteryzuje znacznie szerszy zasięg występowania. Wyraźne różnice w składzie taksonomicznym równoległych zespołów akritarch zostały w tym przypadku zinterpretowane różnicami facjalnymi analizowanych utworów (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002).

Pojawienie się trylobitów w zapisie geologicznym ok. 521 mln lat temu to wydarzenie proponowane jako potencjalnie służące do wyznaczenia spągu oddziału 2 w nowo przyjętym podziale systemu kambryjskiego (Gradstein i in., 2020; Cohen i in., 2025). W tradycyjnym podziale kambryjskiego systemu spąg interwału z zapisem trylobitowym korelowano ze spągiem poziomu *Schmidtellus mickwitzi*. W tym okresie w zespołach akritarch zachodzą wyraźne zmiany, pojawiają się liczne formy o zróżnicowanej morfologii. Są to głównie przedstawiciele grupy Acanthomorpha, do której należą akritarchy pokryte kolczastymi wyrostkami. Wskaźnikowym dla tego okresu jest charakterystyczny rodzaj *Skiagia*, rozpoznany w wielu obszarach występowania utworów niższego kambru (Volkova, 1968, 1969a, b; Downie, 1982; Volkova i in., 1983; Hagenfeldt, 1989a; Moczydłowska, 1991). Jest on reprezentowany przez kilka gatunków i dominuje w zespołach piętra 3 i 4, które obejmują tradycyjnie rozumiane poziomy *Schmidtellus mickwitzi*, *Holmia kjerulfi* i *Protolenus*. W utworach tego wieku wyróżniono kilka poziomów akritarchowych (Vanguetaine, Van Looy, 1983; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002; fig. 12). Poziomy te różnie nazywane przez poszczególnych autorów charakteryzują asocjacje mikroflory o podobnym składzie rodzajowym i gatunkowym. Obok wskaźnikowych gatunków rodzaju *Skiagia*, w zespołach oddziału 2 występują niekiedy liczne gatunki reprezentujące rodzaje: *Asteridium*, *Heliosphaeridium*, *Comasphaeridium*, *Globosphaeridium*, *Pterospermella*, *Pterospermopsisimorpha*, *Multiplicisphaeridium*, *Lophosphaeridium* czy *Estiastra*.

Trzy poziomy akritarchowe wyróżnione w utworach oddziału 2 basenu lubelsko-podlaskiego: *Skiagia ornata-Fimbrigliomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimilare-Skiagia ciliosa* oraz *Volkovia dentifera-Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991; fig. 12), skorelowane odpowiednio z poziomami: *Schmidtellus mickwitzi*, *Holmia kjerulfi* i *Protolenus*, znalazły szerokie zastosowanie w biostratygrafii utworów najstarszego kambru i są traktowane jako poziomy o charakterze globalnym. Zestawienie charakterystycznych gatunków akritarch i prazynofitów oraz regionalne korelacje poziomów akritarchowych wydzielonych przez Moczydłowską (1991) w oddziale 2 basenu lubelsko-podlaskiego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej przedstawiono w tabeli 3.

Asocjacje akritarch opisane z utworów poziomu *Heliosphaeridium dissimilare-Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) są najbardziej zróżnicowanymi zespołami oddziału 2 (tab. 3). Cechą charakterystyczną zespołów akritarch wyższej części oddziału 2 jest znaczące zubożenie taksonomiczne, pomimo pojawiania się niekiedy prekursorów mikroflory miaoling, takich jak rodzaj *Eliasium* (Jankauskas, Lenzion, 1992).

SYSTEM	ODDZIAŁ		PIĘTRO	NADPOZIOMY I POZIOMY FAUNISTYCZNE SKANDYNAWIA	POZIOMY AKRITARCHOWE					
	REGIONALNY	STANDAR-DOWY			Moczydłowska (1991, 1999)	Vanguetaine, Van Looy (1983)	Martin, Dean (1988), Parsons, Anderson (1996, 2000)			
KAMBR	GÓRNY	FURONG	PIĘTRO 10	<i>Acerocarina</i>			RA10–Ra6			
				<i>Peltura</i>						
				<i>Protopeltura</i>						
			DZIANGSZAN	<i>Leptoplastus</i>					A5a	
				<i>Parabolina</i>						A4
				<i>Olenus</i>						
	PAIB	<i>Agnostus pisiformis</i>		A3b						
		<i>Paradoxides forchhammeri</i>			A3a					
		<i>Paradoxides paradoxissimus</i>								
	GUŻANG	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i>				Eliasium–Cristallinium	górny A2			
		<i>Paradoxides forchhammeri</i>								
		<i>Paradoxides paradoxissimus</i>								
	DRUM	<i>Eliasium–Cristallinium</i>	Cristallinium cambriense–Eliasium/Timofeevia	dolny A2						
		<i>Archeodiscina umbonulata–Skiagia compressa</i>								
		<i>Archeodiscina umbonulata–Skiagia compressa</i>								
	WULIU	<i>Delingia scanica</i>			Volkovia dentifera–Liepaina plana	?				
		<i>Kingaspidoidea lunata</i>								
		<i>Ellipsostrenua spinosa</i>								
PIĘTRO 4	<i>Holmia kjerulfi</i>	Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa	Archeodiscina umbonulata–Skiagia compressa							
	<i>Holmia inusitata</i>									
	<i>Mobergella</i>									
PIĘTRO 3	<i>Schmidtellus mickwitzi</i>			Skiagia ornata–Fimbrigliomerella membranacea	Granomarginata squamacea–Asteridium tornatum					
	<i>Skiagia ornata–Fimbrigliomerella membranacea</i>									
	<i>Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum</i>									
ODDZIAŁ 2	nie wydzieleno poziomów faunistycznych									
						PIĘTRO 2	FORTUN			
								TERENEW		

FIG. 11. Korelacja poziomów akritarchowych wydzielonych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej z poziomami faunistycznymi wydzielanymi w innych regionach platformy wschodnioeuropejskiej. Podziały na nadpoziomy i poziomy faunistyczne w Skandynawii wg Nielsena, Ahlberga, (2019); Nielsena i in. (2020); Cederströma i in. (2022)

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

CHRONO-STRATYGRAFIA			POZIOMY FUNISTYCZNE	POZIOMY AKRITARCHOWE								
SYSTEM	ODZIAŁ	PIĘTRO	SKANDYNAWIA	POLSKA CZĘŚĆ PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ		SYBERIA, PLATFORMA WSCHODNIO-EUROPEJSKA	ATLAS WYSOKI MAROKO	BLOK MAŁOPOLSKI				
KAMBR	ODDZIAŁ 2	PIĘTRO 4	Cederström i in. (2022)	Moczydłowska (1991)	Jankauskas, Lenzion (1992), Jankauskas (2002)	Raevskaya (2005)	Vanguetstaine, Van Looy (1983)	Jachowicz-Zdanowska (2011)				
			<i>Dellingia scanica</i> <i>Kingaspidoides lunatus</i>	<i>Volkovia dentifera</i> – <i>Liepaina plana</i>	<i>Volkovia dentifera</i>	<i>Eliasum ilaniscum</i> – <i>Multiplicisphaeridium dendroideum</i>	NK 5	<i>Archeodiscina umbonulata</i> – <i>Skiagia compressa</i>	II			
			<i>Ellipsostrœna spinosa</i>	<i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i>	<i>Globosphaeridium cerinum</i>	<i>Skiagia ciliosa</i>	NK 4					
		<i>Holmia kjerulfi</i>										
		<i>Holmia inusitata</i> – ? – ? –										
	<i>Mobergella</i> – ? – ? –											
	PIĘTRO 3	PIĘTRO 2	FORTUN	<i>Schmidtellus mickwitzi</i>	<i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i>	<i>Asteridium tornatum</i> – <i>Comasphaeridium velvetum</i>	NK 3			<i>Granomarginata squamacea</i> – <i>Asteridium tornatum</i>	I	
				nie wydzielono poziomów faunistycznych								
				nie wydzielono poziomów faunistycznych								
				nie wydzielono poziomów faunistycznych								
nie wydzielono poziomów faunistycznych												

FIG. 12. Korelacja poziomów akritarchowych, wydzielonych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, na bloku małopolskim, Syberii i w Maroku (Atlas Wysoki) z poziomami faunistycznymi Skandynawii

Dokumentacja palinologiczna najmłodszych utworów piętra 4, korelowanych z poziomem akritarchowym *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991), ze względu na rzadkie występowanie form przewodnich *Volkovia* i *Liepaina* jest bardzo trudna (Szczepanik, 2000). Powoduje to, że zespoły mikroskamieniałości z licznymi okazami *Volkovia*, które w ostatnich latach opisano z kieleckiego pasma fałdowego, należą do unikatowych w skali globu (Zylińska, Szczepanik, 2009).

W miaolingu nastąpiła kolejna, bardzo wyraźna zmiana składu taksonomicznego asocjacji akritarchowych. Wymarło wtedy wiele form wczesnokambryjskich, przede wszystkim zanikł przewodni rodzaj *Skiagia*, a jego pojedyncze okazy są dokumentowane wyłącznie w spągowych partiach miaolingu (Moczydłowska, 1998), chociaż nie można wykluczyć ich redepozycji z utworów starszych.

Utwory kolejnych nadpoziomów miaolingu: *Acadoparadoxides oelandicus*, *Paradoxides paradoxissimus*, *Paradoxides forchhammeri* obejmują piętra: wuliu, drum oraz gużang (Peng, Babcock, 2011). Zespoły akritarch opisane z powyższych nadpoziomów trylobitowych na platformie wschodnioeuropejskiej stwierdzili: Volkova (1990), Jankauskas i Lenzion (1992), Moczydłowska (1999) oraz Szczepanik (2000). Przykładowe taksony akritarch, reprezentujących udokumentowane palinologicznie poziomy akritarchowe, występujące w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, przedstawiono na figurze 13.

Z utworów miaolingu opisano kilka poziomów akritarchowych, które są skorelowane z poszczególnymi nadpoziomami faunistycznymi. I tak nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus* dokumentują równowiekowe poziomy akritarchowe: *Eliasum*–*Cristallinium* (Moczydłowska, 1998; fig. 12), *Heliosphaeridium notatum*–*Lophosphaeridium variabile* rozpoznane na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002), poziom KB (Volkova, Kirjanov, 1995) oraz częściowo poziomy *A. umbonulata*–*S. compressa* i *Cristallinium*–*Eliasum* (Vanguetstaine, Van Looy, 1983; fig. 12) lub IMC 1 (Palacios, 2010). W innych częściach świata, poza obszarem Nowej Fundlandii, w utworach kambryjskich z przedziału wiekowego od nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri* włącznie wyznaczono kilka kolejnych zespołów akritarchowych, przykładowo, zespół SK 1 (Volkova, Kirjanov, 1995) rozpoznany na platformie wschodnioeuropejskiej; czy mikroflorę IMC 2 i IMC 3 (Palacios, 2008, 2010) udokumentowaną w Hiszpanii. Ten odcinek czasowy swoim zasięgiem częściowo obejmuje również poziomy *Comasphaeridium strigosum*–*Timofeevia lancarae*.

W furongu akritarchy ewoluowały jeszcze szybciej niż we wcześniejszych epokach. Liczba proponowanych dla tego interwału poziomów mikroflorystycznych gwałtownie wzrosła, czego najlepszym przykładem są szczególnie rozpoziomowane poziomami akritarchowymi utwory trylobitowych nadpoziomów *Peltura* i *Acerocarina* na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988; Parson, Anderson, 1996, 2000; fig. 12).

1.6. HISTORIA SEDYMENTACJI

Jolanta Paczeńska

Utwory terenewu, oddziału 2 i miaolingu w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej były deponowane w środowisku morskim, w którym oddziaływały pływy i sztormy (np. Paczeńska, 1996; Jaworowski, 1997). Wymienione osady reprezentują pierwszy, wczesno-paleozoiczny cykl transgresywno-regresywny, rejestrowany w polskiej części platformy (Jaworowski, 1979).

We wczesnym kambrze sedymentacja transgresywnych utworów piaszczystych odbywała się w obrębie jeziorów (płyiczn) piaszczystych, zlokalizowanych na obszarze pływowych piasków brzeżnych (*sensu* Reineck, Singh, 1980). Innym, znaczącym środowiskiem sedymentacji były pływowe grzbiety piaszczyste, rozwijające się na szelfie oraz kanały sztormowe wcinające się w mulowe i heterolityczne osady szelfu. Były one deponowane w strefie niżepływowej, sublitoralnej oraz międzypływowej. Osady piaszczyste i ilasto-mulowe były deponowane w warunkach zbliżonych do panujących na współczesnych obszarach pływowych SE części wybrzeża Morza Północnego (Jaworowski, 1979, 1997; fig. 46).

Źródłem materiału detrytycznego były wyniesione części platformy zbudowane z prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych oraz gruboziarnistych, kontynentalnych utworów ediakaru. Materiał detrytyczny był transportowany do basenu sedymentacyjnego w kierunkach z NE na SW, z SE na NW, z NW na SE oraz z północy na południe. W basenie bałtyckim był także deponowany materiał detrytyczny donoszony do basenu z kierunków z SW na NE i z zachodu na wschód, pochodzący ze źródeł pozakratonicznych, zlokalizowanych na zachód od strefy Teissyre'a-Tornquista. Gwałtowność transgresji spowodowała kanibalizację osadów strefy nadpływowej, równi mulowej i mieszanej piaszczysto-mulowej. Bazalnym ogniwem transgresji była równia piaszczysta. Transgresja wczesnokambryjska odbywała się w trakcie zmiany planu tektonicznego platformy z późnoediakarskiego na wczesnopaleozoicznego – kambryjski, z sedymentacją na wychłodzonych magmowo pasywnych brzegach paleokontynentu Bałtyki. We wczesnych stadiach transgresji jej przebieg warunkowało rozmieszczenie prekambryjskich masywów granitoidowych i otaczających je masywów metamorficznych, determinując kierunki transgresji, postępującej z SW na NE i z południa na północ.

Na przełomie epoki 2 i miaolingu nastąpiła zmiana warunków sedymentacji utworów piaszczystych z transgresywnych na regresywne. Były one – w przeciwieństwie do swoich odpowiedników sztormowych z niższego kambru – deponowane na obszarze pływowych piasków brzeżnych, zlokalizowanych w płytszej strefie zbiornika, bliżej lądowych obszarów alimentacyjnych (Jaworowski, 1997; fig. 42).

TAB. 3. Bionozacja akritarchowa, zespoły charakterystycznych taksonów i ich definicje w utworach kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej i ich korelacja międzyregionalna (wg Moczydłowskiej, 1991)

Poziom wg Moczydłowskiej (1991)	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
<i>Asteridium tornatum</i> – <i>Comasphaeridium velvetum</i> (At-Cv) (fig. 11)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom definiujący indeksowe gatunki: <i>Comasphaeridium agglutinatum</i> , <i>C. formosum</i> , <i>C. velvetum</i> oraz <i>Pterospermella velata</i> , <i>Asteridium</i> sp.; <u>poziom o zasięgu globalnym</u>	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (Ac-Cv): <i>Comasphaeridium agglutinatum</i> , <i>C. formosum</i> , <i>C. velvetum</i> oraz <i>Pterospermella velata</i> , <i>Asteridium</i> sp. Gatunki, które pojawiają się w spagu poziomu i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części profilu: <i>Ceratophyton vermicosum</i> , <i>Asteridium tornatum</i> , <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamacea</i> , <i>Lophosphaeridium tentativum</i> , <i>Pterospermella vitalis</i> , <i>Tasmanites bobrovskae</i> , <i>T. tenellus</i>	terenew, poziom <i>Platysolenites antiquissimus</i>	według Jankauskasa, Lenzion (1992) odpowiednikiem korelacyjnym poziomowi (Ac-Cv) jest poziom <i>Granomarginata prima</i> (udokumentowany w utworach poziomu <i>Platysolenites antiquissimus</i> obniżenia bałtyckiego i obszarów przyległych (NW część platformy wschodnioeuropejskiej; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002). Gatunek <i>Granomarginata prima</i> charakteryzuje znacznie szerszy zasięg obszarów występowania w regionalnie zróżnicowanych taksonomicznych zespołach. Wyraźne różnice w składzie taksonomicznym równowiekowych zespołów akritarch zostały w tym przypadku zinterpretowane jako wynik różnic facjalnych analizowanych utworów (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002)
<i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> (So-Fm)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	przewodnie gatunki, zdefiniowany przez poziom: <i>Asteridium pallidum</i> i <i>Skiagia pura</i> ; <u>poziom o zasięgu globalnym</u>	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (So-Fm): <i>Asteridium pallidum</i> , <i>Goniosphaeridium</i> sp., <i>Skiagia pura</i> . Gatunki, które pojawiają się po raz pierwszy i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części poziomu: <i>Alliumella baltica</i> , <i>Comasphaeridium brachyspinusum</i> , <i>C. molliculum</i> , <i>Fimbriaglomerella membranacea</i> , <i>F. minuta</i> , <i>Globosphaeridium cerinum</i> , <i>Heliosphaeridium coniferum</i> , <i>Lophosphaeridium dubium</i> , <i>L. truncatum</i> , <i>Pterospermella</i> sp., <i>Skiagia compressa</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. scotica</i> , <i>Tasmanites volkovae</i>	oddział 2, ekwiwalent poziomu <i>Schmidtellus mickwitzi</i> (wg Moczydłowskiej, 1991) lub odpowiednik skandynawskiego poziomu <i>Schmidtellus mickwitzi</i> (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013)	zespół (So-Fm) jest zbliżony składem rodzajowym i gatunkowym do zespołu BAMA IV, opisanego przez Jachowicz-Zdanowską (2013) z kambru bloku górnośląskiego oraz zespołów <i>Baltisphaeridium cerinum</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> poziomu <i>Baltisphaeridium cerinum</i> na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002)
<i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> (Hd-Sc) (fig. 11)+	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom zdefiniowany na podstawie występowania gatunków: <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> , będące dominującymi ilościowo składnikami zespołu; <u>poziom o zasięgu globalnym</u>	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (Hd-Sc): <i>Globosphaeridium</i> sp., <i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Skiagia</i> sp. Gatunki, które pojawiają się po raz pierwszy w spagu poziomu (Hd-Sc) i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części poziomu: <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> , <i>H. lubomlense</i> , <i>H. obscurum</i> , <i>H. radzycum</i> , <i>Asteridium spinosum</i> , <i>Skiagia scotica</i> , <i>S. ciliosa</i> , <i>Goniosphaeridium varium</i> , <i>G. implicatum</i> , <i>Multiplicisphaeridium dendroideum</i> , <i>Pterospermella solida</i> i <i>Cymatiosphaera postii</i>	oddział 2, poziom <i>Holmia kjerulfi</i> (wg Moczydłowskiej, 1991)	zespół (Hd-Sc) jest podobny pod względem składu taksonomicznego do asocjacji mikroskamieniałości <i>Estiastra minima</i> – <i>Micrhystridium dissimilare</i> (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonych dla utworów poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> , rozpoznanych w wielu obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983; Jankauskas, 2002), Szkocji, Grenlandii i Kanady (Downie, 1982; Vidal, 1984), Chin (Zang, 1992; Moczydłowska, Zang, 2006) oraz południowej Australii (Moczydłowska, Zang, 2006); w SE Polsce zespoły akritarch tego wieku udokumentowano w obrębie utworów kambru bloku małopolskiego, w strefie Stalowa Wola-Lubaczów (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Poza wymienionymi regionami, asocjacje akritarch charakterystyczne dla poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> opisano również z zachodniej części obniżenia bałtyckiego na platformie wschodnioeuropejskiej (Szczepanik, 2000) oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009)
<i>Volkovia dentifera</i> – <i>Liepaina plana</i> (Vd-Lp) (fig. 11)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom zdefiniowany na podstawie występowania indeksowych gatunków: <i>Volkovia dentifera</i> , <i>Liepaina plana</i> , <i>Heliosphaeridium notatum</i> i <i>H. longum</i> ; <u>poziom o zasięgu globalnym</u>	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch ograniczających zasięg swojego występowania do poziomu (Vd-Lp): <i>Volkovia dentifera</i> , <i>Liepaina plana</i> , <i>Heliosphaeridium notatum</i> i <i>H. longum</i> . Gatunki akritarch kontynuujących występowanie z niższych poziomów: <i>Asteridium tornatum</i> , <i>A. lanatum</i> , <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Alliumella baltica</i> , <i>Lophosphaeridium truncatum</i> , <i>Skiagia compressa</i> , <i>Skiagia orbiculare</i> , <i>Skiagia ornata</i> , <i>Skiagia scotica</i> , <i>Tasmanites bobrovskae</i> , <i>T. volkovae</i>	oddział 2, poziom <i>Protolenus</i>	zespół akritarch (Vd-Lp) można korelować z zespołem BAMA VI opisanym przez Jachowicz-Zdanowską (2013) z kambru bloku górnośląskiego oraz z zespołami akritarch udokumentowanymi w cząstkowych profilach kambryjskich dwóch wierceń z rejonu Brna (Němčický-3, Němčický-6) i w utworze Jarząbkowice 1 po polskiej stronie brunowistulium. Zespół (Vd-Lp) koreluje się również z zespołem <i>Volkovia dentifera</i> , wyznaczonym dla poziomu <i>Protolenus</i> na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002)

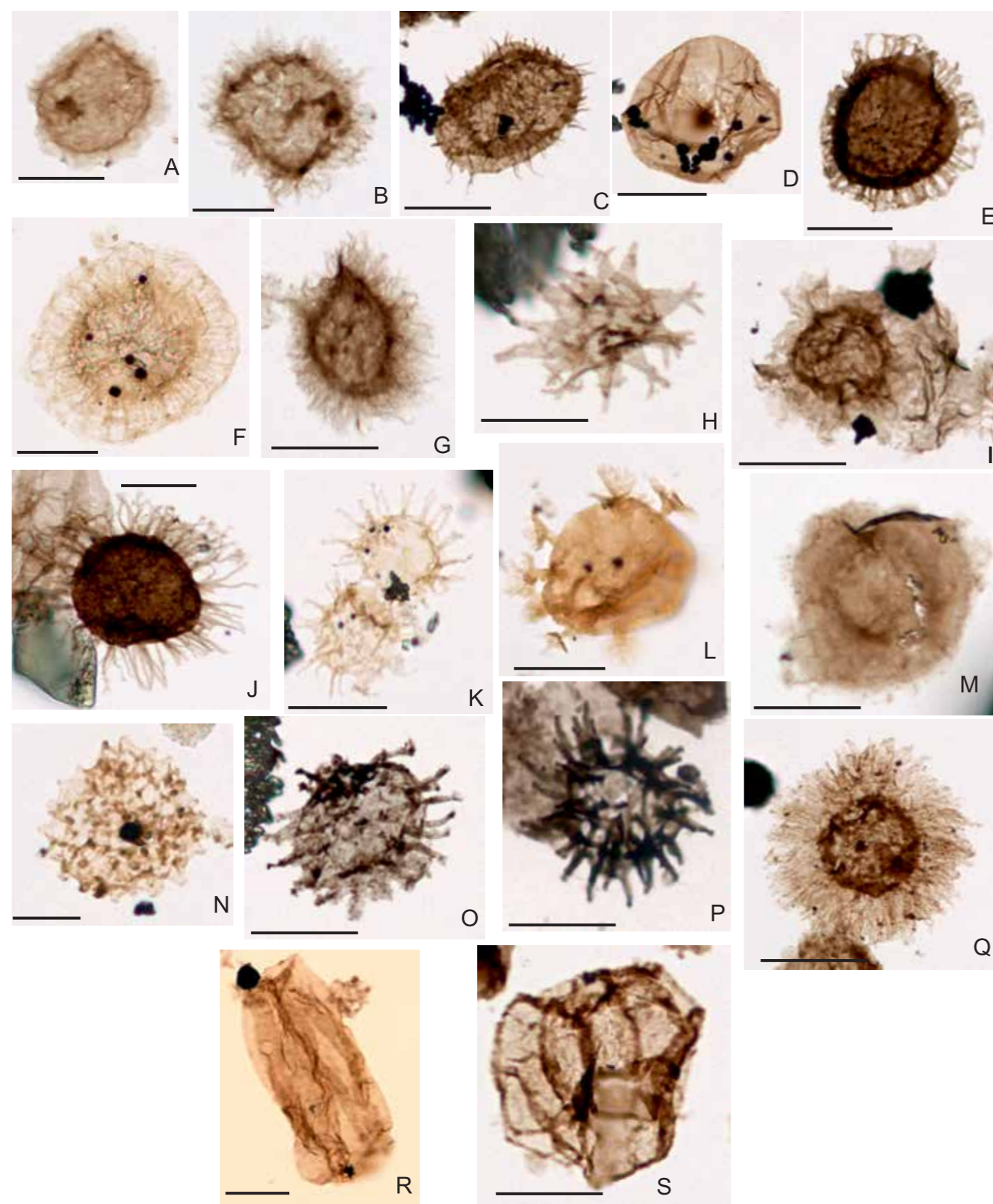


FIG. 13. Przykładowe taksony akritarch, reprezentujących udokumentowane palinologicznie poziomy akritarchowe, występujące w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: **A, M** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3872,4 m; **B** – *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3872,4 m; **C** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **D** – *Archeodiscina umbonulata* Volkova, basen bałtycki, otwór Stądniki IG 1, głęb. 1349,8 m; **E, F** – *Skiagia scottica* Downie, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **G** – *Comasphaeridium* sp., basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **H** – *Multiplicisphaeridium xianum* Fombella, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **I** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **J** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **K** – *Heliosphaeridium dissimilare* (Volkova), basen lubelsko-podlaski, otwór Łochów IG 1, głęb. 1777,5 m; **L** – *Skiagia insigne* (Fridrichsone), basen bałtycki, otwór Żelazna Góra 4, głęb. 2816,8 m; **N** – *Adara alea* Martin, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 4, głęb. 2739,3 m; **O, P** – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, basen lubelsko-podlaski, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 4656,2 m; **Q** – *Comasphaeridium silesiense* (Moczydłowska), basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3562,8 m; **R** – *Eliasium llaniscum* (Fombella), basen bałtycki, otwór Hel IG 1, głęb. 3257,3 m; **S** – *Cristallinium cambriense* (Slaviková); basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2787,0 m. Skala liniowa 20 μm . Coll., det., fot. M. Jachowicz-Zdanowska

Utwory furongu reprezentuje kompleks silikoklastyków i skał węglanowych. Wśród silikoklastyków dominują piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe, które były deponowane w środowiskach przybrzeża w warunkach wysokoenergetycznych, w początkowej fazie gwałtownej transgresji wczesnego furongu. Iłowce i skały węglanowe, głównie wapienne organodetrytyczne, osadziły się w środowiskach dysaerobowych/anaerobowych w środkowej części szelfu. Czarne iłowce i mułowce bitumiczne były deponowane z rozcieńczonych prądów zawieszinowych poniżej normalnej podstawy falowania (Szymański, 2008, 2011). Skały węglanowe powstały w wyniku redepozycji, w warunkach zdarzeń sztormowych, z materiału biogenicznego i węglanowego, pochodzącego z marginalnomorskich stref basenu i zlokalizowanych na nich śródmorskich płyczn na bliskim przybrzeżu (Jaworowski, 1997; Szymański, 2008). W łupkach alunowych występujących w północnej części basenu bałtyckiego zostały również opisane autigeniczne węglany, powstałe w wyniku furonńskiego zdarzenia SPICE (Majchrzyk i in., 2022). Bitumiczne iłowce i mułowce furongu są facjalnym odpowiednikiem łupków alunowych Skandynawii.

Kompleks skał furongu reprezentuje cykl transgresywno-regresywny z zapisem dwóch różnowiekowych epizodów transgresywnych o zasięgu ponadregionalnym *sensu* Johnson i in. (1985). Starszy epizod transgresywny miał miejsce na początku furongu, młodszy natomiast – na przełomie furongu i tremadoku (Szymański, 2011).

Zapis ichnologiczny transgresji i regresji morza kambryjskiego w basenie bałtyckim i podlasko-lubelskim obejmuje 20 ichnocenoz zdefiniowanych w przejściowych profilach najwyższego ediakaru i kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Paczeńska, 1996: fig. 2–4). Wspomniane ichnocenozy cechowała struktura ekologiczna, kształtowana przez zmieniające się warunki środowiskowe wraz z rozwijającą się wczesnokambryjską transgresją i postępującą – od przełomu epoki 2 i miaolinga – regresją. Transgresywny cykl zmian środowiskowych powoduje powstanie gradientu stresu środowiskowego, występującego początkowo w środowiskach przybrzeżnych, następnie przesuwającego się ku środowiskom głębszego szelfu (Anderson, 1971). Proces ten znalazł odzwierciedlenie w zmienności składu taksonomicznego i etologicznego ichnocenoz oraz w ich rozmieszczeniu w profilach ediakaru i kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. W sukcesji kambryjskiej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej cykl regresywny cechuje początkowe wystąpienie ichnocenoz wysokostresowych, po czym następuje stopniowe obniżanie stresu i pojawienie się ichnocenoz pozostającej pod wpływem średnich jego wartości (Paczeńska, 1996). Jaworowski (1979) opisał z północnej Polski występowanie symetrycznego cyklu transgresywno-regresywnego, co może wskazywać na występowanie symetrycznego rozkładu gradientu stresu środowiskowego (Paczeńska, 1996). W regionie lubelskim występują dwie fazy maksymalnego nasilenia stresu środowiskowego i symetrycznie dwie fazy jego wartości minimalnych. Paczeńska (1996) zdefiniowała ekologiczny model ichnocenoz występujących w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej przyjmując tezę, że na rozmieszczenie ichnocenoz i ich strukturę ekologiczną najsilniej wpływa energia środowiska, natlenienie wód i osadów przydennych oraz litologiczne wykształcenie osadów. Według Paczeńskiej (1996) w modelu ichnocenoz transgresywnych występują dwa warianty, różniące się członami inicjalnymi. Różnicowanie to wynika z różnej sytuacji paleotopograficznej szelfu i związanymi z tym różnymi dla obu wariantów warunkami środowiskowymi. Wariant transgresji morza na szelf stromy zakłada, że głównym czynnikiem stresującym była wysoka energia środowiska, co skutkowało znaczącym udziałem w ichnocenozach skamieniałości śladowych będących jankami mieszkalnymi filtratorów (np. fig. 14F). W wariantie transgresji na szelf połogi i szelf połogi z barierą transgredującą, ichnocenozę tworzył zespół nerek mieszkalno-zerowiskowych osadożerców (np. fig. 14A–E), gdzie istotnym czynnikiem stresującym mogło być złe natlenienie zbiornika. W modelu ichnocenoz regresywnych człony inicjalne wszystkich ichnocenoz mają zbliżoną strukturę ekologiczną, kształtowaną przez silnie stresujące warunki obniżonego natlenienia zbiornika. W miarę postępującej regresji stopień natlenienia ulegał podwyższeniu, powodując zmniejszenie się stresu środowiskowego i jednocześnie zwiększenie oddziaływania stresu biologicznego, wyrażające się wzrostem drapieżnictwa. Wspomnianemu procesowi w zapisie ichnologicznym odpowiadało masowe pojawienie się jamek mieszkalnych filtratorów *Bergaueria*, zamieszkiwanych zarówno w kambrze, jak i współcześnie, przez drapieżne ukwiały (Paczeńska, 1996).

1.7. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Według Jaworowskiego (1997) we wczesnym kambrze, w terenewie, w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej poszczególne strefy depozycji utworów klastycznych tworzyły pasowy układ paleogeograficzny. Były to pasy wydłużone prawie równoległe do strefy Teisseyre'a-Tornquista, rozciągające się w kierunku z NE na E i SE.

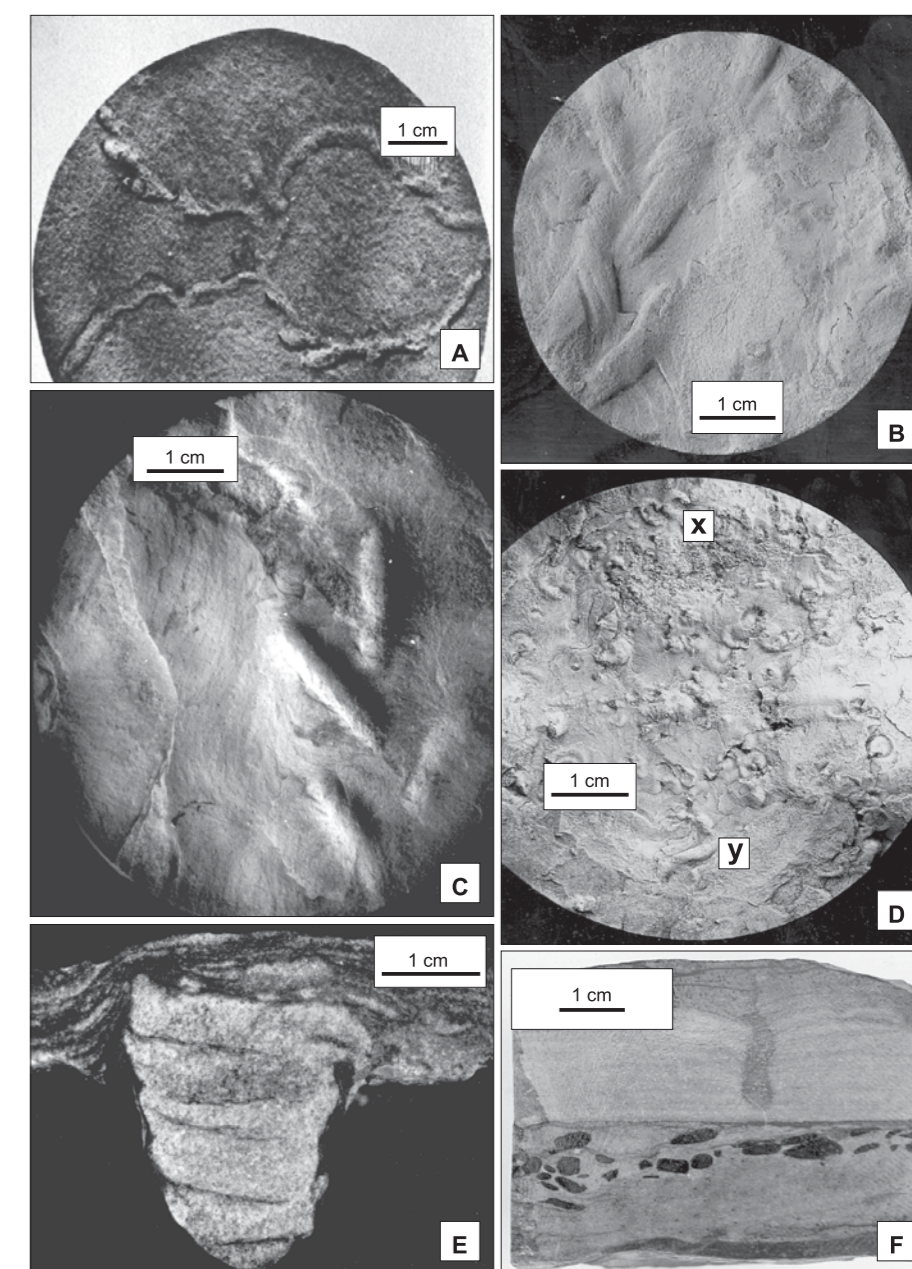


FIG. 14. Skamieniałości śladowe z utworów kambru basenu lubelsko-podlaskiego – przykładowe ichnogatunki: **A** – *Treptichnus pedum* (Seilacher), otwór Terebin IG 5, głęb. 3638,2 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **B** – *Treptichnus triplex* Pali, otwór Busówno IG 1, głęb. 3501,8 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **C** – *Treptichnus bifurcus* Miller, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5223,8 m, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **D** – *Gyrolithes polonicus* Fedonkin (x) i *Planolites montanus* Richter (y), otwór Busówno IG 1, głęb. 3495,0 m, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **E** – *Teichichnus rectus* Seilacher, otwór Radzyń IG 1, głęb. 1535,0 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **F** – *Monocraterion* isp. w poziomo warstwowanym piaskowcu drobnociastym, poniżej powierzchnia erozyjna z klastami iłowca, otwór Busówno IG 1, głęb. 3442,0 m, oddział 2 kambru, poziom *Holmia kjerulfi*. Coll., det., fot. J. Paczeńska

Najbliżej obszarów alimentacyjnych znajdowała się strefa pływowych piasków brzeżnych z rozwiniętymi na niej jezoramii piaszczystymi i kanałami pływowymi. Środkową część układu paleogeograficznego zajmowały osady przejściowe, tj. muły szelfu z warstwami sztormowymi, kanały sztormowe i pływowe grzbiety piaszczyste. Strefa ta zajmowała największy obszar. W jej NW części rozwinęła się strefa występowania mułów szelfu, nazwana przez Jaworowskiego (1979) „anomalią ilastą Gdańska” (Jaworowski, 1997: fig. 47).

W epoce 2 kambru i miaolinga zmienił się układ paleogeograficzny. Nadal utrzymywał się pasowy układ środowisk depozycji, ale zmienił się ich zasięg lateralny. Prawie bez zmian pozostał zasięg pływowych piasków brzeżnych. Radykalnemu zawężeniu uległ zasięg osadów strefy przejściowej, mułów szelfu z warstwami sztormowymi i grzbietami piaszczystymi. Pod koniec miaolinga strefa mułów szelfu występowała tylko w NW, wąskim obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Jaworowski, 1997: fig. 48).

Nielsen i Schovsbo (2011: fig. 73–87) zaprezentowali na szkicach paleogeograficznych rozmieszczenie szelfowych stref paleośrodowiskowych basenu wczesnokambryjskiego dla każdej z wydzielonych przez tych badaczy sekwencji depozycyjnych głównie na obszarze Skandynawii oraz NE części basenu bałtyckiego, w tym dla jego estońskiej, lotewskiej, litewskiej i polskiej części.

Blok Łysogórski

Zbigniew Szczepanik

Obszar ten, w zaproponowanej przez Żelaźniewicza i in. (2011) propozycji regionalizacji geologicznej nazwany łysogórską strefą fałdów, jest obszarem występowania silnie zaangażowanych tektonicznie skał niższego paleozoiku, ułożoną pomiędzy uskokiem świętokrzyskim, który oddziela ją od kieleckiej strefy fałdów znajdującej się w północnej strefie bloku małopolskiego, a uskokiem Skrzynna, odcinającym strefę fałdów łysogórskich od zrębu radomsko-kraśnickiego i brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Strefa ta jest interpretowana jako samodzielny terran pomiędzy wspomnianymi wyżej wielkimi jednostkami strukturalnymi (Pożaryski, 1990; Pożaryski, Tomczyk, 1993; Narkiewicz, Petecki, 2017) lub jako pas silnie zdeformowanych w stylu fałdowo-luskowym skał dolnopaleozoicznych, rozwinętych na pogrążonym, pasywnym brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Dadlez i in., 1994; Kowalczewski, 2000).

Skały kambryjskie nawiercone na bloku Naroł-Biłgoraj stanowią kontynuację równowiekowych utworów regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, gdzie sukcesje tego samego wieku odsłaniają się w wąskiej strefie przylegającej bezpośrednio od północy do uskoku świętokrzyskiego. Z uwagi na fakt, że dla obszarów tych nie opracowano jeszcze wspólnego schematu litostratygraficznego, poniżej przedstawione je osobno.

Warto zauważyć, że nazwa łysogórski strefa fałdów odnosi się do problematyki strukturalno-tektonicznej. W bardzo bogatej, powstałej w ciągu ostatnich stu lat, literaturze przedmiotu obszar ten w Górach Świętokrzyskich był powszechnie nazywany „regionem łysogórskim” i taka terminologia jest stosowana w dalszej części niniejszego tekstu, mimo zastrzeżenia, o którym mowa poniżej. Przy założeniach zaproponowanych przez Żelaźniewicza i in. (2011), w celu jednoznacznego określenia zasięgu regionu łysogórskiego konieczne jest zdefiniowanie jego południowej granicy we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie przebieg linii uskoku świętokrzyskiego nie jest wyznaczony (fig. 15). Biorąc pod uwagę tożsamość litologiczną, sedimentologiczną, stratygraficzną i tektonotermiczną skał reprezentujących formację łupków z Gór Pieprzowych w okolicach Sandomierza (fig. 4, 16), Opatowa i wzdłuż południowych stoków Pasma Głównego (Orłowski, 1975a; Szczepanik, 1997, 2001, 2007; Przewłocki, 2000; Malec, 2011), skały kambryjskie okolic Sandomierza zaliczono do regionu łysogórskiego. Należy zauważyć, że sekwencja skał kambryjskich w regionie łysogórskim stanowi kontynuację serii skalnych występujących w regionie kieleckim i na podstawie obserwacji ograniczonych do skał kambryjskich nie ma podstaw do różnicowania regionów: kieleckiego i łysogórskiego. Mimo to, ze względu na istniejące podziały tektoniczne oraz utrwaloną tradycję w polskiej literaturze geologicznej, zdecydowano się zachować ten podział w dalszej części tekstu.

2.1. REGION ŁYSOGÓRSKI GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

2.1.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

O bliskim związku regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich z obszarem platformy wschodnioeuropejskiej – a szerzej z paleokontynentem Bałtyki – świadczą dane z głębokich sondowań sejsmicznych, które zgodnie wskazują na podobieństwo do podłoża krystalicznego regionu łysogórskiego i platformy wschodnioeuropejskiej (np. Malinowski i in., 2005; Mazur i in., 2017, 2018, 2021; Narkiewicz, Petecki, 2017). Część autorów uważa ten obszar za integralną, chociaż obniżoną, część platformy wschodnioeuropejskiej (np. Tomczyk, 1988; Dadlez i in., 1994; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Żelaźniewicza i in., 2020), inni zaś za terran proksymalny, czyli fragment skorupy, który – oderwawszy się od paleokontynentu Bałtyki – przemieścił się wzdłuż jej brzegu i ponownie zadokował przy jej SW krawędzi (np. Narkiewicz, Petecki, 2017). Pojawiały się także poglądy o gondwańskiej proveniencji terranu łysogórskiego (Belka i in., 2002), które wynikały z faktu rozpoznania w skałach staropaleozoicznych tego regionu łyszczyków pochodzących ze skał o konsolidacji kadomskiej. Należy jednak zauważyć, że dane dotyczące wieku minerałów detrytycznych z warstw kambryjskich bloku łysogórskiego nie są jednoznaczne i wskazują zarówno na związek z obszarami Gondwany, jak i Bałtyki (Belka i in., 2002; Nawrocki i in., 2007). Interpretacja użytych przez tych autorów danych biogeograficznych jest sprzeczna z innymi publikacjami dotyczącymi tej problematyki (np. Żylińska, 2002).

Najważniejszych informacji dotyczących pozycji paleogeograficznej basenów sedimentacyjnych kambru świętokrzyskiego dostarcza analiza paleobiogeograficzna występujących tu trylobitów i ramienionogów. Najstarszy, bardzo nieliczny, znany z formacji piaskowców z Wiśniówki, zespół trylobitowy jest reprezentowany przez gatunki bałtyckie. Obecność w nim gatunku *Aphelaspis rara*, pierwotnie interpretowanego jako awalońsko-gondwański (Żylińska i in., 2006), jest obecnie uznawana za dowód rejestrowanego na całej Bałtyce epizodu dyspersji egzotycznych trylobitów, związanego ze światowymi zjawiskami eustatycznymi (Żylińska i in., 2015; Trela i in., 2025). Wyżej w profilu kambru łysogórskiego dominują trylobity endemiczne, a w najwyższym furongu występuje już typowa fauna bałtycka, reprezentująca zespół trylobitowy charakterystyczny dla zewnętrznych mórz Bałtyki (Żylińska, 2002). Należy jednak zauważyć, że w skałach zawierających bałtycką faunę trylobitową obecne są ramienionogi, znane także z obszaru Awalonii (Biernat, Tomczykowa, 1968; Jendryka-Fuglewicz, 1992). Analiza danych paleobiogeograficznych wskazuje na bałtycki charakter występującej tu fauny. Niewątpliwie pozostaje ona w silnym związku z paleokontynentem Bałtyki, ale z zaznaczającymi się wpływami innych obszarów. Należy też zauważyć pewną zmienność w czasie tych zależności i powiązań. Wszystko to może sugerować marginalne położenie basenu sedimentacyjnego kambru łysogórskiego w stosunku do centralnych partii paleokontynentu Bałtyki.

Pod względem tektonostratygraficznym kompleks skalny jest wyraźnie dwudzielny. Skały reprezentujące najstarszą z występujących tu formacji skalnych (łupków z Gór Pieprzowych) cechują się bardzo silnym zaangażowaniem tektonicznym. Najmłodsze utwory, zaliczane dotychczas do formacji łupków z Klonówki, a obecnie do formacji z Ameliówki i Brzezinek (Trela, 2006; Trela i in., 2025), charakteryzują się mało zaburzoną układem warstw. Stopień deformacji tektonicznych skał formacji piaskowców z Wiśniówki był przedmiotem dyskusji, w której ścierały się dwa poglądy. Część badaczy (np. Mizerski, 1995) optowała za spokojnym platformowym zaleganiem skał tej formacji, inni wskazywali na ich silną deformację tektoniczną (np. Salwa, Jarosiński, 2006). Przy założeniu silnego zdeformowania tektonicznego także skał formacji z Wiśniówki granicę między oboma kompleksami różniącymi się stopniem deformacji można postawić w środkowym furongu. Na sfałdowanych skałach reprezentujących osady trylobitowego poziomu *Parabolina brevispina* furongu środkowego leżałyby niezgodnie z pewną luką sedimentacyjną słabo zaburzone skały trylobitowego nadpoziomu *Peltura*. Obserwacje paleontologiczne zarówno zespołów fauny trylobitowej, jak i mikroflory akritarchowej, również wskazują na pewną lukę w zapisie występującej tu fauny i mikroflory, jednak jak dotychczas nie udokumentowano kontaktu obydwu kompleksów skalnych. Obecność sugerowanego kontaktu skał formacji z Wiśniówki i Brzezinek (uprzednio formacji z Klonówki) w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Wielka (Orłowski, 1975a) została później zakwestionowana (Żylińska i in., 2006; Malec, 2007b).

2.1.2. Litostratygrafia

Orłowski (1975a) zaproponował dla kambru całego obszaru Gór Świętokrzyskich sformalizowany podział litostratygraficzny (fig. 4, 16), w którym ujął także kambryjskie wydzielenia regionu łysogórskiego, wyróżniając trzy podstawowe formacje skalne: łupków z Gór Pieprzowych, piaskowców z Wiśniówki i łupków z Klonówki. Następnie (Trela, 2006; Trela i in., 2025) ze skał formacji z Klonówki wyodrębniono dwie formacje: mułowcowo-piaskowcową z Ameliówki i łupkową z Brzezinek (fig. 16), a Kowalczewski (1990, 2000; Kowalczewski i in., 1990) zaproponował redefinicję formacji z Gór Pieprzowych, rozdzielając ją na dwie różniące się wykształceniem litologicznym jednostki, które na przedstawionym schemacie (fig. 16) określono ich historycznymi nazwami warstw krajeniejskich (Tomczykowa, 1968) i jurkowickich (Kowalczewski, 1973; Kowalczewski i in., 1976). Wydzielenia litostratygraficzne w utworach kambru regionu łysogórskiego i kieleckiego przedstawiono w tabeli 4 oraz na figurze 17.

2.1.3. Biostratygrafia

Miaoling. Trylobity tego oddziału znaleziono tylko w dwóch stanowiskach: kamieniołomie piaskowców w obrębie kompleksu łupków formacji z Gór Pieprzowych k. Sandomierza oraz na wzgórzu Pączek k. Gorzyc na prawym brzegu Wisły. Na podstawie znalezionych w tych stanowiskach trylobitów: *Ptychagnostus (Triplagnostus) gibbus* oraz *Solenopleurina linnarssoni* Orłowski (1964a, b, 1985c) uznał, że fauna ta odpowiada nadpoziomowi *Paradoxides paradoxissimus* skandynawskiego kambru środkowego. Opierając się na

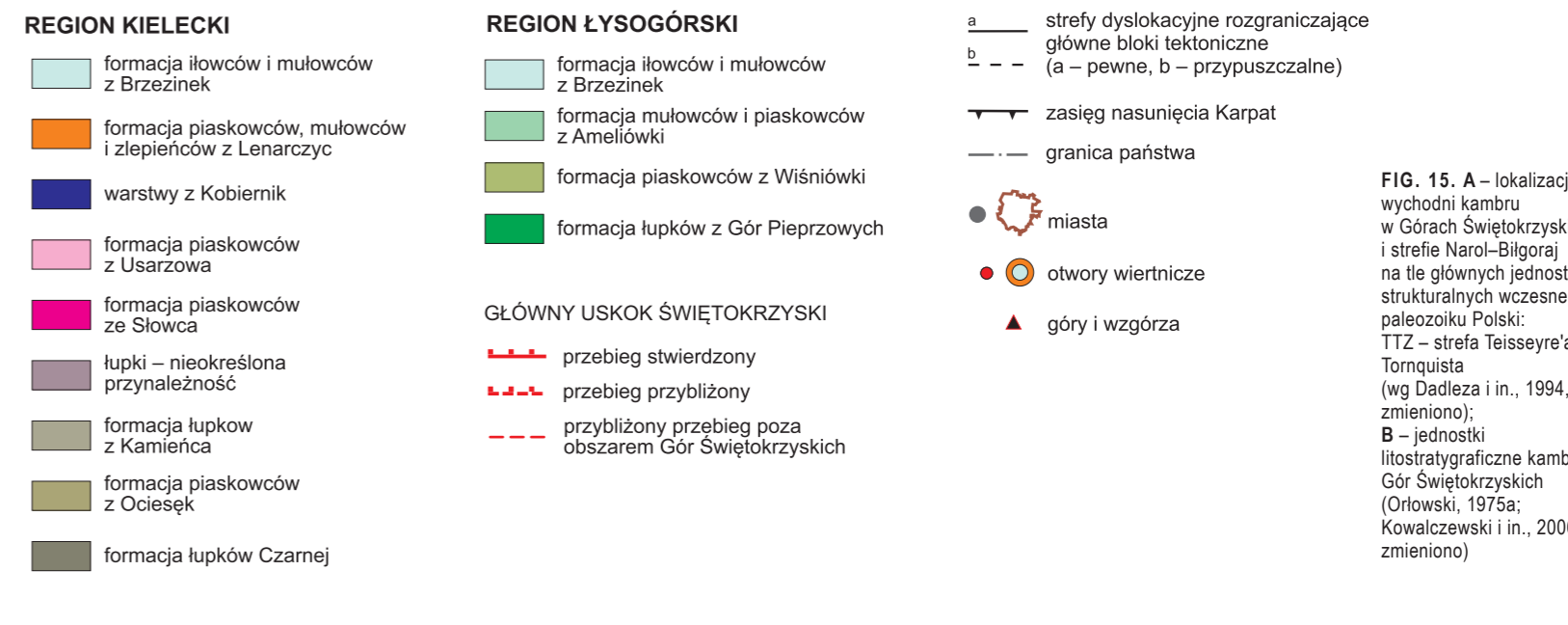
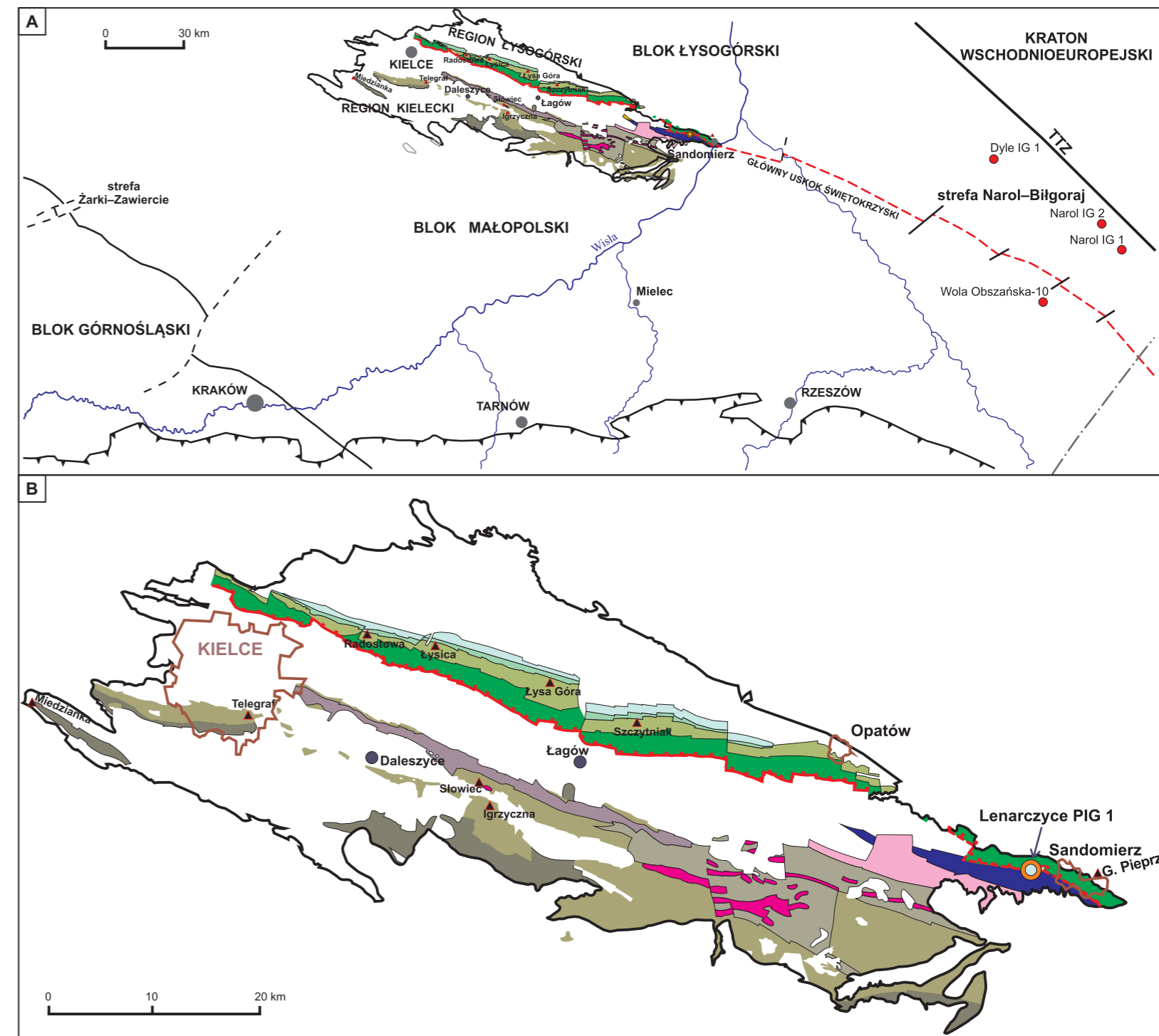


FIG. 15. A – lokalizacja wychodni kambru w Górach Świętokrzyskich i strefie Naroł-Biłgoraj na tle głównych jednostek strukturalnych wczesnego paleozoiku Polski: TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista (wg Dadleza i in., 1994, zmieniono); B – jednostki litostratygraficzne kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975a; Kowalczewski i in., 2006, zmieniono)

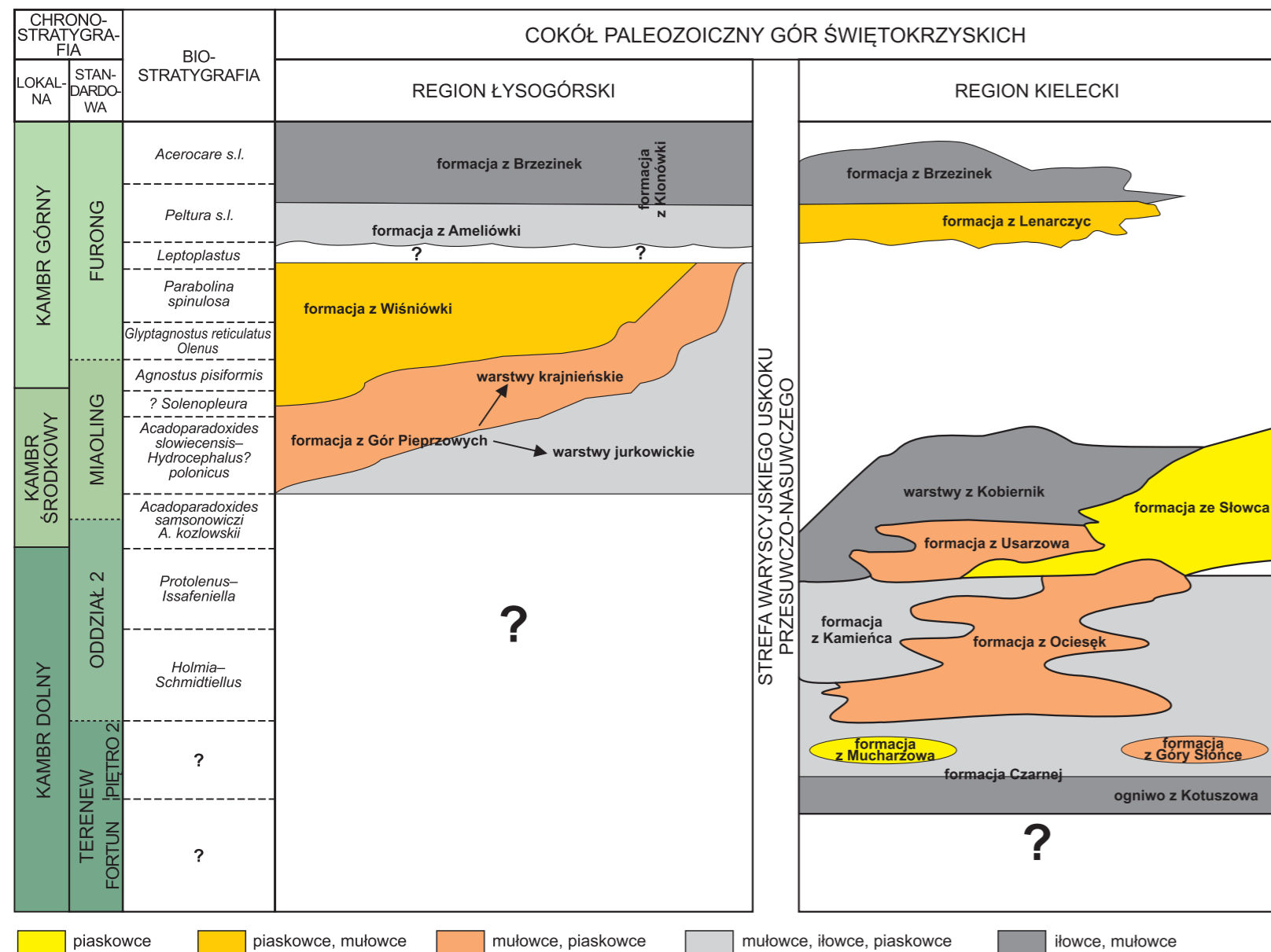


FIG. 16. Jednostki litostratigraficzne kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975a; Kowalczewski i in., 2006, zmieniono)

tych danych Orłowski (1975a) zaproponował ustanowienie lokalnej zony trylobitowej *Paradoxides polonicus*, która obejmowałaby niższą i środkową część tego nadpoziomu. Dodatkowo, po znalezieniu w odslonięciu na wzgórzu Pączek pojedynczego kranidium oznaczonego jako *Solenopleura* cf. *Canaliculata*, Orłowski (1985c) zasugerował rozszerzenie zasięgu formacji do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri*, uzupełniając zaproponowany przez siebie schemat biostratigraficzny o lokalną zonę trylobitową *Solenopleura canaliculata*.

Te dane biostratigraficzne są jedynymi jak dotąd dostępnymi informacjami o występowaniu makrofauny w formacji łupków z Gór Pieprzowych, do tego skoncentrowanymi w bardzo niewielkiej, marginalnie położonej strefie w całym pasie wschodni skał tej formacji (długości prawie 100 km). Należy także zauważyć, że fauna trylobitowa z okolic Sandomierza, jako ostatnia ze wszystkich zespołów kambryjskich trylobitów w regionie świętokrzyskim, nie była poddana nowoczesnym pracom rewizyjnym.

Zespoły akritarchowe składają się głównie z taksonów o długim zasięgu stratygraficznym, tworzących łatwo identyfikowane zespoły palinologiczne znane z wielu rejonów świata. W profilu miaoling regionu łysogórskiego rozpoznano dwie charakterystyczne asocjacje mikroflorystyczne, które ujęto w dwa lokalne poziomy mikroflorystyczne M-II i M-III. Zespoły te zostały przedstawione w tabeli 3. Na przełomie oddziału 2 i miaolinga doszło do gwałtownych zmian w zespołach mikroflorystycznych na całym świecie. Wymarły akritarchy z rodzaju *Skiagia* dominujące w asocjacjach mikroflory oddziału 2 kambru, a w zespołach mikroflorystycznych pojawiły się nowe taksony o zupełnie innej morfologii, kolejno: *Eliasium*, *Cristallinium* i *Timofeevia*. Ta sekwencja jest także bardzo czytelna w Górach Świętokrzyskich. W niższej części profilu, reprezentowanej przez warstwy jurkowickie (fig. 16), dominowały współwystępujące ze sobą *Eliasium llaniscum* i *Cristallinium cambriense*, którym towarzyszyły inne formy (M-II;

tab. 5). Wyżej, w warstwach krajnieńskich (fig. 16), znacząco spada liczebność *Eliasium*, a pojawiają się akritarchy *Timofeevia* z gatunków *T. lancarae* i *T. phosphorica* (poziom M-III). Z uwagi na silną degradację termiczną mikroflory akritarchowej w regionie łysogórskim, jej zespoły są znacząco zubożone. Brak w nich gatunków o delikatnych elementach morfologicznych, które zachowały się w równoległych asocjacjach z regionu kieleckiego. Znaczenie mikroflory akritarchowej w miaoling regionu łysogórskiego jest szczególnie istotne, ponieważ z wyjątkiem zespołu trylobitów z Gór Pieprzowych i wzgórza Pączek, w zasadzie brak tu jakichkolwiek makroskamieniałości. Odnalezienie obu zespołów mikroflory pozwoliło na potwierdzenie wieku utworów, który do tej pory był określany jedynie na podstawie przesłanek superpozycyjno-strukturalnych, i umożliwiło ich wstępne rozdzielanie. Wyróżniony w regionie świętokrzyskim poziom M-II odpowiada wyższej części nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* i dużej części nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus*, a poziom M-III koreluje się z wyższą częścią nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* oraz nadpoziomem *Paradoxides forchhammeri* (fig. 18; tab. 5).

Furong. Żylińska (2001, 2002; Żylińska i in., 2006) bazując na kolekcjach archiwalnych, oraz nowych okazach trylobitów furongu, przeprowadziła ich rewizję taksonomiczną. W jej wyniku cała fauna trylobitowa opisywana do tej pory ze skał formacji z Wiśniówki została zaliczona do trzech oznaczalnych gatunków reprezentujących formy: *Olenus solitarus*, *Aphelaspis rara* i *Protopenella aciculata* (Żylińska, 2001; Żylińska i in., 2006; fig. 18), przy czym tylko ostatni gatunek z tej listy znaleziono w skałach *in situ* w kamieniołomie Wiśniówka Duża, pozostałe zaś pochodzą z kamieniołomu w Wąworkowie. Pozwala to na korelację wieku serii skalnych zarówno z Wiśniówki Dużej, jak i z Wąworkowa z poziomem *Parabolina brevispina* w obrębie nadpoziomu *Parabolina spinulosa* oraz prawdopodobnie ze starszym poziomem *Olenus* starszego furongu.

TAB. 4. Jednostki litostratigraficzne w utworach kambru w Górach Świętokrzyskich

Formacja piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	100–150 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 16), formacja znana jedynie z otworów wiertniczych
Litologia	piaskowce zazwyczaj średnio- i gruboziarniste, rzadziej drobnoziarniste – często różnoziarniste; skład urozmaicony polimiktyczny, najczęściej arenity sublityczne i waki lityczne
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Mucharzów 79, głęb. 150–172 m
Biostratigrafia	brak jakichkolwiek danych paleontologicznych, jednak ponieważ piaskowce te są podścielane łupkami, w których stwierdzono dolnokambryjskie akritarchy, uznano, że formacja reprezentuje także interwał terenów-oddział 2
Chronostratigrafia	?oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratigraficzne: Kowalczewski (1990, 1993)
Jednostki podległe	ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika (Kowalczewski, 1990)
Uwagi	skład petrograficzny skał tej formacji wyraźnie odbiega od typowych piaskowców kambryjskich 2 oddziału kambru oraz miaoling i furongu, w których dominują ziarna kwarcu. Litologia i petrografia skał tej formacji jest natomiast zbliżona do piaskowców w kompleksie opisanym jako formacja mułowców i piaskowców arkozowych z góry Słońce w centralnej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Być może obie te formacje można połączyć w jedną nieciągłą formację
Ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	10–20 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 16), ogniwo znane jedynie z otworów wiertniczych
Litologia	rozrzucony luźno i bezładnie w masie mułowców materiał żwirowy, tworzący niekiedy przewarstwienia zlepnicowe o grubości 0,6–1,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lipnik 98, głęb. 203,0–212,4 m (profil niepełny)
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratigraficzne: Kowalczewski (1990, 1993)
Uwagi	za odpowiednik tego ogniwa Kowalczewski (1990) uznał ogniwo zlepniców polimiktycznych ze Straszniowa w obrębie formacji mułowców, piaskowców arkozowych i zlepniców z góry Słońce
Formacja mułowców, piaskowców arkozowych i zlepniców z góry Słońce	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	120 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – zachodnia część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 16); góra Słońce w Straszniowie
Litologia	w profilu formacji dominują ilowce i mułowce szarozielone z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców, sporadycznie – żwirowców i zlepniców z drobnymi otoczkami
Stratotyp/obszar typowy	wychodnie podczwartorzędowe wzdłuż południowego zbocza góry Słońce k. Pierzchnicy
Skamieniałości	mikroflora: rodzaje – <i>Asteridium</i> , <i>Comasphaeridium</i> , <i>Granomarginata</i> , <i>Ichnosphaera</i> , <i>Leiomarginata</i> , <i>Lophosphaeridium</i> , <i>Pterospersimorpha</i> , <i>Pulvinosphaeridium</i>
Biostratigrafia	w mułowcach otworu Straszniów PIG 1 ulokowanego w bezpośrednim sąsiedztwie podczwartorzędowych wschodni skał tej formacji znaleziono akritarchy dowodzące kambryjskiego (późny terenów-oddział 2) wieku mułowców, jednak skomplikowana sytuacja tektoniczna nie daje pewności, czy nawiercone skały reprezentują tę jednostkę
Chronostratigrafia	?terenów
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Filonowicz (1961); Filonowicz i in. (1981); Kowalczewski, Romanek (1981); Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratigraficzne: Kowalczewski (1990, 1993); paleontologiczno-stratigraficzne: Szczepaniak, Żylińska (2021)
Jednostki podległe	ogniwo zlepniców polimiktycznych ze Straszniowa
Uwagi	litologia i petrografia skał tej formacji jest zbliżona do formacji piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa we wschodniej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Być może obie te formacje można połączyć w jedną nieciągłą formację
Ogniwo zlepniców polimiktycznych ze Straszniowa	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	>5 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – zachodnia część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 16); góra Słońce w Straszniowie
Litologia	zlepniećce, żwirowce piaszczyste, mułowce szarogłazowe
Stratotyp/obszar typowy	wychodnie podczwartorzędowe odslonięte w rowie badawczym na polach wsi Straszniów, na południowym zboczu góry Słońce
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski Romanek (1981); Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Filonowicz i in. (1981); Migaszewski (1998); litostratigraficzne: Kowalczewski (1990, 1993)
Uwagi	za odpowiednik tego ogniwa Kowalczewski (1990) uważa: ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika w obrębie formacji piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa. Ogniwo zajmuje centralne położenie w obrębie formacji; od dołu kontaktuje wzdłuż powierzchni erozyjnej z mułowcami szarogłazowymi, górna granica ogniwa pozostaje nieznana
Formacja łupków Czarnej	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	z uwagi na nieznane granice w spagu i silne zaburzenia tektoniczne niemożliwa do ustalenia. Wg kreatora może osiągać nawet kilka tysięcy metrów, ale w późniejszych publikacjach są podawane zwykle znacznie mniejsze wartości. Miąższość znana z odslonięć i otworów wiertniczych (Bazów IG 1) osiąga 700 m i taką wielkość dla widocznej części formacji podał Kowalczewski i in. (2006)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – południowa część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego, na całej rozciągłości tej jednostki strukturalnej (fig. 4, 15, 16, 17A1)
Litologia	łupki ilaste i mułowcowe z przewarstwieniami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych; liczba przewarstwień wzrasta ku stropowi. W dolnej części formacji obserwuje się przejawy silnej diagenety. Charakterystyczną cechą tej partii profilu, zwanej w literaturze geologicznej warstwami kotuszowskimi jest ubóstwo hieroglifów biogenicznych i niewielki wzrost ich różnorodności i liczby ku stropowi formacji, gdzie kompleks ilowcowo-mułowcowy staje się bardziej monotony litologicznie i jest złożony głównie z ilowców i kwarcowych mułowców z nielicznymi bio- i mechanoglifami (warstwy jasięskie). We wschodniej części regionu południowego w okolicach Bazowa, Królewic, w obrębie kompleksu łupków Czarnej, rozpoznano pakiety średnioziarnistych piaskowców kwarcowych, przelawicane szarooliwkowymi ilowcami z конкреcjami węglanowymi. Struktury sedimentacyjne i skamieniałości śladowe świadczą o sedimentacji w warunkach głębszego szelfu z okresami deficytu tlenu
Stratotyp/obszar typowy	dolina rzeki Czarnej Staszowskiej pomiędzy Kotuszowem a Jasieniem

TAB. 4 cd.

Skamieniałości	mikroflora: w niższej części <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Asteridium</i> , <i>Heliosphaeridium</i> , <i>Comasphaeridium</i> , <i>Pulvinosphaeridium</i> , <i>Globosphaeridium</i> , <i>Fimbriaglomerella</i> , w wyższej części dodatkowo: <i>Skiagia</i> , <i>Globosphaeridium</i> ; holioty: <i>Allatheca kotoszowi</i> , <i>Hyalolithes czarnae</i> ; ichnoskamieniałości: ? <i>Bunyerichnus</i> isp., ? <i>Dictyodora</i> isp., ? <i>Dictyodora</i> isp., <i>Didymaulichnus</i> isp., <i>Diplocraterion parallelum</i> , <i>Elingua convexa</i> , <i>Gordia</i> isp., <i>Gyrolithes polonicus</i> , <i>Laevicyclus</i> isp., <i>Monomorphichnus</i> isp., <i>Neonerites</i> isp., <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Phycodes circinatus</i> , <i>Phycodes palmatum</i> , <i>Planolites annularius</i> , <i>Planolites ballandus</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Scolicia</i> sp., ? <i>Taenidium</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Trepitichnus rectangularis</i> , <i>Trichichnus linearis</i> , <i>Trichophycus pedum</i> ; inne skamieniałości: otwornice (<i>Platysolenites</i>), gąbki, stawonogi z grup bradoridów i anomalokaridów
Biostratygrafia	trylobity – lokalny poziom trylobitowy <i>Holmia-Schmidtelli</i> (Orłowski, 1987; wyższa część formacji); mikroflora – południowa część profilu Kotoszowa oraz profile wierceń okolic Zbrzy: poziomy akritarchowe <i>Asteridium-Comasphaeridium</i> i <i>Globosphaeridium cerinum-Fimbriaglomerella membranacea</i> , które mogą być korelowane ze środkowym i górnym terenem; północna część profilu Kotoszowa i skały rozpoznane w antyklinie checińskiej: poziom <i>Skiagia omata-Fimbriaglomerella membranacea</i> : odpowiadający wiekowi pograniczu terenu i oddziału 2 oraz najniższym partiom oddziału 2
Chronostratygrafia	terenew–najniższa część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1956, 1960, 1962); Michniak (1959, 1962, 1969); Michniak, Orłowski (1963); Lydka (1973); Orłowski (1975a, 1981, 1987); Lydka, Orłowski (1978); Kowalski (1983); Kowalczewski (1990, 2000); Stachacz (2012a); litostratygraficzne: Samsonowicz (1960); Michniak, Orłowski (1963); Orłowski (1975a); Romaneł (1977); Kowalski (1983); Kowalczewski (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1948); Samsonowicz (1960, 1962); Jagielska (1963, 1965, 1967); Michniak (1969); Rozanov (1969); Żakowa, Jagielska (1970); Pożaryski i in. (1981a, b; Lendzion i in. (1983a, b); Kowalski (1983, 1987); Orłowski, Waksmundzik (1986); Orłowski (1987, 1989); Kowalczewski i in. (1987); Orłowski, Mizerski (1998); Szczepanik (2009); Szczepanik, Żylińska (2012, 2016a, b, 2017, 2021); Żylińska i in. (2016, 2019); Skolimowska (2023); Kozłowska i in. (2024)
Synonimy	formacja ilowców, mulowców i piaskowców Czarnej (Kowalczewski, 1990), piętro kotoszowskie (Samsonowicz, 1960); ?formacja łupków z Brzegów (Kowalski, 1983)
Jednostki podległe	ogniwo łupków z Kotoszowa, ogniwo łupków z Pliskowoli (Kowalczewski, 1990); ogniwo łupków z Jasienia (Kowalczewski, 1990); warstwy kotoszowskie (Michniak, Orłowski, 1963); łupki jasięskie (Samsonowicz, 1960); warstwy jasięskie (Michniak, Orłowski, 1963)
Uwagi	osady ilowcowo-mulowcowe występują na dużym obszarze południowych peryferii Gór Świętokrzyskich, są także nawiercane w licznych otworach wiertniczych w północnej części zapadiska przedkarpacciego. Z uwagi na podobieństwo litologiczne skał, zróżnicowanie facyjne manifestujące się różnym udziałem frakcji ilowcowych, mulowcowych i piaskowcowych, silne zaangażowanie tektoniczne i ubóstwo skamieniałości bardzo trudno w sposób jednoznaczny określić cechy tej formacji i ustalić jej granice. Z jednej strony wydzielenie to na poziomie ogólnym dobrze opisuje charakter miąższego pakietu dolnokambryjskich skał ilowcowo-mulowcowych, ale jego stosunek do skał starszych i młodszych pozostaje niejasny. Taki jest np. w przypadku miąższego kompleksu skał mulowcowo-łastych z nielicznymi cienkimi przelawieniami piaskowców, budujących partie centralne antykliny checińskiej. Cechy litologiczne wskazują na podobieństwo ze skałami formacji Czarnej, ale struktury sedimentacyjne, a przede wszystkim obecność bioglify, upodabniają je do formacji z Ociesek. Fakt, że sam twórca tych jednostek w różnych publikacjach zaliczał te skały do różnych formacji (por. Orłowski, 1975a; Orłowski, Mizerski, 1998), wskazuje na to, że podział powinien ulec doprecyzowaniu. Obecnie nie ma podstaw, aby tej jednostce nadać status w pełni formalny, ponieważ bardzo trudno byłoby zdefiniować zarówno profil stratotypowy, jak i stratotypy granic
Ogniwo łupków z Kotoszowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	szacunkowa miąższość widocznej partii profilu to 400–500 m, ale bardzo duża część profilu jest nieodsłonięta
Występowanie	południowa część antyklinorium kielecko-klimontowskiego (fig. 4, 16, 17A1)
Litologia	łupki ilaste i mulowcowe, przewarstwione mulowcami i drobnziarnistymi piaskowcami. Utwory ogniwa wyróżniają się w obrębie formacji wysokim stopniem diagenezy
Stratotyp/obszar typowy	stratotypy cząstkowe w odsłonięciach w rejonie wsi Kotoszów, południowa część profilu
Skamieniałości	mikroflora: <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Asteridium</i> , <i>Heliosphaeridium</i> , <i>Comasphaeridium</i> , <i>Pulvinosphaeridium</i> , <i>Globosphaeridium</i> , <i>Fimbriaglomerella</i> ; holioty: <i>Allatheca kotoszowi</i> , <i>Hyalolithes czarnae</i> ; ichnoskamieniałości: ? <i>Bunyerichnus</i> isp., ? <i>Dictyodora</i> isp., ? <i>Dictyodora</i> isp., <i>Didymaulichnus</i> isp., <i>Gordia</i> isp., <i>Gyrolithes polonicus</i> , <i>Laevicyclus</i> isp., <i>Monomorphichnus</i> isp., <i>Monomorphichnus multilineatus</i> , <i>Neonerites</i> isp., <i>Palaeophycus</i> isp., <i>Paleophycus tubularis</i> , <i>Phycodes circinatus</i> , <i>Planolites annularius</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites montanus</i> , ? <i>Taenidium</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Trepitichnus rectangularis</i> , <i>Trichichnus linearis</i> ; inne skamieniałości: otwornice (<i>Platysolenites</i>), gąbki, stawonogi z grup bradoridów i anomalokaridów
Biostratygrafia	mikroflora: w południowej części profilu Kotoszowa oraz w profilu wierceń okolic Zbrzy: poziomy <i>Asteridium-Comasphaeridium</i> i <i>Globosphaeridium cerinum-Fimbriaglomerella membranacea</i>
Chronostratygrafia	terenew środkowy i górny – być może także osady starsze (ediakar?)
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1956, 1960, 1962); Michniak (1959, 1962, 1969); Michniak, Orłowski (1963); Orłowski (1975a, 1981, 1987, 1989); Lydka, Orłowski (1978); Kowalski (1983, 1987); Kowalczewski (1990, 2000); Stachacz (2012b); litostratygraficzne: Samsonowicz (1960); Michniak, Orłowski (1963); Kowalski (1983); Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1960, 1962); Michniak, Rozanov (1969); Michniak (1969); Kowalski (1983); Kowalczewski i in. (1987); Szczepanik (2009); Stachacz (2016); Szczepanik, Żylińska (2021)
Synonimy	ogniwo mulowców z Pliskowoli (Kowalczewski, 1990), ogniwo mulowców, ilowców i piaskowców z Kotoszowa (Kowalczewski, 1990), ?formacja ilowców z Brzegów (Kowalski, 1983)
Uwagi	prawdopodobnie tożsame z szeroko rozpowszechnionym i rozpoznany licznymi wierceniami kompleksem zdeformowanych skał mulowcowo-ilowcowych występujących w całym południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Być może jej dolne partie są lekko zmetamorfizowane. Strop i spąg ogniwa nieznanne
Formacja piaskowców z Ociesek	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 400 m na wschodzie do 600 m na zachodzie (wg Orłowskiego i in., 1986, nawet do 1200 m)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – antyklinorium checińsko-klimontowskie. Szeroki zasięg występuje zarówno w części zachodniej, jak i we wschodniej regionu (fig. 4, 15, 16, 17A2, B2)
Litologia	piaskowce ilasto-krzemionkowe, cienko- i średniolawicowe, szare i oliwkowe, przewarstwione łupkami mulowcowymi, rzadziej – łupkami ilastymi. Skały tej formacji są bardzo silnie zbioturbowane i osadzały się w warunkach płytkomorskich
Stratotyp/obszar typowy	obszar typowy – okolice wsi Ocieski, liczne odsłonięcia na okolicznych wzgórzach
Skamieniałości	trylobity: zespół starszy – <i>Altopis granulatus</i> , <i>Berabichia oratrix</i> , <i>Erytheia klimontowi</i> , <i>Holmia marginata</i> , <i>Holmia glabra</i> , <i>Holmia</i> sp., <i>Issafeniella orlowinensis</i> , <i>Iss. trifida</i> , <i>Kingaspidoidea sanctacrucensis</i> , <i>Kjeruffia arcina</i> , <i>Postfallotaspis spinatus</i> , <i>Schmidtelli nodosus</i> , <i>Sch. panowi</i> , <i>Strenuella polonica</i> , <i>Str. zbelutkae</i> , <i>Termierella sandomirensis</i> ; zespół młodszy – <i>Issafeniella orlowinensis</i> , <i>Kingaspis guerichi</i> , <i>Kingaspidoidea sandomiri</i> , <i>Orodes usarzowi</i> , <i>Ornamentaspis puschi</i> , <i>Orn. opatowi</i> , <i>Orn. henningsmoeni</i> , <i>Orn. hupei</i> ; mikroflora: <i>Skiagia ciliosa</i> , <i>S. compressa</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>Parmasphaeridium implicatum</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Polygonium</i> sp., <i>Multiplicisphaeridium</i> sp., <i>Heliosphaeridium dissimulare</i> ; ramienionogi: <i>Westonia botnica</i> , <i>Acrothele granulata</i> , <i>Oboella rotundata</i> , <i>Trematobolus</i> sp.; ichnoskamieniałości: ? <i>Asterophycus</i> isp., ? <i>Bifungites</i> isp., ? <i>Cosmosharpae</i> isp., ? <i>Crassopodia</i> isp., ? <i>Lennea</i> isp., ? <i>Palaeophycus tubularis</i> , <i>Arcuatichnus wimani</i> , <i>Arenicolites</i> isp., <i>Bergaueria baltica</i> , <i>B. perata</i> , <i>Cochlichnus anguineus</i> , <i>Cochlichnus annulatus</i> , <i>Conostichus</i> isp., <i>Cruziana dispar</i> , <i>Cr. magna</i> , <i>Cr. rusofomis</i> , <i>Cruziana</i> isp., <i>Cylindrichnus operosus</i> , <i>Dactyloides asteroides</i> , <i>Dimorphichnus obliquus</i> , <i>Dimorphichnus</i> isp., <i>Diplichnites</i> isp., <i>Diplocraterion parallelum</i> , <i>Gordia arcuate</i> , <i>Gordia</i> isp., <i>Gyrolithes</i> isp., <i>Halopoa imbricata</i> , <i>Halopoa</i> isp., <i>Helminthodichnites tenuis</i> , <i>Helminthopsis abeli</i> , <i>Helminthopsis hieroglyphica</i> , <i>Helminthopsis</i> isp., <i>Mammilichnus aggeris</i> , <i>Monocraterion tentaculatum</i> , <i>Monocraterion</i> isp., <i>Monomorphichnus</i> isp., <i>Monomorphichnus lineatus</i> , <i>Monomorphichnus multilineatus</i> , <i>Mullina</i> cf. <i>minima</i> , <i>Mulliamella spatiosa</i> , <i>Nereites</i> isp., <i>Palaeodictyon majus</i> , <i>Paleophycus tubularis</i> , <i>Phycodes circinatus</i> , <i>Ph. palmatum</i> , <i>Planolites annularis</i> , <i>Pl. beverleyensis</i> , <i>Pl. montanus</i> , <i>Planolites</i> isp., <i>Protovirgularia</i> isp., <i>Psammichnites</i> cf. <i>gigas</i> , <i>Ptychoplasma</i> cf. <i>vagans</i> , <i>Rhizocoralium jenense</i> , <i>Rosellia</i> isp., <i>Rusophycus carbonarius</i> , <i>Rus. cf. avalonensis</i> , <i>Rus. crebrus</i> , <i>Rus. dispar</i> , <i>Rus. exsillus</i> , <i>Rus. magnus</i> , <i>Rus. versans</i> , <i>Rusophycus</i> isp., <i>Skolithos</i> isp., <i>Syringomorpha nilssoni</i> , <i>Teichichnus duplex</i> , <i>Te. rectus</i> , <i>Teichichnus</i> isp., <i>Trepitichnus rectangularis</i> , <i>Tre. pedum</i> , <i>Trichophycus</i> cf. <i>tripleurum</i> , <i>Tri. pedum</i> , <i>Trichophycus</i> isp.
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy: <i>Holmia-Schmidtelli</i> korelowana ze skandynawskim poziomem <i>Holmia kjeruffi</i> , awalońskim poziomem <i>Callavia</i> i niższą częścią poziomu <i>Sectigena</i> w Maroku; <i>Protolenus-Issafeniella</i> korelowana pośrednio poprzez zespoły z Nowej Fundlandii ze skandynawskim poziomem "Ornamentaspis" <i>linnarssoni</i> , trylobity najwyższej części tej formacji (na południe od góry Słowice) mogą odpowiadać poziomowi <i>Eccaparadoxides insularis</i> ; mikroflora: zespół akritarchowy poziomy <i>Heliosphaeridium-Skiagia</i>
Chronostratygrafia	oddział 2, pogranicze oddziału 2 i miaoling

TAB. 4 cd.

Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Czarnocki (1919, 1927, 1932); Michniak (1969); Lydka, Orłowski (1978); Studencki (1988); Kowalczewski (2000); Kozłowska i in. (2024); litostratygraficzne: Czarnocki (1927); Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1918, 1920, 1959a, b, c, 1962); Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1959b, 1974, 1975b, 1983, 1985a, b, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Szczepanik (2010a); Szczepanik, Żylińska (2012); Żylińska (2013a, b); Żylińska, Szczepanik (2009); Kozłowska i in. (2024)
Synonimy	formacja piaskowców, mulowców i ilowców z Ociesek (Kowalczewski, 1990)
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców i mulowców z Widelek (Kowalczewski, 1990)
Uwagi	Kowalczewski (1990, 1996) zaproponował zmianę nazwy na formację piaskowców, mulowców i ilowców z Ociesek, lepiej odpowiadającą litologii tej jednostki i uznał, że jednostka ta nie leży na formacji Czarnej, ale w dużej części zastępuje ją fałcialnie. Granice pomiędzy formacjami piaskowcowymi i mulowcowo-łastymi mają charakter płynny. We wschodniej części regionu kieleckiego skały formacji z Ociesek mają zdecydowanie mniejszą miąższość niż na zachodzie, a w ich profilach obserwuje się duży udział skał mulowcowo-łastych. Profile o cechach przejściowych między formacjami z Ociesek i z Kamieńca można by wydzielić w odrębną jednostkę litostratygraficzną. Kowalczewski (1990; Kowalczewski i in., 1990) zaproponował wydzielenie w obrębie formacji z Ociesek, ogniwa piaskowców i mulowców z Widelek charakteryzującego się większym udziałem skał mulowcowo-ławcowych, mniejszą miąższością ławic piaskowcowych i innym charakterem bioturbacji
Formacja łupków z Kamieńca	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 600 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium checińsko-klimontowskiego i podłoże synklinorium kielecko-lagowskiego (fig. 4, 15, 16, 17B2)
Litologia	łupki ilaste i ilasto-mulowcowe, rzadziej mulowce, ciemnoszare i oliwkowe ze stosunkowo nielicznymi hieroglify. W obrębie tego kompleksu występują kongreje węglanowo-kwarcowe
Stratotyp/obszar typowy	stratotypy cząstkowe w odsłonięciach na terenie wsi Kamieniec, Łownica i Jugoszków
Skamieniałości	trylobity: <i>Cobboldites comleyensis</i> , <i>Hamatolenus (Hamatolenus) glabellus</i> , <i>Issafeniella trifida</i> , <i>Protolenus (Hupeolenus) czarnockii</i> , <i>Protolenus (Protolenus) expectans</i> , <i>Serrordiscus primarius</i> , <i>Strettonia cobboldi</i> : są charakterystyczne dla zespołów najwyższego oddziału 2 Awalonii – Nowej Fundlandii i Anglii i reprezentują tak zwaną faunę „ <i>Protolenus</i> ”; mikroflora: ? <i>Celiberium</i> sp., ? <i>Retisphaeridium</i> sp., ? <i>Deunflia</i> sp., ? <i>Liepaina</i> sp., <i>Ammonidium notatum</i> , <i>Celiberium</i> sp., <i>Comasphaeridium</i> sp., <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Eklundia varia</i> , <i>Eliasium llaniscum</i> , <i>Granomarginata squamea</i> , <i>Leiovalia tenera</i> , <i>Lophosphaeridium tentativum</i> , <i>Loph. truncatum</i> , <i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Multiplicisphaeridium dendroideum</i> , <i>Parmasphaeridium implicatum</i> , <i>Polygonium</i> sp., <i>Multiplicisphaeridium</i> sp., <i>Pterospermella</i> cf. <i>vitalis</i> , <i>Pterospermella velata</i> , <i>Pterospermella</i> sp., <i>Skiagia</i> cf. <i>bevispinosa</i> , <i>S. ciliosa</i> , <i>S. compressa</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. ornata</i> , <i>Volkovia dentifera</i> , <i>Volkovia</i> sp.; ichnoskamieniałości: <i>Arcuatichnus wimani</i> , <i>Bergaueria baltica</i> , <i>Bergaueria perata</i> , <i>Cruziana</i> isp., <i>Elingua convexa</i> , <i>Phycodes palmatum</i> , <i>Planolites</i> isp.
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy <i>Holmia-Schmidtelli</i> korelowane ze skandynawskim poziomem <i>Holmia kjeruffi</i> , awalońskim poziomem <i>Callavia</i> i niższą częścią poziomu <i>Sectigena</i> w Maroku – zespół znajdujący w skałach przejściowych między formacją z Ociesek i formacją z Kamieńca; <i>Protolenus-Issafeniella</i> korelowana z poziomem „ <i>Ornamentaspis</i> ” <i>linnarssoni</i> w Szwecji i odpowiadający pograniczu poziomów <i>Hupeolenus</i> i <i>Morocconus notabilis</i> kambru Maroka; mikroflora: zespół akritarchowy poziomy <i>Heliosphaeridium-Skiagia</i> w skałach przejściowych między formacją z Ociesek i formacją z Kamieńca; zespół akritarchowy poziomu <i>Volkovia dentifera-Liepaina plana</i>
Chronostratygrafia	wyższa część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Bednarczyk i in. (1965); Michniak (1969); Lydka, Orłowski (1978) Studencki (1988); Kowalczewski (2000); Grotek (2019); Kozłowska i in. (2024); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c, 1962); Orłowski (1959b, 1974, 1975a, 1983, 1985a, b, 1987); Szczepanik (2010, 2019); Szczepanik, Żylińska (2012); Żylińska (2013a, b, 2019); Żylińska, Szczepanik (2009); Kozłowska i in. (2024)
Uwagi	formacja znana tylko ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich; częściowy odpowiednik górnej części formacji piaskowców z Ociesek. Do wyjaśnienia pozostaje stosunek omawianej formacji do warstw z Kobiernik. Wg Kowalczewskiego (2000) obecność kongreji węglanowych upodabnia omawianą formację do ogniwa z Jasienia w obrębie formacji Czarnej
Formacja piaskowców z Usarzowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 400 m (skały silnie zaburzone tektonicznie, trudno o precyzyjne określenie)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium checińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce kwarcowe różnoziarniste, przelawicowe łupkami mulowcowymi i ilastymi. Grubość ławic od 10 do 20 cm, barwy skał: jasnoszara, oliwkowa i rdzawa
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcia w zboczach bezimiennego strumienia, składające się na profil Jugoszków-Usarzów
Skamieniałości	trylobity: <i>Acadoparadoxides kozłowski</i> , <i>Acadoparadoxides samsonowiczi</i> , <i>Ellipsocephalus hoffi</i> , <i>Hydrocephalus?</i> sp., <i>Kingaspidoidea jugoszowi</i> , <i>Kingaspinoidea sandomiri</i> , <i>Kingaspis guerichi</i> , <i>Latigingaspis samsonowiczi</i> , <i>Latoucheia (Latoucheia) longa</i> , <i>Ornamentaspis henningsmoeni</i> , <i>Ornamentaspis hupei</i> , <i>Ornamentaspis opatowi</i> , <i>Ornamentaspis puschi</i> , <i>Orodes usarzowi</i> , <i>Protolenus (Protolenus) polonicus</i> ; ramienionogi: <i>Trematobolus pristinus</i> ; szkarłupnie: (pierwotnie zaliczone do archeocytów – Orłowski, 1959a, 1962, następnie zaliczone do prymitywnych ctenocystoidów – Dzik, Orłowski, 1993, 1995); ichnoskamieniałości: <i>Arcuatichnus wimani</i> , <i>Cruziana regularis</i> , <i>Planolites beverleyensis</i>
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: <i>Acadoparadoxides kozłowski-Acadoparadoxides samsonowiczi</i> korelowany z gondwańskim poziomem <i>Morocconus notabilis</i>
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Michniak (1969); Orłowski (1975a); Lydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c, 1962); Orłowski (1959a, b, c, 1964a, b, 1971, 1985c, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2019, 2021)
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców z Jugoszowa
Uwagi	aktualnie profil bardzo słabo dostępny. Według Orłowskiego (1975a) jednostka leży zgodnie na formacji z Kamieńca, według Kowalczewskiego (1990, 2000) kontakt między tymi formacjami był pierwotnie dyskordantny
Ogniwo piaskowców z Jugoszowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 10 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium checińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce kwarcowe różnoziarniste, o miąższości ławic zazwyczaj 30–40 cm, niekiedy jednak ponad 1 m, przelawicowe warstewkami (3 cm grubości) jasnoszarych ilów. Piaskowce zawierają nieliczne ziarna glaukonitu, na powierzchniach zaś ławic – liczne hieroglify. Ogniwo położone mniej więcej w środkowej części formacji z Usarzowa
Stratotyp/obszar typowy	nieczynny, zarosnięty i zapelniony kamieniolom we wsi Jugoszków
Skamieniałości	trylobity: <i>Acadoparadoxides kozłowski</i> , <i>Acadoparadoxides samsonowiczi</i> , <i>Kingaspinoidea sandomiri</i> , <i>Kingaspis guerichi</i> , <i>Latigingaspis samsonowiczi</i> , <i>Latoucheia (Latoucheia) longa</i> , <i>Ornamentaspis henningsmoeni</i> , <i>Protolenus (Protolenus) polonicus</i>
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: <i>Acadoparadoxides kozłowski-Acadoparadoxides samsonowiczi</i> korelowany z gondwańskim poziomem <i>Morocconus notabilis</i>
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaoling
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Michniak (1969); Orłowski (1975a); Lydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c, 1962); Orłowski (1959b, c, 1964a, b, 1971, 1985c, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2019, 2021)

TAB. 4 cd.

Formacja piaskowców ze Słowca	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 100 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia (Pasma Wygietzowskie) i lokalnie centralna część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16, 17C1)
Litologia	formację tworzy kompleks piaskowców związanych różnoziarnistych, często średnio i gruboziarnistych, przelawionych z rzadka mulowcami i żwirowcami. W składzie mineralnym występuje jedynie kwarc i sporadyczne lizyszczyki. Piaskowce te tworzą stosunkowo międsze, przekraczające kilkadziesiąt centymetrów ławice
Stratotyp/obszar typowy	Góra Słowiec w środkowej części Gór Świętokrzyskich – odsłonięcia w partii szczytowej
Skamieniałości	trylobity: <i>Acadoparadoxides slowieensis</i> , <i>Hydrocephalus? polonicus</i> , <i>Parasolenopleura linnarssoni</i> , <i>Solenopleura munsteri</i> , <i>S. trapezoides</i> , <i>S. minima</i> , <i>Kootenia enigmatica</i> , <i>Geyerorodes usarzowi</i> , <i>Kingaspidoidea jugoszewi</i> , <i>K. sanctacrucensis</i> , <i>K. sandomiri</i> , <i>Kingaspis guerichi</i> , <i>Latkingaspis samsonowiczi</i> , <i>Latoucheia (Latoucheia) longa</i> , <i>Omamentaspis henningsmoeni</i> , <i>O. hupei</i> , <i>O. opatowi</i> , <i>O. puschi</i> ; ramienionogi: <i>Acrothele granulata</i> , <i>Lingulella vistulae</i> , <i>Mickwitzia sp.</i> , <i>Acrotreta sp.</i> ; ichnoskamieniałości: <i>Monocraterion tentaculatum</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Treptichnus rectangularis</i> ; inne: <i>Eldonia czarnockii</i> , <i>Rotadiscus sp.</i>
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: <i>Acadoparadoxides slowieensis-Hydrocephalus? polonicus</i>
Chronostratygrafia	niższy miaoling-wuliu (5 piętro kambru)
Historia badań	litologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1964b); Michniak (1969); Łydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Czarnocki (1927); Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1959b, 1974, 1975b, 1983, 1985a, b, 1987); Bednarzyk (1970); Jendryka-Fuglewicz (1992); Masiak, Żylińska, 1994; Żylińska, Masiak (2007); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2021)
Jednostki podległe	?ogniwo piaskowców z Osieka
Uwagi	formacja ze Słowca leży na formacji z Ociesek (góra Słowiec) i być może łupkach z Kamieńca (Pasma Wygietzowskie). Kontakt między utworami tej formacji i jednostkami podległymi jest zgodny wg Orłowskiego (1975) i niezgodny wg Kowalczewskiego (1990, 2000)
Warstwy z Kobiernik	
Kreator (rok)	Szczepanik i in. (2005)
Miąższość	brak danych, kompleks tylko nawiercony
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego i prawdopodobnie wąska strefa w obrębie tej jednostki strukturalnej w przylegającej do synklinorium kielecko-lagowskiego. Bardzo prawdopodobne, że skały tych warstw obecne są także w podłożu synklinorium kielecko-lagowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	iłowce i ilowce mulowcowe z przewarstwieniami mulowców i pyłowców
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, głęb. 133,5–150 m
Skamieniałości	mikroflora: <i>Adara alea</i> , <i>Alumella ballica</i> , <i>Ammonidium cf. notatum</i> , <i>Celtiberium dedalinum</i> , <i>Comasphaeridium longispinosum</i> , <i>C. silesiense</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Cristallinium sp.</i> , <i>Cymatiosphaera cramerii</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Eliasum cf. asturicum</i> , <i>E. llaniscum</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Leiovalia tenera</i> , <i>Liepaina plana</i> , <i>Lophosphaeridium cf. latviense</i> , <i>L. tentativum</i> , <i>L. truncatum</i> , <i>L. variable</i> , <i>Multiplicisphaeridium xianum</i> , <i>M. sosnowicense</i> , <i>Polygonium sp.</i> , <i>Pterospermella vitalis</i> , <i>Skiagia brevispinosa</i> , <i>S. insignis</i> , <i>S. ciliosa</i> , <i>Solisphaeridium flexipilosum</i> , <i>Tubulosphaera cf. craterae</i>
Biostratygrafia	akritarchy: dwa zespoły: starszy lokalny poziom M-I i typowy zespół nadpoziomu <i>Cristallinium-Eliasum</i>
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaoling-u – wuliu (5 piętro kambru)
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Szczepanik i in. (2004a, 2005); Trela i in. (2006); litostratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); paleontologiczno-stratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); Trela i in. (2006, 2025); Szczepanik (2009); Żylińska, Szczepanik (2009)
Uwagi	wydzielenie to w schemacie Orłowskiego (1975a) stanowiło południowy kompleks litologiczny formacji łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975a). Można go także rozpatrywać jako jakiś fragment (?ogniwo) w obrębie łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975a), ale w tym celu należałoby zweryfikować przebieg i znaczenie głównego uskoku świętokrzyskiego. Przy założeniu, że w środkowym kambrze mamy do czynienia z dwoma oddzielnymi blokami skorupowymi, nie można lokować tam tego typu łączącego wydzielenia
Formacja piaskowców, mulowców i zlepieńców z Lenarczyca	
Kreator (rok)	Trela i in. (2025)
Miąższość	ok. 50 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, NE część antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce przelawicone heteroilitami mulowcowo-piaskowcowymi i zlepieńcami. W najniższej partii profilu kilka przewarstwień brekacji tektonicznych
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, głęb. 68,2–133,5 m
Skamieniałości	mikroflora: <i>Acanthodiacrodium snookense</i> , <i>Actinotodissus achrasii</i> , <i>Actinotodissus div. sp.</i> , <i>Arbusculidium cf. polyus</i> , <i>Buedingisphaeridium tremadocum</i> , <i>Calyxiella izhoriensis</i> , <i>Cymatogalea div. sp.</i> , <i>Dasydiacrodium veryhachoides</i> , <i>Gigadiacrodium div. sp.</i> , <i>Ladogella rotundiformis</i> , <i>Leiofusa stoumonensis</i> , <i>Lusatia sp.</i> , <i>Nellia acifera</i> , <i>Ninadiacrodium dumontii</i> , <i>Poikilofusa squama</i> , <i>Polygonium pugens</i> , <i>P. sexradiatum</i> , <i>P. uncinatum</i> , <i>S. div. sp.</i> , <i>Stelliferidium div. sp.</i> , <i>Timofeovia lancarae</i> , <i>T. phosphoritica</i> , <i>Trunculumarium revinium</i> , <i>Trichosphaeridium hirtum</i> , <i>Vogtlandia notabilis</i> , <i>Vogtlandia petropolitana</i> ; ramienionogi: z grupy Lingulidów
Biostratygrafia	mikroflora: lokalne poziomy akritarchowe od M-IX do M-XI, która mogą być korelowane z niższą częścią kambryjskiego trylobitowego nadpoziomu <i>Peltura</i>
Chronostratygrafia	środkowy-wyższy furong
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Szczepanik i in. (2004a, 2005); Trela i in. (2006); litostratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); Trela i in. (2025); paleontologiczno-stratygraficzne: Szczepanik i in. (2004a); Trela i in. (2006, 2025); Szczepanik (2009)
Synonimy	warstwy z Lenarczyca
Formacja łupków z Gór Pieprzowych	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	wg Orłowskiego (1975a, 1988) ok. 400 m, wg Kowalczewskiego (1990) 500–600 m, z czego fragment odsłonięty w rejonie Sandomierza ok. 400 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – antykлина lysogórska, wzdłuż południowych zboczy Pasma Głównego oraz w okolicach Opatowa i Sandomierza. W definicji autorskiej do formacji tej zaliczano także kompleksy skał ilowcowo-mulowcowych występujące na SW od Sandomierza w obrębie antyklinorium checińskiego-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16, 17C2, D1)
Litologia	łupki ilaste i mulowcowe oraz mulowce przewarstwione piaskowcami, ortokwarcytami i zlepieńcami. Skały silnie sfaldowane. Lokalnie w strefach najsilniejszych deformacji tektonicznych stwierdzono (jedynie występowanie w całym rejonie świętokrzyskim) skał metamorficznych – fyllitów (Salwa, 2006)
Stratotyp/obszar typowy	obszary typowe: – Góry Pieprzowe, tworzące stromy brzeg doliny Wisły ok. 2 km na północ od Sandomierza; – profil w dolinie rzeczki Kochówki na południowy zachód od Opatowa. Niższa część profilu najlepiej odsłonięta w Górach Pieprzowych i okolicach Jurkowiec, a wyższa część profilu najlepiej eksponowana w okolicach Marcinkowic i wąwozach na południowych stokach Pasma Masłowskiego i Lysogór
Skamieniałości	trylobity: <i>Ptychagnostus gibbus</i> , <i>Peronopsis fallax</i> , <i>Solenopleurina linnarssoni</i> , <i>Solenopleura munsteri</i> i <i>S. cf. canaliculata</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella vistulae</i> ; mikroflora: <i>?Acanthodiacrodium sp.</i> , <i>Acratarcha ex gr. "galeate"</i> , <i>Actinotodissus achrasii</i> , <i>A. sp.</i> , <i>Ammonidium cf. notatum</i> , <i>Aranidium sp.</i> , <i>Asteridium sp.</i> , <i>Celtiberium sp.</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Cr. cf. randomense</i> , <i>Cr. ovillense</i> , <i>Cr. sp.</i> , <i>Cymatiosphaera cramerii</i> , <i>Cy. sp.</i> , <i>?Dasydiacrodium sp.</i> , <i>Dicylotidium sp.</i> , <i>Eliasum llaniscum</i> , <i>E. sp.</i> , <i>Heliosphaeridium lanceolatum</i> , <i>H. longum</i> , <i>H. sp.</i> , <i>Impluviculus sp.</i> , <i>I. villosusculus</i> , <i>Izhoria angulata</i> , <i>Leiosphaeridia sp.</i> , <i>Lophosphaeridium sp.</i> , <i>Multiplicisphaeridium martaee</i> , <i>M. sp.</i> , <i>Ninadiacrodium dumontii</i> , <i>Pireia sp.</i> , <i>Polygonium minimum</i> , <i>P. pugens</i> , <i>P. sp.</i> , <i>?Pterospermella sp.</i> , <i>Retisphaeridium dichamerum</i> , <i>R. howelli</i> , <i>R. sp.</i> , <i>Solisphaeridium sp.</i> , <i>Tasmanites sp.</i> , <i>Timofeovia cf. lancarae</i> , <i>T. phosphoritica</i> , <i>T. sp.</i> , <i>?Vulcanisphaera sp.</i>

TAB. 4 cd.

Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy <i>Paradoxides polonicus</i> , <i>Solenopleura canaliculata</i> ; akritarchy: nadpoziom akritarchowy <i>Cristallinium-Elliasum</i> w obrębie nadpoziomu wyróżniono dwa lokalne poziomy palinologiczne: M-II i M-III. W rejonie Opatowa i Kielc znaleziono także akritarchy typowe dla środkowego furongu; nie jest jasne, czy dowodzą one trwania sedimentacji facji ilasto-mulowcowej aż do środkowej części furongu, czy też tektonicznego wymieszania skał różnego wieku w strefie dyslokacji świętokrzyskiej
Chronostratygrafia	miaoing, piętra: ?wuliu, drum, gużang–?furong
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Samsonowicz (1916, 1920); Kuhl (1931); Wawryk (1932); Michniak (1962); Orłowski (1964a, b, 1968); Kowalczewski (1973); Kowalczewski i in. (1976); Łydka, Orłowski (1978); Przewocki (2000); Jaworowski, Sikorska (2006); Salwa (2006, 2008, 2009, 2013); Malec (2007a, b, 2010a, b, 2011, 2012, 2014); Naglik, Natkaniec-Nowak (2015); Naglik i in. (2016, 2017); Szczepanik, Malec (2017); litostratygraficzne: Orłowski (1968a, 1975a, 1988, 1992); Tomczykowa (1968); Kowalczewski i in. (1976, 2006); Kowalczewski (1996, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Günch (1892a, b, 1896); Samsonowicz (1916, 1920); Alexandrowicz (1969, 1976); Orłowski (1964a, b, 1975a, 1985); Jendryka-Fuglewicz (1992); Szczepanik (1996, 1997, 2001, 2009, 2010a); Naglik i in. (2016, 2017); Szczepanik, Malec (2017)
Jednostki podległe	warstwy krajniejskie (Tomczykowa, 1968), warstwy marcinkowickie (Orłowski, 1968 a); warstwy jurkowickie, gotoszyckie, marcinkowickie (Kowalczewski i in., 1976)
Uwagi	najslabiej rozpoznana formacja litostratygraficzna kambru Gór Świętokrzyskich o niepewnym zasięgu lateralnym i pionowym
Formacja piaskowców z Wiśniówki	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	miąższość skał tego kompleksu skalnego określana jest bardzo różnie, w zależności od przyjętego stylu budowy tektonicznej (od ok. 80–200 m do nawet ok. 1000 m)
Występowanie	antyklina lysogórska – buduje osiową partię łańcuchów Pasma Głównego (Masłowskie, Lysogóry, Jeleniowskie). Na wschód od Opatowa stopniowo zanika i obserwowana jest tylko w pojedynczych punktach (np. Wąworków; fig. 17D2, E1, E2)
Litologia	piaskowce kwarcytowe i kwarcowe, barwy jasnoszarej, ciemnoszarej lub niebieskawej, o grubości warstw do 2 m. Piaskowce i tworzą pakiety osiągające grubość do 20 m rozdzielane przez mulowce, łupki mulowcowe i ilaste. Pierwotnie piaskowce kwarcytowe te były arenitami złożonymi z drobnociarnistych ziaren kwarcu. Wśród przelawicieli ilasto-mulowcowych rozpoznane są lokalnie także skały piroklastyczne (bentonity). Wewnątrz warstw i na ich powierzchniach występują liczne struktury sedimentacyjne oraz bardzo bogata ichnofauna stawonogów kambryjskich. Skały tej formacji powstały w środowisku morza płytkiego do bardzo płytkiego
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: w kamieniołomach Wiśniówka Mała i Wiśniówka Duża, hipostatotyp: kamieniołom w Wąworkowie
Skamieniałości	trylobity: <i>Olenus solitarius</i> , <i>Aphelaspis rara</i> i <i>Protopenellura aciculata</i> ; ramienionogi: <i>Acrocreta multa</i> , <i>Eoorthis sp.</i> , <i>Lingulella ferruginea</i> , <i>Obolus sp.</i> , <i>Orusia cf. lenticularis</i> ; lingulidy znalezione na południowej ścianie kamieniołomu Wiśniówka Duża o potencjalnie dużej wartości biostratygraficznej – jeszcze nieopracowane paleontologicznie; mikroflora: <i>?Cymatogalea sp.</i> , <i>?Deunfia sp.</i> , <i>?Eliasum sp.</i> , <i>?Ooidium sp.</i> , <i>Comasphaeridium sp.</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Cymatogalea bellicosa</i> , <i>Cym. bellicosa</i> , <i>Cym. fimbriata</i> , <i>Cym. velifera</i> , <i>Dicylotidium sp.</i> , <i>Granomarginata sp.</i> , <i>Lophosphaeridium sp.</i> , <i>Multiplicisphaeridium sp.</i> , <i>Pireia orbicularis</i> , <i>Pireia sp.</i> , <i>Poikilofusa sp.</i> , <i>Retisphaeridium sp.</i> , <i>Stelliferidium sp.</i> , <i>Timofeovia lancarae</i> , <i>T. pentagonalis</i> , <i>T. phosphoritica</i> , <i>T. sp.</i> , <i>Vulcanisphaera africana</i> , <i>V. cf. africana</i> , <i>V. spinulifera</i> , <i>V. turbata</i> ; szkarłupnie: <i>Cambrocrinus regularis</i> ; ichnoskamieniałości: <i>Asterichnus isp.</i> , <i>Bergaueria elliptica</i> , <i>Bergaueria perata</i> , <i>Cruziana barbata</i> , <i>Cruziana semiplicata</i> , <i>Cruziana tenella</i> , <i>Dimorphichnus isp.</i> , <i>Diplichnites isp.</i> , <i>Diplocraterion parallelum</i> , <i>Gordia isp.</i> , <i>Monocraterion tentaculatum</i> , <i>Paleophycus tubularis</i> , <i>Petalichnus isp.</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Rusophycus inexpectus</i> , <i>Rusophycus polonicus</i> , <i>Rusophycus versans</i> , <i>Treptichnus isp.</i> , <i>Treptichnus rectangularis</i> , <i>Triops australiensis</i> , <i>Volkichnium volki</i> ; anomalocaridy: <i>Peyotia sp.</i> ; pseudoskamieniałości: zespół opisany przez Sedlaka (1967, 1968a, b, c, 1973, 1975, 1980, 1985) po przeprowadzonej rewizji (Bodzich, 2000; Malec, 2007, 2008c; Mazurek i in., 2018) został uznany za struktury nieorganiczne
Biostratygrafia	trylobity: udokumentowany poziom trylobitowy <i>Parabolina brevispina</i> w niższej części nadpoziomu <i>Parabolina</i> . Prawdopodobne jest także występowanie poziomów starszych (nadpoziom <i>Olenus</i> i starsze), ale nie ma na to jednoznacznych dowodów; mikroflora: trzy lokalne poziomy akritarchowe M-IV, M-V i M-VI, które dobrze korelują się z reprezentującymi dolny furong poziomami: WK-1 na kratonie wschodnieuropejskim i mikroflorą T _p -V _t na obszarze Nowej Fundlandii
Chronostratygrafia	furong dolny (nie można wykluczyć najwyższego miaoling-u)
Historia badań	litologiczno-sedymologiczne: Samsonowicz (1916, 1920, 1934, 1956); Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Czemiński (1959); Bielikowski (1960); Dżyłyński, Żak (1960); Radwański, Roniewicz (1960, 1962, 1972); Orłowski (1968a); Tomczykowa (1968); Kowalczewski i in. (1986a, b); Studencki (1994); Sikorska (2000b); Malec (2004, 2007a, b, c, d, 2008a, b, 2009a, b, 2012); Jaworowski, Sikorska (2006); Poros (2007, 2009); Sadlok (2013); litostratygraficzne: Orłowski (1968a, 1975a); Tomczykowa (1968); Kowalczewski (1996, 2000); Kowalczewski i in. (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Radwański, Roniewicz (1960, 1963, 1967, 1972); Tomczykowa (1964, 1968); Sedlak (1967, 1968a, b, c, 1973, 1975, 1980, 1985); Orłowski (1968b, 1992); Orłowski i in. (1970, 1971); Kowalczewski i in. (1984, 1986a, b); Dzik, Orłowski (1993); Masiak, Żylińska (1994); Jendryka-Fuglewicz, Malec (1998); Orłowski, Żylińska (1999); Żylińska (1999, 2001); Bodzich (2000); Szczepanik (2002, 2009, 2010); Żylińska i in. (2006); Poros (2007, 2009); Malec (2007, 2008c); Sadlok, Machalski (2009); Sadlok (2010, 2013, 2014a, b); Mazurek i in. (2018)
Synonimy	warstwy świętokrzyskie (Tomczykowa, 1968, Orłowski, 1968a)
Uwagi	zespół akritarchowy ze skał mulowcowo-ilowcowych występujących w obrębie przepoków komunikacyjnych na północ od kamieniołomu Wiśniówka Duża diametralnie różni się od zespołu powszechnie występującego w formacji z Kłonówki. Słabo zachowane fragmenty palinomorów z przepoków na Wiśniówce wskazują na obecność o wiele starszego zespołu równowiekowego z zespołem Wiśniówki. Tak więc łupki z Wiśniówki mogą zostać wyróżnione jako ogniwo, ale w obrębie formacji z Wiśniówki
Formacja mulowców i piaskowców z Ameliówki	
Kreator (rok)	Trela i in. (2025)
Miąższość	widoczna miąższość ok. 60 m (otwór wiertniczy Wilków 1), ale spąg nieznaną
Występowanie	antyklina lysogórska – północne zbocza pasm: Masłowskiego i Lysogórskiego
Litologia	szare i ciemnoszare mulowce ilaste z przewarstwieniami i czasem bardziej miąższymi (do 1 m.) ławicami drobnociarnistych, czasem zbioturbowanych piaskowców
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie Chabowe Doly w przelomie Lubrzanki, hipostatotyp: wiercenie Wilków 1, głęb. 891,0–957,0 m
Skamieniałości	trylobity: <i>Acerocarina klonowkae</i> , <i>Ctenopyge (Ctenopyge) cf. linnarsoni</i> , <i>C. (Ctenopyge) fletcheri</i> , <i>C. (Mesoctenopyge) tumida</i> , <i>Leptoplastides irae</i> , <i>Parabolina (Neoparabolina?) dawsoni</i> , <i>P. (Neoparabolina?) lapponica</i> , <i>Parabolinites? sp.</i> , <i>Peltura acutidens</i> , <i>P. protopeltorum</i> , <i>P. scarabaeoides scarabaeoides</i> , <i>Sphaerophthalmus alatus</i> , <i>S. humil.</i> , <i>S. major</i> , <i>Trilobagnostus rudis</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella lepis</i> , <i>L. davisii</i> , <i>L. ferruginea</i> , <i>Acrotreta klonowkae</i> ; mikroflora: <i>?Actinotodissus sp.</i> , <i>?Baltisphaeridium sp.</i> , <i>?Eliasum sp.</i> , <i>?Pireia sp.</i> , <i>?Polygonium sp.</i> , <i>Acanthodiacrodium golubii</i> , <i>A. snookense</i> , <i>Actinotodissus achrasii</i> , <i>A. cf. achrasii</i> , <i>A. cf. formosus</i> , <i>A. cf. polymorphus</i> , <i>A. cf. secundarius</i> , <i>A. cf. spinutus</i> , <i>A. polymorphus</i> , <i>A. sp.</i> , <i>Buedingisphaeridium tremadocum</i> , <i>Calyxiella izhoriensis</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Cr. cf. cambriense</i> , <i>Cr. ovillense</i> , <i>Cr. randomense</i> , <i>Cr. cf. randomense</i> , <i>Cr. sp.</i> , <i>Cymatogalea cf. velifera</i> , <i>Cym. membranisplina</i> , <i>Cym. sp.</i> , <i>Cymatiosphaera cramerii</i> , <i>Dasydiacrodium cf. obsorum</i> , <i>D. cf. tricone</i> , <i>D. obsorum</i> , <i>D. sp.</i> , <i>Elenia amillata</i> , <i>Eliasum llaniscum</i> , <i>E. sp.</i> , <i>Estiastra sp.</i> , <i>Impluviculus sp.</i> , <i>I. villosusculus</i> , <i>Izhoria angulata</i> , <i>?Ladogella cf. intermedia</i> , <i>Ladogella rommelaerei</i> , <i>L. cf. rommelaerei</i> , <i>L. cf. rommelaerei</i> , <i>L. rotundiformis</i> , <i>Leiofusa sp.</i> , <i>L. stoumonensis</i> , <i>Leiosphaeridia sp.</i> , <i>Lusatia sp.</i> , <i>Ninadiacrodium caudatum</i> , <i>N. cf. caudatum</i> , <i>N. dumontii</i> , <i>N. cf. dumontii</i> , <i>Ooidium timofeovi</i> , <i>Poikilofusa sp.</i> , <i>Polygonium gracile</i> , <i>P. martinae</i> , <i>P. minimum</i> , <i>P. cf. minimum</i> , <i>P. pellicidum</i> , <i>P. cf. pellicidum</i> , <i>P. pugens</i> , <i>P. sexradiatum</i> , <i>P. sp.</i> , <i>Retisphaeridium dichamerum</i> , <i>Schizodiacrodium cf. digermulense</i> , <i>Solisphaeridium div. sp.</i> , <i>Stelliferidium cf. furcatum</i> , <i>St. cf. glabrum</i> , <i>St. cf. pingiculum</i> , <i>St. pingiculum</i> , <i>St. sp.</i> , <i>Timofeovia cf. phosphoritica</i> , <i>T. pentagonalis</i> , <i>T. pentagonalis</i> , <i>T. phosphoritica</i> , <i>Trichosphaeridium cf. annovolense</i> , <i>Tri. sp.</i> , <i>Trunculumarium revinium</i> , <i>Tr. sp.</i> , <i>Veryhachium mutabile</i> , <i>Vulcanisphaera africana</i> , <i>V. cf. africana</i> , <i>V. spinulifera</i> , <i>V. spinulifera-turbata</i> forma przejściowa, <i>V. tuberata</i> ; ichnoskamieniałości: <i>Gordia isp.</i> , <i>Planolites beverleyensis</i> , <i>Planolites montanus</i> , <i>Treptichnus rectangularis</i>
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy trylobitowe – <i>Protopenellura praecursor</i> , <i>Peltura minor</i> , <i>Peltura scarabaeoides</i> ; akritarchy: lokalne poziomy akritarchowe M-IX, M-X
Chronostratygrafia	górnny furong
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Samsonowicz (1916, 1920, 1934, 1956); Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Orłowski (1968a, b); Tomczykowa (1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Malec (2007e, 2009a, b, 2012); litostratygraficzne: Orłowski (1968a, 1975a, 1992); Tomczykowa (1968); Kowalczewski (1996, 2000); Kowalczewski i in. (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Tomczykowa (1964, 1968); Orłowski (1968b, 1992); Kowalczewski i in. (1984, 1987a, b); Żylińska (2001, 2002); Szczepanik (2002, 2009, 2010b, 2015a); Szczepanik i in. (2004b, 2017); Żylińska i in. (2006); Szczepanik, Żylińska (2017)
Synonimy	warstwy machocickie

TAB. 4 cd.

Formacja iltowca z Brzezinek	
Kreator (rok)	Trela (2006)
Miąższość	do 150 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – region łysogórski: otwory wiertnicze wzdłuż północnych zboczy pasm: Masłowskiego, Łysogórskiego, Jeleniowskiego oraz w okolicach Opatowa – profil otworu wiertniczego Daromin 1 i odsłonięcie w Pobroszynie, region kielecki: profil otworu wiertniczego Lenarczyce PIG 1 k. Opatowa
Litologia	szare i ciemnoszare, miejscami czarne, iltowce lub łupki z cienkimi, pojedynczymi przewarstwieniami mułowców lub piaskowców, lokalnie soczewkami wapieni
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Brzezinki 1; hipostatotypy – profil geologiczny otworu wiertniczego Daromin IG 1 (lub Wilków IG 1)
Skamieniałości	trylobity: <i>Acerocare</i> sp., <i>Angelina</i> cf. <i>hyeronimi</i> , <i>Leptoplastides coniunctus</i> , <i>L. latus</i> , <i>L. ulrichi</i> , <i>Nerciaspis robusta</i> , <i>Parabolina</i> sp., <i>Parabolina</i> (<i>Neoparabolina</i>) <i>frequens</i> , <i>P.</i> (<i>Neoparabolina</i> ?) <i>lapponica</i> , <i>P.</i> (<i>Parabolina</i>) <i>heres</i> , <i>P.</i> (<i>Parabolina</i> ?) <i>jemtlandica</i> , <i>Peltura</i> cf. <i>costata</i> , <i>P.</i> cf. <i>transiens</i> , <i>P. scarabaeoides</i> cf. <i>westergaardi</i> , <i>Plicatolina</i> sp.; ramienionogi: <i>Lingulella lepis</i> , <i>L. davisii</i> ; mikroflora: <i>Acanthodiacrodium angustum</i> , <i>A. bicoronatum</i> , <i>A. golubii</i> , <i>A. papillare</i> , <i>A. snookense</i> , <i>A. cf. rotundatum</i> , <i>Actinodidissus achrasii</i> , <i>Act. cf. burmanniae</i> , <i>Act. crinitus</i> , <i>Act. formosus</i> , <i>Act. cf. polymorphus</i> , <i>Act. secundarius</i> , <i>Act. spinulosus</i> , <i>Act. ubuii</i> , <i>Adorfia</i> sp., <i>Arbusculidium destombesii</i> , <i>Arb. cf. polyplus</i> , <i>Aryballomorpha</i> sp., <i>Athabascella playfordii</i> , <i>Ath. rossi</i> , <i>Athabascella</i> sp., <i>Buedingsphaeridium tremadocum</i> , <i>Calyxiella izhoriensis</i> , <i>Comasphaeridium</i> sp., <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Cr. randomense</i> , <i>Cymatiogalea bellifera</i> , <i>Cym. cristata</i> , <i>Cym. cuvillieri</i> , <i>Cym. cf. fimbriata</i> , <i>Cym. membranispina</i> , <i>Cym. polygonophora</i> , <i>Cym. sp.</i> , <i>Cymatiosphaera cramerii</i> , <i>Dasydiacrodium</i> cf. <i>tricomae</i> , <i>D. obsonum</i> , <i>D. palmatilibium</i> , <i>D. sp.</i> , <i>Deunfia</i> sp., <i>Dictyotidium</i> sp., <i>Eliasum</i> sp., ? <i>Estiastra</i> sp., <i>Granomarginata</i> sp., <i>Izhoria angulata</i> , <i>Ladogella rommelaerei</i> , <i>L. rotundiformis</i> , <i>Leiofusa stoumonensis</i> , <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Multiplicisphaeridium crevinacornuum</i> , <i>Nellia acifera</i> , <i>Nellia sukatschevii</i> , <i>Ninadiacrodium caudatum</i> , <i>N. dumontii</i> , <i>Ooidium</i> cf. <i>rossicum</i> , <i>O. sp.</i> , <i>Pirea</i> sp., <i>Poikilofusa</i> sp., <i>Polygonium gracile</i> , <i>P. minimum</i> , <i>P. pungens</i> , <i>P. sexradiatum</i> , <i>P. sp.</i> , <i>Retisphaeridium</i> sp., <i>Schizodiacrodium digermulense</i> , <i>Solisphaeridium akrochordum</i> , <i>So. cf. cylindratum</i> , <i>So. chinese</i> , <i>Stelliferidium</i> cf. <i>glabrum</i> , <i>St. cf. pingicolum</i> , <i>St. modestum</i> , <i>St. sp.</i> , <i>Timofeovia</i> cf. <i>pentagonalis</i> , <i>T. phosphorica</i> , <i>T. sp.</i> , <i>Trichosphaeridium hirtum</i> , <i>Trichosphaeridium</i> sp., <i>Trunculumarium revinium</i> , <i>Veryhachium mutabile</i> , <i>Vogtlandia notabilis</i> , <i>Vogtlandia</i> sp., <i>Vulcanisphaera africana</i> , <i>V. britannica</i> , <i>V. capillata</i> , <i>V. tuberata</i>
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy trylobitowe – <i>Peltura scarabaeoides</i> , <i>Acerocare</i> s.l.; akritarchy: lokalne poziomy akritarchowe M-XI, M-XII
Chronostratygrafia	najwyższy furung–najniższy tremadok
Historia badań	litologiczne i sedimentologiczne: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa, Tomczyk (2000); Trela (2006, 2012); Trela, Malec (2015); litostratygraficzne: Trela (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Tomczykowa (1968); Biernat, Tomczykowa (1968); Jendryka-Fuglewicz (1992); Tomczykowa, Tomczyk (2000); Żylińska (2001, 2002); Szczepanik (2009, 2010a, b, 2015a); Szczepanik, Żylińska, 2017; Szczepanik i in. (2017); Trela i in. (2025)
Uwagi	kompleks litologiczny wydzielony jako odrębna formacja z formacji łupków z Klonówki (Orłowski, 1975a). Kompleks formacji z Brzezinek jest tożsamy litologicznie i stratygraficznie ze skalami warstw z Ublinka (Szczepanik i in., 2005)

W utworach furonjskiej formacji z Wiśniówki w regionie łysogórskim obficie występują skamieniałości śladowe, których twórcami były trylobity i inne stawonogi, ale także przedstawiciele fauny bezszkieletowej (np. Radwański, Roniewicz, 1963, 1972; Orłowski, 1992; Orłowski, Żylińska, 1996; Sadlok, 2013). Ichnocenoza ta jest jednym z najbogatszych zespołów kambryjskich, rozpoznanych na świecie (fig. 19).

Znacznie bogatszy zespół fauny trylobitowej – od zespołu z formacji z Wiśniówki – stwierdzony w skałach formacji z Lenarczyca i Brzezinek (Tomczykowa, 1964, 1968; Orłowski, 1967, 1968a, b), został poddany rewizji przez Żylińską (2001, 2002). Badaczka ta rozpoznała bogaty zespół trylobitów (tab. 2) i zaproponowała lokalny podział biostratygraficzny, uszczegóławiający propozycję przedstawioną przez Orłowskiego (1988) w obrębie trylobitowego nadpoziomu *Peltura* oraz generalizujący propozycję podziału poziomu *Acerocare* zaproponowaną przez Tomczykową (1968). Efektem jej prac było zakwestionowanie obecności lokalnych poziomów wprowadzonych przez Tomczykową (1968). Żylińska (2001, 2002) tylko warunkowo dopuściła możliwość wystąpienia nadpoziomów *Protopeltura* i *Leptoplastus* ze względu na brak ich jednoznacznego potwierdzenia. Żylińska (2001, 2002) stwierdziła też, że ubogi zespół niższej części furongu wskazuje na bałtycką proveniencję fauny, zespoły jego środkowej części są zdominowane przez formy endemiczne, a na pograniczu kambru i ordowiku zdecydowanie dominują trylobity charakterystyczne dla zewnętrznych peryferii Bałtyki.

Skały furongu w regionie łysogórskim są reprezentowane przez trzy formacje skalne: piaskowców z Wiśniówki, mułowców i piaskowców z Ameliówki i iltowców z Brzezinek (Orłowski, 1975a; Trela, 2006; Trela i in., 2025). We wszystkich tych jednostkach rozpoznano liczne zespoły mikroflory akritarchowej, które zaklasyfikowano do 8 lokalnych poziomów mikroflory akritarchowej, które zaklasyfikowano do 8 lokalnych poziomów mikroflory akritarchowej (fig. 4, 20; tab. 5; fig. 20). Brak tu znanych jedynie z bloku Narol–Biłgoraj poziomów M-VII i M-VIII. Charakterystykę poszczególnych zespołów przedstawiono w tabeli 3. W utworach dolnego furongu (formacja piaskowców z Wiśniówki) występuje bardzo liczny, ale stosunkowo ubogi gatunkowo zespół, charakteryzujący się masową obecnością palinomorfa reprezentujących rodzaj *Timofeovia*, częstym występowaniem *Vulcanisphaera* (Kowalczewski i in., 1984, 1986a, b; Żylińska i in., 2006) oraz pojawiającymi się po raz pierwszy w profilach akritarchami z grupy „galeate” (Żylińska i in., 2006; tab. 4). Asocjacja ta została rozpoznana w wyrobiskach kamieniołomów: Wiśniówka Wielka, Wiśniówka Mała oraz Podwiśniówka i ujęta w trzy lokalne poziomy paleontologiczne M-IV, M-V i M-VI (fig. 4; Szczepanik, 2009, 2010b). Stratygraficzny podział tego zespołu na poszczególne poziomy bazyje na ewolucji rodzaju *Vulcanisphaera*. Kolejno pojawiły się w profilu *V. spinulifera*, *V. turbata* i *V. africana*, które stanowią indeksowe taksony wyróżnionych poziomów (fig. 4, 20; tab. 5). Ciągła sekwencja tych poziomów obserwowana kolejno od południa ku północy przeczy tezie o tektonicznym powtórzeniu pakietów kwarcytowych (np. Kowalczewski i in., 1986a) w tej części

Gór Świętokrzyskich. Podobne do zespołów z Wiśniówki asocjacje mikroflory akritarchowej są znane ze zbliżonych wiekowo utworów platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990) i Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988). Szczególnie znaczenie mają obserwacje z Nowej Fundlandii, ponieważ wraz z akritarchami znajdowano tam trylobity poziomów *Agnostus pisiformis*–*Parabolina spinulosa*, a więc pogranicza miaolingiu i furongu oraz dolnego furongu. Nieliczne trylobity, jakie udało się pozyskać z kamieniołomów na górze Wiśniówka, potwierdziły taki właśnie zasięg wiekowy.

Kolejne zespoły mikroflory akritarchowej rozpoznano w skałach formacji z Ameliówki i Brzezinek. Reprezentują one lokalne poziomy akritarchowe M-IX–M-XII (fig. 4; tab. 5; Szczepanik, 2009, 2010b) i zawierają znacznie bardziej zróżnicowane asocjacje mikroflory akritarchowej. W porównaniu do profilu kambryjskiego na bloku Narol–Biłgoraj, w Łysogórach brakuje dwóch charakterystycznych poziomów mikroflory akritarchowej (M-VII–M-VIII), co prawdopodobnie jest związane z luką sedimentacyjną przypadającą na wyższą część nadpoziomów trylobitowych *Parabolina spinulosa* i *Leptoplastus*. Okres środkowego, a szczególnie późnego furongu charakteryzował się gwałtownym rozwojem mikrofitoplanktonu (Servais i in., 2016), co skutkowało pojawieniem się w skałach licznych i szybko zmieniających się zespołów akritarchowych. Sekwencja ewoluujących zespołów mikroflory akritarchowej zawiera kilka charakterystycznych i łatwo identyfikowalnych zdarzeń, których obserwacja pozwala na stosunkowo łatwą orientację w profilu i wydzielenie kilku poziomów akritarchowych (fig. 4, 20; tab. 5), które dobrze korelują się z poziomami wyróżnionymi w innych obszarach występowania skał kambryjskich na świecie. Charakteryzuje się ona pojawieniem się form z rodzajów: *Ninadiacrodium* i *Gigadiacrodium*, stopniowym różnicowaniem się form o symetrii diakrioidalnej oraz pojawianiem się charakterystycznych taksonów najwyższego furongu i pogranicza furongu i tremadoku (Szczepanik, 2009).

2.2. BLOK NAROL–BIŁGORAJ

2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Na podstawie analizy danych uzyskanych w efekcie interpretacji wyników głębokich sondowań sejsmicznych (Narkiewicz i in., 2014), pozycja bloku Narol–Biłgoraj lokuje się poza obszarem platformy wschodnioeuropejskiej, bezpośrednio na jej SW przedpolu. Jest to zgodne z poglądami reprezentowanymi wcześniej (Modliński, Szymański, 2005; Szymański, Pacześna, 2010). Nieco inną pozycję strukturalną zaproponowali Jaworowski i Sikorska (2006), którzy lokowali otwór Narol IG 1 na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej z uwagi na fakt sugerowanej

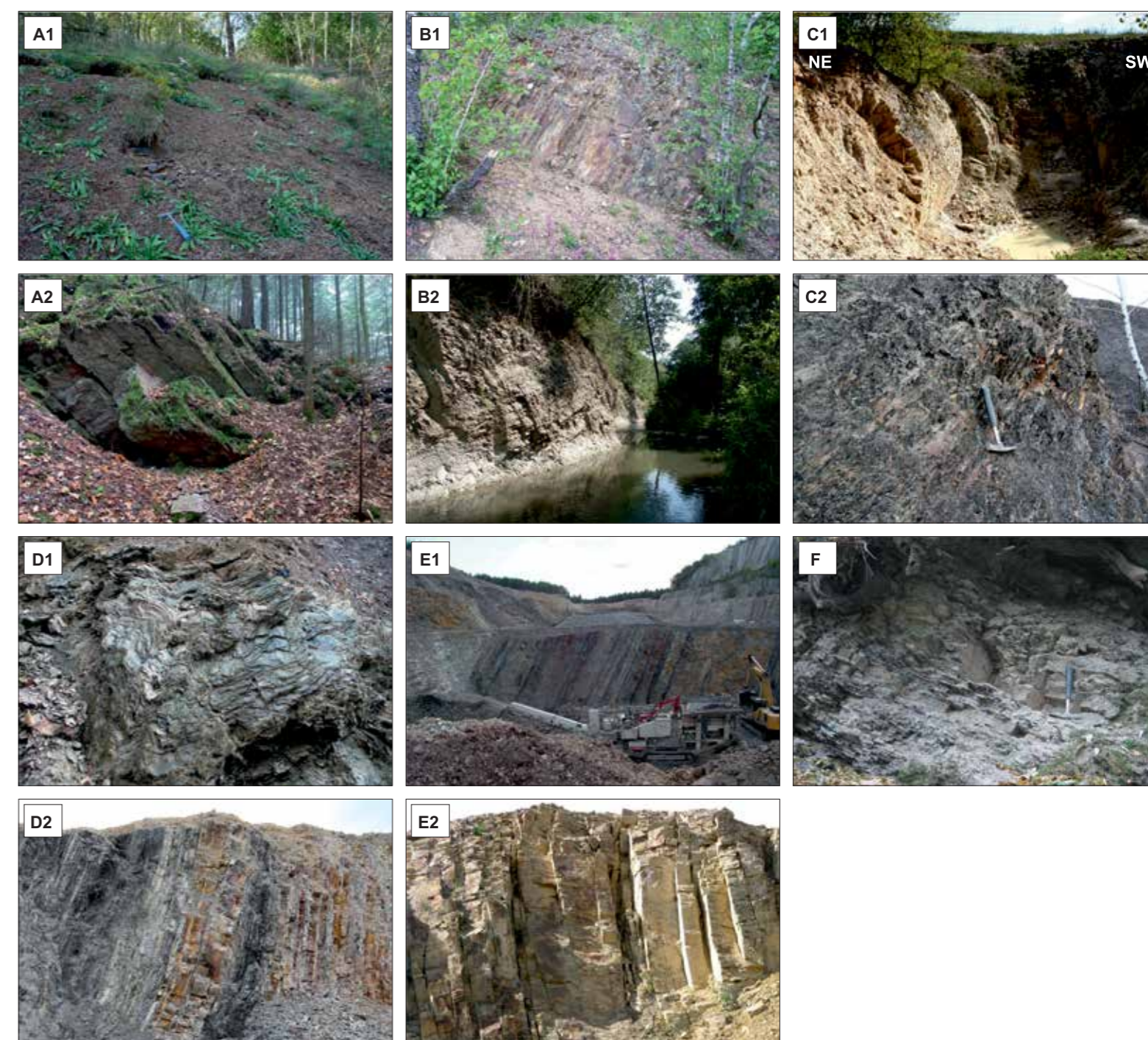


FIG. 17. Odsłonięcia skał kambru reprezentujących wydzielane w Górach Świętokrzyskich formacje litostratygraficzne: A1 – łupki formacji Czarnej w Katuszowie (ogniwo łupków z Katuszowa) – stan na 2014 r. Fot. A. Żylińska; A2 – łupki formacji z Ociesek na Plebańskiej Górze w Jaworzni (ogniwo z Igrzycznej) – stan na 2021 r. Fot. D. Wieczorek; B1 – łupki formacji z Ociesek na Kapiej Górze w Wolicy (ogniwo z Igrzycznej) – stan na 2020 r. Fot. D. Wieczorek; B2 – łupki formacji z Kamięca (dolina Koprzywianki w Kamięcu) – stan na 2006 r. Fot. S. Salwa; C1 – łupki formacji ze Słowca na górze Kapustówka w Konarach – stan na 2021 r. Fot. Z. Szczepanik; C2 – łupki formacji z Gór Pieprzowych – Góry Pieprzowe, Sandomierz – stan na 2010 r. Fot. J. Malec; D1 – fyllity w obrębie formacji z Gór Pieprzowych, Kamecznica Podmachocicka – stan na 2020 r. Fot. S. Salwa; D2 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Podwiśniówka – stan na 2007 r. Fot. J. Malec; E1 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Wiśniówka Duża – stan na 2020 r. Fot. S. Salwa; E2 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Podwiśniówka – stan na 2007 r. Fot. J. Malec; F – skały formacji z Klonówki, Chabowe Doły w przełomie Lubrzanki – stan na 2010 r. Fot. J. Malec

przez Lendzion (1988) luki stratygraficznej analogicznej do tej, jaka została rozpoznana w profilach kambru obniżenia bałtyckiego w północnej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Obecność tej luki została jednak zakwestionowana w efekcie badań mikroflory akritarchowej (Szczepanik, 2015b). We wszystkich głębokich wierceniach wykonanych na obszarze bloku Narol–Biłgoraj rozpoznano miększe serie furongu. Skały te są z reguły zaburzone tektonicznie i nigdzie nie zostały przewiercone. Reprezentowane są przez kompleksy heterolitytów piaskowcowo-mułowcowych z pakietami piaskowców kwarcytowych w spągu i skał iltowcowo-mułowcowych w stropie (najwyższy furung). Sukcesja ta przypo-

mina sekwencję kambru łysogórskiego, choć niewątpliwie kompleksy heterolitytowe wydają się być specyficzne dla bloku Narol–Biłgoraj.

2.2.2. Litostratygrafia

Mięszki kompleks skał terygenicznych kambru, nawiercony na bloku Narol–Biłgoraj, nie został do tej pory ujęty w żadną formalną jednostkę litostratygraficzną. W literaturze geologicznej używano dla tych skał roboczych wydzieleni (warstwy z Narola 1 i Narola 2

TAB. 5. Biozonacja akritarchowa, zespoły charakterystycznych taksonów i ich definicje w utworach kambru Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Definicja	Występowanie	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
M-XII (Szczepanik, 2009)	zasięg <i>Arbusculidium destombesii</i>	formacja z Brzeziniek: strop sekwencji kambryjskich w otworach: Wilków 1, Daromin IG 1, Jeleniów PIG 1; warstwy z Narola: otwory Narol IG 1 i Narol PIG 2 (Szczepanik, 2009, 2015a, b)	ściśle pogranicze furongu i tremadoku – nie można wykluczyć obecności najniższego tremadoku (Szczepanik, 2009, 2015a, b)	liczny i bardzo zróżnicowany zespół mikroflorystyczny z szeregiem charakterystycznych taksonów ściśle pogranicza kambr/ordowik; występuje w wielu rejonach świata (Vanguestaine, 1974; Martin, Dean, 1981, 1988; Vanguestaine, van Looy, 1983; Volkova, 1990; Vecoli, 1990; Parsons, Anderson, 1996, 2000)
M-XIb (Szczepanik, 2009)	FAD* <i>Arbusculidium cf. Arb. polyopus</i>	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2 głęb. 3000,0–3015,0 m; formacja z Brzeziniek i formacja z Lenarczyc: otwór Lenarczyce PIG 1 głęb. 39,7–135,0 m (współwystępowanie z M-XIa), (Szczepanik, 2009, 2015b)	furong górny – pogranicze nadpoziomów <i>Peltura</i> i <i>Acerocarina</i> (Szczepanik, 2009, 2015b).	na Nowej Fundlandii zespoły akritarch <i>RA7a–RA8</i> odpowiadające tej mikroflorze współwystępują z trylobitami najwyższych podpoziomów poziomu <i>Peltura scarabaeoides</i> oraz niższych poziomów nadpoziomu <i>Acerocare</i> (Parsons, Anderson, 2000)
M-XIa (Szczepanik, 2009)	FAD i liczna obecność <i>Acanthodiadromium snookense</i>	formacja z Ameliówki: odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa; otwory: Wilków 1 głęb. 856,0–946,5 m; Daromin IG 1 głęb. 406,0 m; fm. z Brzeziniek: otwór Lenarczyce PIG 1 głęb. 39,7–135,0 m; warstwy z Narola: otwór Narol IG 1 głęb. 3286,5–3295,0 m (Szczepanik, 2009, 2015a, b), furong – niższa i środkowa część poziomu <i>Peltura scarabaeoides</i>	furong górny – w otworze Wilków IG 1 rozpoznano współwystępujące z mikroflorą trylobity podpoziomu <i>Ctenopyge linnarsoni</i> poziomu <i>Peltura scarabaeoides</i> (Żylińska, 2002)	<i>Acanthodiadromium snookense</i> jest taksonem przewodnim dla poziomu RA6b na Nowej Fundlandii (Parsons, Anderson, 2000); na Nowej Fundlandii zespół zawierający tę palinomorę występuje z trylobitami niższej i środkowej części poziomu <i>Peltura scarabaeoides</i>
M-X (Szczepanik, 2009)	liczne występowanie: wielkie akritarchy <i>Solisphaeridium</i> sp. 1, 2 oraz <i>Gigadiadromium</i> div. sp.	formacja z Ameliówki: odsłonięcie Chabowe Doly – młyn (Szczepanik, 2009)	furong – wyższa część poziomu <i>Peltura minor</i> – podpoziomów <i>Ctenopyge tumida</i> i <i>C. affinis</i> (Żylińska, 2002)	unikalny zespół, prawdopodobnie związany z lokalnymi doskonałymi warunkami bytowania mikroflory. Nie udało się odnaleźć analogicznych asocjacji na innych obszarach występowania skał kambryjskich. Bogaty zespół trylobitowy pozwala na precyzyjne określenie wieku skał
M-IX (Szczepanik, 2009)	liczne: <i>Polygonium</i> , <i>Solisphaeridium</i> , <i>Actinotodissus</i> , wśród których bardzo często występuje <i>Dasydiadromium obsonum</i>	formacja z Ameliówki: otwór Zabłocie IG 1 (głęb. 222,1–229,0 m), Lisie Jamy w przelomie Lubrzanki w Machocicach; warstwy z Narola: otwór Narol IG 1, głęb. 3321,0 m (Szczepanik i in., 2004b; Szczepanik, 2009, 2015b)	furong – poziom <i>Protopeltura praecursor</i> . Na podstawie lokalnych danych trylobitowych (Żylińska, 2002)	w obu profilach świętokrzyskich, w których rozpoznano poziom akritarchowy M IX znaleziono trylobity wskazujące obecność poziomu <i>Protopeltura praecursor</i> . Bardzo podobny zespół akritarch <i>RA5</i> rozpoznano na Nowej Fundlandii (Parsons, Anderson, 2000), gdzie również rozpoznano zbliżony wiekowo zespół trylobitowy (Parsons, Anderson, 2000)
M-VIII (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Actinotodissus achrasii</i> poziom rozkwitu <i>Trunuclomarium revinium</i>	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3159,0–3114,0 m, otwór Narol IG 1 w próbcie z głęb. 3336,0 m (Szczepanik, 2015b)	furong – odpowiednik wyższej części poziomu <i>Parabolina spinulosa</i> , być może także nadpoziomu <i>Leptoplastus</i> [na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Martin, Dean (1981, 1988)]	z uwagi na bardzo charakterystyczny skład taksonomiczny, asocjacja tego zespołu łatwa do zidentyfikowania na wielu obszarach występowania skał furongu (Vanguestaine 1974; Volkova, 1990; Parsons, Anderson, 2000); jedyne profile, gdzie te poziomy mają dobrą dokumentację makrofaunistyczną, znajdują się na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988); dane te wskazują na pogranicze poziomów <i>Parabolina spinulosa</i> i <i>Leptoplastus</i>
M-VII (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Ninadiadromium caudatum</i>	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6–3490 m (Szczepanik, 2015b)	furong – odpowiednik wyższej części poziomu <i>P. spinulosa</i> (na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Martin i Dean, 1981, 1988)	zespół zony M-VII najlepiej koreluje się ze strefą przejściową pomiędzy mikroflorą A3a i A3b; liczny i bogaty zespół trylobitowy z Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988) pozwala w sposób wiarygodny umieścić pogranicze tych poziomów w pobliżu granicy poziomów trylobitowych <i>Parabolina brevispina</i> i <i>P. spinulosa</i> (w obrębie nadpoziomu <i>Parabolina spinulosa</i>) (Parsons, Anderson, 2000)
M-VI (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Vulcanisphaera africana</i>	formacja z Wiśniówki: północna ściana kamieniołomu Wiśniówka Wielka (Żylińska i in., 2006); warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6–3490 m (Szczepanik, 2015b)	furong – odpowiednik poziomu <i>Parabolina brevispina</i> w niższej części nadpoziomu <i>Parabolina</i> . Na podstawie lokalnych danych trylobitowych (Żylińska, 2002; Żylińska i in., 2006)	w odsłonięciu Wiśniówka Duża rozpoznano trylobit <i>Protopeltura aciculata</i> (Żylińska i in., 2006). Jest on przewodniący dla poziomu <i>Parabolina brevispina</i> w nadpoziomie <i>Parabolina spinulosa</i> ; zespół akritarchowy tej zony koreluje się z biozoną A3a, rozpoznaną na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988)
M-V (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Vulcanisphaera turbata</i> , zdecydowany spadek liczby form <i>Timofeevia lancarae</i>	formacja z Wiśniówki: kamieniołom Wiśniówka Wielka (Żylińska i in., 2006), warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3490–3544 m (Szczepanik, 2015b)	dolny furong odpowiednik nadpoziomów <i>Glyptagnostus reticulatus–Olenus</i> [na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Parsons, Anderson (2000); Żylińska i in., (2006)]	podobne zespoły mikroflory rozpoznano na Nowej Fundlandii na pograniczu zon A2 i A3 z uwagi na spadek liczebności populacji <i>Timofeevia lancarae</i> oraz jednoczesne pojawienie się form o charakterze pośrednim pomiędzy <i>Vulcanisphaera turbata</i> i <i>V. africana</i> (Martin, Dean, 1988). Mikroflora ta występuje w profilu nieco powyżej stanowisk makrofauny dokumentujących nadpoziom <i>Homagnostus obesus</i> , a poniżej skał zawierających skamieniałości przewodnie dla poziomu <i>Parabolina spinulosa</i>
M-IV (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Vulcanisphaera spinullifera</i> , która występuje licznie z <i>T. lancarae</i>	formacja z Wiśniówki: kamieniołomy Podwiśniówka i Wiśniówka Mała (Żylińska i in. 2006); warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3544–3650 m (Szczepanik, 2015b)	najniższy furong, pogranicze miaoling–furong, być może najwyższy miaoling (Żylińska i in., 2006)	w otworze wiertniczym Narol PIG 2, w skałach zawierających zespół akritarchowy poziomu M-IV na głęb. 3649,0 m znaleziono trylobity <i>Homagnostus obesus</i> i <i>Olenus transversus</i> (Lendzion w: Jendryka-Fuglewicz 1995). Formy te są przewodnie dla najniższego nadpoziomu trylobitowego furongu: <i>Glyptagnostus reticulatus</i> ; zespół wykazuje duże podobieństwo do zespołu WK1 kratonu wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990), poziomu A2 Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981)
M-III (Szczepanik, 2009)	FAD <i>Timofeevia phosphoritica</i> i <i>T. cf. lancarae</i> , zanik akritarch z rodzaju <i>Elliasium</i>	formacja z Gór Pieprzowych: Marcinkowice k. Opatowa, kamecznica podmachocicka w Lysogórach (Szczepanik, 2001, 2009)	miaoling – wyższa część poziomu <i>Paradoxides paradoxissimus</i> i poziom <i>Paradoxides forchhammeri</i> (Szczepanik, 2001, 2009)	poziom wykazuje bardzo dobrą korelację z kompleksem akritarchowym SK2, wyróżnionym przez Volkovą (1990) na obszarze synekliny moskiewskiej, gdzie w jego stropie znaleziono trylobity dokumentujące obecność nadpoziomu trylobitowego <i>Paradoxides forchhammeri</i> (Volkova, 1990). Spagowa część zony A2 na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988), gdzie jest datowana trylobitami na nadpoziom <i>Par. forchhammeri</i>
M-II (Szczepanik, 2009)	liczna obecność <i>Cristallinium cambriense</i> w asocjacji z <i>Elliasium llaniscum</i> , <i>Heliosphaeridium</i> div. sp., <i>Retisphaeridium</i> div. sp., <i>Cymatospaera</i> div. sp.	formacja z Gór Pieprzowych: okolice Sandomierza i wiercenia w okolicach Jurkovic k. Opatowa (Szczepanik, 2001, 2009); warstwy z Kobiernik: odsłonięcie w Lenarczycach (Żylińska, Szczepanik, 2009)	niższa część miaoling. Poziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> (wyższa część) i niższa część <i>Paradoxides paradoxissimus</i> . Szeroki zasięg stratygraficzny (Żylińska, Szczepanik, 2009)	popularny zespół asocjacji <i>Elliasium–Cristallinium</i> rozpowszechniony w bardzo wielu profilach na świecie, korelowany z zoną SK-1 na platformie wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990; Moczyłowska, 1991); także zony BAMA VIII, IX na Górnym Śląsku (Jachowicz-Zdanowska, 2013); na Nowej Fundlandii zespół o podobnym charakterze reprezentuje mikroflorę A0 i jest datowany za pomocą trylobitów na środkową część nadpoziomu <i>Paradoxides paradoxissimus</i> (Martin, Dean, 1984)
M-I (Szczepanik, 2009)	współwystępowanie <i>Skiagia insignis</i> i <i>Adara alea</i>	warstwy z Kobiernik: otwór Lenarczyce PIG 1 (Żylińska, Szczepanik, 2009)	pogranicze 2 oddziału kambru i miaoling (Żylińska, Szczepanik, 2009)	zespół o charakterze przejściowym pomiędzy zespołami 2 oddziału kambru i miaoling; najbardziej podobny do zespołów piętra Kibart na obszarze Litwy. Unikalny zespół o cechach mieszanych, ale już z obecnością form uznawanych za przewodnie dla miaoling (Volkova, Kiryanov, 1995)
<i>Volkovia dentifera–Liepaina plana</i> (Moczyłowska, 1991)	pojawienie się po raz pierwszy form indeksowych, zanik powszechnie wcześniej występujących form <i>Skiagia</i>	formacja z Kamieńca: odsłonięcie w stratotypowym profilu w Kamieńcu, otwór Zaręby IG 2 (Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2019)	kambr protolenusowy – piętro 4, 2 oddział kambru (Żylińska, Szczepanik, 2009)	w obu stanowiskach, w jakich znaleziono zespół akritarchowy tej zony, są obecne przewodnie trylobity poziomu <i>Protolenus</i> (Żylińska, Szczepanik, 2009); unikalna w skałi całego świata możliwość korelowania zonacji trylobitowych i akritarchowych, w tym fragmentie profilu
<i>Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa</i> (Moczyłowska, 1991)	obok <i>Skiagii</i> pojawiają się nowe formy: <i>Parnasphaeridium implicatum</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Polygonium</i> sp. i <i>Multisphaeridium</i> sp.	formacja z Ociesek: centralna i wschodnia część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, Żylińska, 2012)	oddział 2 – pogranicze piętra 3 i 4 (Szczepanik, 2009)	skały zawierające ten zespół akritarchowy zawierają także trylobity poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> ; liczne profile skał dolnokambryjskich na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej i wielu innych obszarów na świecie
<i>Skiagia omata–Fimbriaglomerella membranacea</i> (Moczyłowska, 1991)	pojawienie się zróżnicowanych morfologicznie i licznych form z rodzaju <i>Skiagia</i> . Maksimum rozwojowe populacji tego rodzaju	formacja Czarnej: wyższa część profilu Katuszów–Jasień (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021); kambr w dolinie chęcińskiej (Skolimowska, 2023)	pogranicze terenew – 2 oddział kambru – niższa część 3 piętra kambru (Szczepanik, Żylińska, 2021)	prawdopodobnie skały reprezentują pogranicze terenewu i 2 oddziału kambru; brak danych trylobitowych uniemożliwia bardziej precyzyjną korelację; liczne profile skał dolnokambryjskich na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej i wielu innych obszarów na świecie
<i>Fimbriaglomerella membranacea–Globosphaeridium cerinum</i> (Szczepanik, Żylińska, 2021)	współwystępowanie obu indeksowych taksonów. Bez obecności jakichkolwiek form z rodzaju <i>Skiagia</i> , które pojawiają się później w profilu	formacja Czarnej: Katuszów (skarpa z rzeką), częściowo także w odsłonięciach na południe od Katuszowa (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021)	terenew – wyższa część (Szczepanik, Żylińska, 2021)	zespół o charakterze przejściowym pomiędzy zonami <i>S. omata–F. membranacea</i> i <i>A. tornatum–C. velvetum</i> ; brak analogicznych zespołów w znanych profilach
<i>Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum</i> (Moczyłowska, 1991)	współwystępowanie obu indeksowych taksonów. Pojawienie się rodzajów <i>Pulvinosphaeridium</i> , <i>Variosphaeridium</i>	formacja Czarnej: otwór Zbrza PIG 2 oraz odsłonięcia na południe od Katuszowa (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021)	terenew (środkowa część) – pogranicze fortunu i 2 piętra kambru (Szczepanik, Żylińska, 2021)	profile terenewu na lubelskim sklonie i innych obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Paškevičiene, 1980; Moczyłowska, 1991; Volkova i in., 1983); obecność formy przewodniej <i>Pulvinosphaeridium antiquum</i> pozwala na jednoznaczne zaliczenie skał do terenewu

* FAD (ang. first appearance datum) – pierwsze pojawienie się

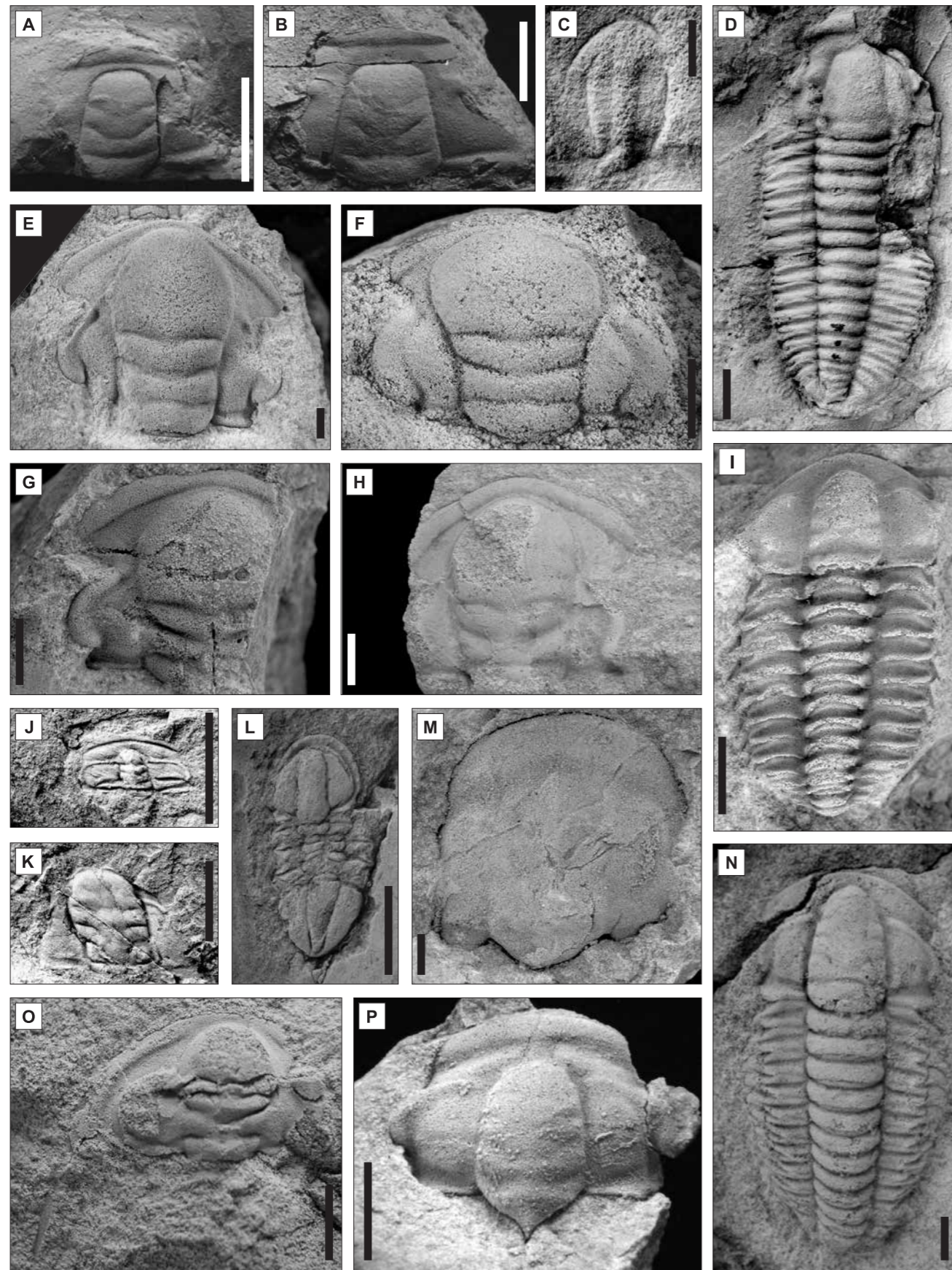


FIG. 18. Trylobity z utworów kambru Gór Świętokrzyskich: **A** – *Parabolina (Neoparabolina) frequens* (Barrande), otwór Bukowiany 1a, głęb. 238–243 m, furong, nadpoziom *Acerocarina*, formacja z Brzezinek; **B** – *Leptoplastides latus* (Tomczykowa), otwór Jeleniów 3, głęb. 160 m, furong, formacja z Brzezinek; **C** – *Protopeltura aciculata* (Angelin), kamieniołom Wiśniówka Duża, furong, nadpoziom *Olenus* – poziom *Parabolina spinulosa*, poziom *Parabolina brevispina* formacja z Wiśniówki; **D** – *Aphelaspis rara* (Orłowski), kamieniołom Wiśniówka Duża, furong, nadpoziom *Olenus* – poziom *Parabolina spinulosa*, poziom *Parabolina brevispina* formacja z Wiśniówki; **E** – *Acadoparadoxides slowieciensis* (Czarnocki w: Orłowski, 1965), góra Słowic, miaoling, poziom *Acadoparadoxides slowieciensis*–*Hydrocephalus? polonicus*, formacja ze Słowca; **F** – *Hydrocephalus? polonicus* (Czarnocki w: Orłowski, 1965), góra Słowic, miaoling, poziom *Acadoparadoxides slowieciensis*–*Hydrocephalus? polonicus*, formacja ze Słowca; **G** – *Acadoparadoxides kozłowskii* (Orłowski), MWGUW ZI/29/3210, Jugoszwów, pogranicze oddziału 2 i miaoling, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi*–*Acadoparadoxides kozłowskii*, formacja z Usarzowa; **H** – *Acadoparadoxides samsonowiczi* (Orłowski), Sternalice, pogranicze oddziału 2 i miaoling, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi*–*Acadoparadoxides kozłowskii*, formacja z Usarzowa; **I** – *Latingaspis samsonowiczi* (Orłowski), Jugoszwów, pogranicze oddziału 2 i miaoling, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi*–*Acadoparadoxides kozłowskii*, formacja z Usarzowa; **J** – *Protolenus (Hupeolenus) czarnockii* Orłowski et Bednarczyk, otwór Zareby 2, głęb. 1336,5–1337,0 m, oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **K** – *Strettonia cobboldi* Orłowski et Bednarczyk, otwór Zareby 2, głęb. 1336,5–1337,0 m; oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **L** – *Serrodiscus primarius* Orłowski, Kamieniec zapora, oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **M** – *Kingaspidoideus sanctacrucei* (Czarnocki), Widelki–Lapigrosz; oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, formacja z Ociesek; **N** – *Protolenus (Protolenus) expectans* Orłowski, Nowa Łagowica, oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **O** – *Holmia marginata* Orłowski, Igrzyczna, oddział 2, poziom *Holmia*–*Schmidtellus*, formacja z Ociesek; **P** – *Streneuella polonica* Czarnocki, Leśniakowa Dębina, oddział 2, poziom *Holmia*–*Schmidtellus*, formacja z Ociesek. Skala liniowa 0,5 cm. Fotografie autorstwa A. Żylińskiej zamieszczone w publikacjach w *Acta Geologica Polonica*: **A–D** – Żylińska (2001); **E–F** – Nowicki, Żylińska (2021); **G–N** – Żylińska, Szczepanik (2009); **O–P** – Żylińska (2013) wykorzystano dzięki zgodzie autorki i redakcji wydawnictwa – za co autorzy wyrażają serdeczne podziękowania

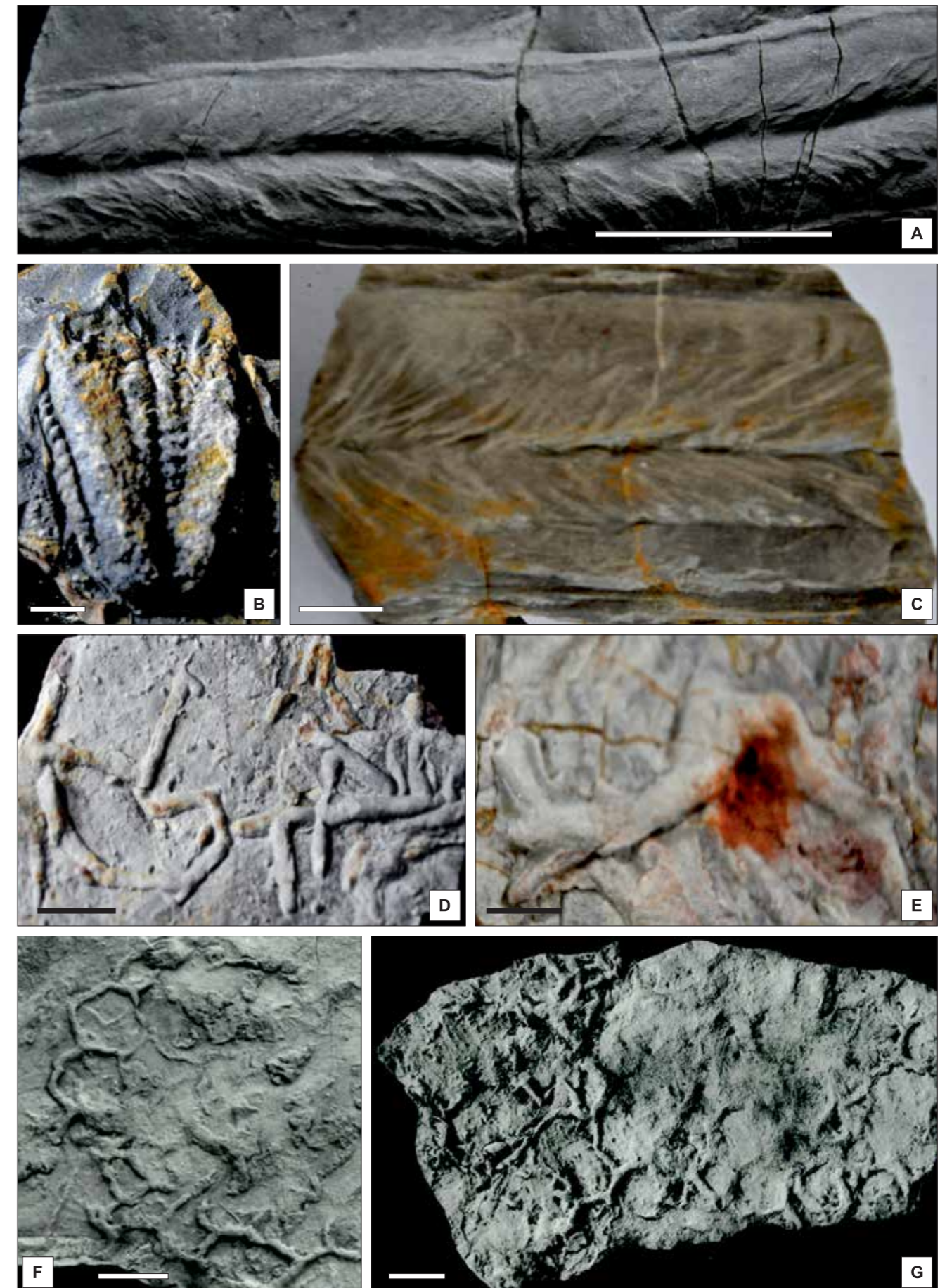


FIG. 19. Skamieniałości śladowe z utworów kambru Gór Świętokrzyskich – przykładowe ichnogatunki: **A** – *Cruziana semiplicata* Salter, MUZ PIG 1689.II.57, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **B** – *Rusophycus polonicus* Orłowski, Radwański et Roniewicz, MUZ PIG 1689.II.56, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **C** – *Cruziana semiplicata* Salter, MUZ PIG 1716.II.26, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **D** – *Treptichnus rectangularis* Orłowski et Żylińska, MUZ PIG. 1689. II. 62, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **E** – *Treptichnus pedum* (Seilacher), MUZ PIG. 1819. II. 4, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **F** – *Paleodictyon majus* Meneghini, MUZ PIG.1556.II.1 kambr, oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, Zbelutka–Kędziorka, formacja z Ociesek; **G** – *Paleodictyon* isp. MUZ PIG.1556.II.3, kambr, oddział 2, poziom *Protolenus*–*Issafeniella*, Zbelutka–Kędziorka, formacja z Ociesek. Skala liniowa 1 cm; okazy **A–E** – blok łysogórski; okazy **F–G** – kieleckie pasmo fałdowe. Wszystkie fotografie i układ planszy autorstwa J. Paczeńskiej

– Jaworowski, Sikorska, 2006; warstwy z Narola – Wagner, 2008). W zgeneralizowanym dla całego bloku profilu skał kambrskich indywidualizuje się kilka skalnych kompleksów, które niewątpliwie zasługują na wydzielenie ich jako samodzielnych jednostek litostratygraficznych.

Są to, w kolejności stratygraficznej, pakiet heterolito-mułowcowy nawiercony w spągu wiercenia Narol PIG 2, kompleks z dużym udziałem mięszych ławic piaskowców, mięszy kompleks heterolito-wy i w stopie pakiet ilowców pogranicza furongu i tremadoku (fig. 21).

2.2.3. Biostratygrafia

Występowanie skał kambrskich w rejonie Narola udowodniono przez udokumentowanie obecności trylobita oznaczonego przez Pawłowskiego (1992) jako *Parabolina spinulosa* w profilu otworu wiertniczego Dyle IG 1. W wierceniu Narol PIG 2 trylobity stwierdzono w spągu (głęb. 3649 m), gdzie rozpoznano także taksony: *Homagnostus obesus* i *Olenus* (Jendryka-Fuglewicz, 1995, 2015), co pozwoliło zaliczyć całą sekwencję kambrską tego wiercenia do furongu. Trzeba jednak zauważyć, że w tym samym profilu, na głęb. 3504–3515 m, Jendryka-Fuglewicz (2015) znalazła trylobita *Agnostus pisiformis*, którego obecność mogłaby wskazywać na najmłodszy poziom miaoling. Tymczasem nie ma żadnych przesłanek tektonicznych wskazujących na odwrócenie serii skalnej w profilu tego otworu. Wyniki badań trylobitów w rejonie Narola wymagają zatem prac rewizyjnych. Liczne, chociaż nie najlepiej zachowane trylobity, wskazujące na obecność skał najwyższego furongu, zostały odnalezione w kompleksach ilowco-

wych, podścielających skały ordowickie w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 (Leszczyński i in., 2015).

W profilach otworów wiertniczych (Narol IG 1, Narol PIG 2) rozpoznano liczne, bogate i zróżnicowane zespoły kambrskiej mikroflory akritarchowej (Szczepaniak, 2015b). Można w nich prześledzić charakterystyczną sekwencję pojawiania się zespołów palinomorfu opisywaną z innych regionów, w szczególności zaś z profili furongu Nowej Fundlandii. Rozpoznane na bloku Narol–Biłgoraj zespoły palinomorfu wykazują wielkie podobieństwo do równoległych asocjacji mikroflory z Gór Świętokrzyskich. W wierceniach z okolic Narola stworzono regionalny schemat biostratygraficzny o doskonałej korelacji z obszarem Gór Świętokrzyskich (tab. 5; fig. 21). W przeciwieństwie do obszaru łysogórskiego, profile okolic Narola prezentują pełen profil furongu – od najstarszych zespołów pogranicza miaoling i furongu po pogranicze tego ostatniego z tremadkiem. Duża dynamika ewolucji mikrofitoplanktonu w furongu pozwoliła na wydzielenie 10 poziomów (M-IV–M-XII), ich definicji i charakterystykę (fig. 21, 22). Poziomy te dobrze koreluje się nie tylko z profilem kambru platformy wschodnioeuropejskiej (np. Volkova, 1990), ale także Nowej Fundlandii i innymi obszarami występowania skał furongu na świecie: Olandii (np. Di Mila i in., 1989) i północnej Norwegii (Welsch, 1986), paleozoicznych masywów francusko-belgijskich (np. Vanguetaine, 1974), obszaru śródziemnomorskiego (np. Albani i in., 2006), a także arktycznych obszarów Rosji (Moczydłowska, Stockfors, 2004). Szczególnie istotne dla problematyki regionalnej stratygrafii skał kambrskich jest współwystępowanie charakterystycznego zespołu mikroflory M-IV z trylobitami *Homagnostus obesus* i *Olenus* (Jendryka-Fuglewicz, 1995). Pozwoliło to na pośrednie określenie wieku najstarszych skał furongu w Górach Świętokrzyskich.

FIG. 20. Zespoły akritarchowe z utworów kambru Gór Świętokrzyskich – przykładowe gatunki:

ZESPÓŁ A: A – *Pulvinosphaeridium antiquum* Paškevičienė, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 20,3 m; B – *Variosphaeridium sanctacrucensis* Szczepaniak, Żylińska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 50,7 m; C – *Comasphaeridium agglutinatum* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 20,2 m; D – *Pterospermella velata* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 63,0 m; E – *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 57,0 m; F – *Granomarginata prima* Naumova, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 51,2 m; G – *Asteridium tornatum* (Volkova), Kotsuzów, odsłonięcie na południe od wsi;

ZESPÓŁ B: A – *Lophosphaeridium dubium* (Volkova), otwór Ostrówka P1, głęb. 23,0 m; B – *Globosphaeridium cerinum* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; C – *Fimbriaglomerella membranacea* (Kiryanov), Kotsuzów, odsłonięcie na południe od wsi; D – *Granomarginata squamacea* Volkova, otwór Zbrza PIG 1, głęb. 128,0 m; E – *Pterospermella vitalis* Jankauskas, Kotsuzów, odsłonięcie na południe od wsi; F – *Aliumella baltica* Vanderflit, Kotsuzów, odsłonięcie „za mostem”; G – *Asteridium lanatum* (Volkova), Kotsuzów, odsłonięcie „za mostem”;

ZESPÓŁ C: A – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Ostrówka P1, głęb. 23,0 m; B – *Skiagia ornata* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; C – *Skiagia cf. scotica* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; D – *Skiagia cf. pura* Moczydłowska, Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; E – *Skiagia compressa* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; F – *Ichnosphaera sp.*, Chęciny, estakada drogi ku Brzeziniom; G – *Ichnosphaera delicata* Jachowicz-Zdanowska, Nowa Łagowica stary łom;

ZESPÓŁ D: A – *Skiagia ciliosa* (Volkova), Nowa Łagowica stary łom; B – *Skiagia ciliosa* (Volkova), Nowa Łagowica stary łom; C – *Polygonium sp.* odsłonięcie „dąb” k. Klimontowa; D – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), odsłonięcie „dąb” k. Klimontowa; E – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), Nowa Łagowica stary łom; F – *Skiagia brachyspinosa* (Kiryanov), Kamieniec odsłonięcie „tamka”;

ZESPÓŁ E: A – *Lophosphaeridium variabile* Volkova, otwór Zaręby 2, głęb. 1367,0 m; B – *Leiovalia tenera* Kiryanov, Kamieniec odsłonięcie „tamka”; C – *Volkovia dentifera* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; D – *Celtiberium dedalinum* Fombella, otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; E – *Liepaina sp.*, otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; F – *Heliosphaeridium cf. notatum* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; G – *Eklundia varia* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m;

ZESPÓŁ F: A – *Liepaina plana* Yankauskas et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; B – *Skiagia insignis* (Fridrichsone), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; C – *Adara alea* Martin, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; D – *Eliasium cf. Ilaniscum* Fombella, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; E – *Comasphaeridium silesiense* Moczydłowska, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 132,5 m; F – *Comasphaeridium longispinosum* Hagenfeldt, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 136,2 m;

ZESPÓŁ G: A – *Eliasium Ilaniscum* Fombella, Lenarczyce odsłonięcie k. zbiorników wodociagowych; B – *Eliasium Ilaniscum* Fombella, otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; C – *Cristallinium cambriense* (Slavikova), Lenarczyce, odsłonięcie k. zbiorników wodociagowych; D – *Cristallinium cambriense* (Slavikova), otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; E – *Comasphaeridium silesiense* Moczydłowska, Lenarczyce, odsłonięcie k. zbiorników wodociagu; F – *Heliosphaeridium notatum* (Volkova), otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; G – *Retisphaeridium dichamerum* Staplin, Jansonius et Pockok, otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; H – *Cristallinium ovillense* (Cramer et Diez), otwór Kobylanki 1, głęb. 26,5 m; I – *Celtiberium sp.*, otwór Kobylanki 1, głęb. 26,5 m;

ZESPÓŁ H: A – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, odsłonięcie Marcinkowice; B – *Timofeevia cf. estonica* Volkova, odsłonięcie Marcinkowice; C – *Timofeevia cf. lancarae* (Cramer et Diez), odsłonięcie Marcinkowice; D – *Cristallinium randomense* (Martin), odsłonięcie Marcinkowice; E – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, otwór Kobylanki 1, głęb. 25,5 m; F – *Cymatiosphaera cramerii* Slavikova, odsłonięcie „Kamecznica Podmachocicka”;

ZESPÓŁ I: A – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), kamieniołom Podwiśniówka; B – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), kamieniołom Wiśniówka Mała; C – *Vulcanisphaera spinulifera–tutbata* (forma przejściowa), kamieniołom Wiśniówka Mała; D – *Pirea orbicularis* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Mała; E – *Stelliferidium cf. magnum* Palacios, kamieniołom Wiśniówka Mała; F – *Cymatigalea velifera* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Mała;

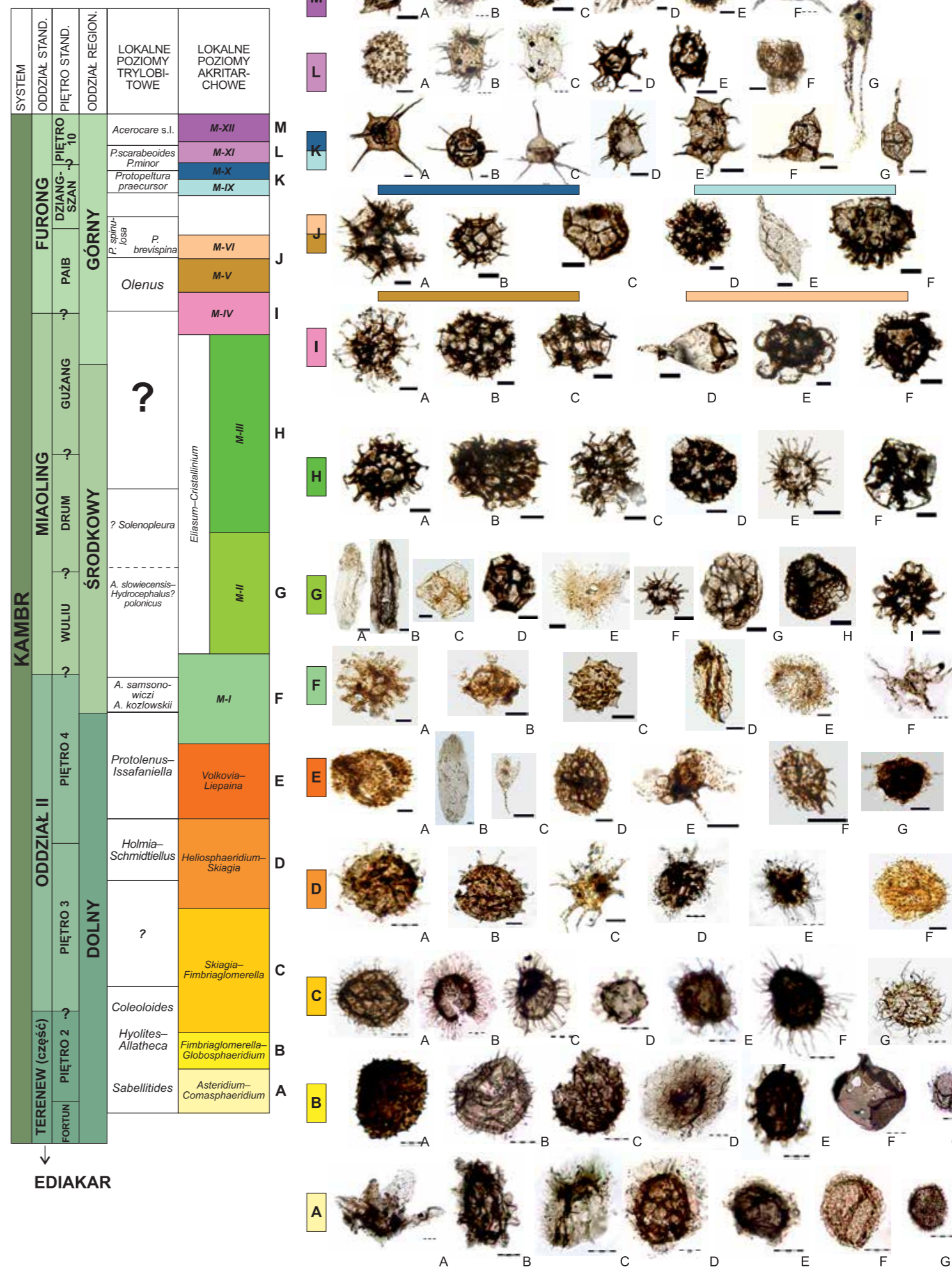
ZESPÓŁ J: A – *Vulcanisphaera turbata* Martin, kamieniołom Wiśniówka Duża; B – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), kamieniołom Wiśniówka Duża; C – *Cymatigalea cf. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; D – *Vulcanisphaera tutbata–africana* (forma przejściowa), kamieniołom Wiśniówka Duża; E – *Poikilofusa sp.*, kamieniołom Wiśniówka Duża; F – *Cymatigalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża;

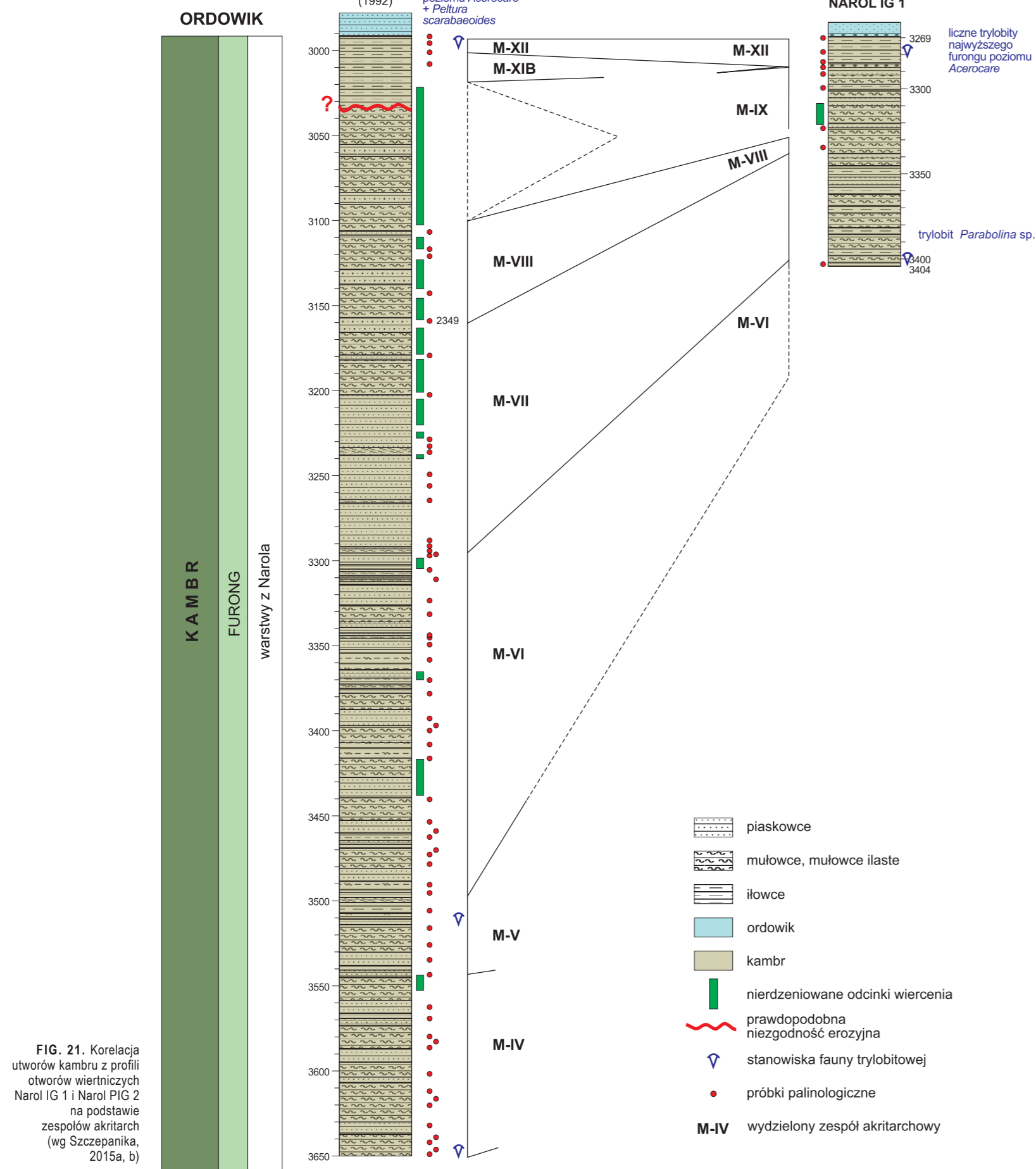
ZESPÓŁ K: A – *Solisphaeridium mutabile* (Di Milia et al.), odsłonięcie Chabowe Doly; B – *Solisphaeridium lucidum* (Deunff), odsłonięcie Chabowe Doly; C – *Gigadiacrodium martiniae* (Pittau 1985), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 132,2 m; D – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; E – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; F – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; G – *Lustia sp.*, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m;

ZESPÓŁ L: A – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anders, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 134,5 m; B – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 131,7 m; C – *Arbusculidium cf. A. polypus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; D – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; E – *Nellia sukatschevii* (Timofeev), otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; F – *Elenia armillata* (Vanderliff) odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; G – *Arbusculidium perlongum* Di Milia, Ribecai, Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m;

ZESPÓŁ M: A – *Arbusculidium destombesii* Deunff, otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; B – *Vulcanisphaera simplex* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel and Vachey, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; C – *Acanthodiacrodium cf. angustum* (Downie), otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; D – *Baltisphaeridium capillatum* (Naumova), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 42,5 m; E – *Athabascella sp.*, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; F – *Ruvalia sp.*, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 39,7 m.

Skala liniowa 10 µm





Blok małopolski

3.1. REGION KIELECKI – KIELECKIE PASMO FAŁDOWE

Zbigniew Szczepanik

3.1.1. Wstęp

Region kielecki jest zlokalizowany w północnej części bloku małopolskiego, powszechnie uznawanego za niezależny blok skorupy ziemskiej usytuowany w obrębie szeroko rozumianej strefy szwu transeuropejskiego (TESZ). W literaturze geologicznej, przy omawianiu problematyki facjalnej i stratygraficznej, ten obszar jest nazywany regionem kieleckim, a przy rozważaniu zagadnień tektonicznych – kielecką strefą fałdów (Żelaźniewicz i in., 2011). W wypadku skał kambryjskich, podział ten ma charakter arbitralny, wynikający jedynie z tradycji. Skały kambryjskie tworzą ciągły – obejmujący oba regiony: kielecki i łysogórski – kompleks stratygraficzno-litologiczny, w którym od południa ku północy odsłaniają się kolejno, w porządku stratygraficznym, coraz to młodsze utwory, obejmując w sumie prawie pełny profil kambru – od środkowego terenu po najwyższy furong (fig. 15, 16). Po obu stronach uskoku świętokrzyskiego występują w większości skały różnego wieku, których nie można ze sobą porównywać (Michniak, Orłowski, 1963), a równoległe osady występujące na pograniczu obu tych regionów wykazują wyraźne podobieństwo do siebie (Szczepanik i in., 2004a, 2005; Trela i in., 2006). Przy stosowaniu podziału na dwa regiony problemem jest określenie ich zasięgów lateralnych. Tradycyjnie za granicę między regionami: kieleckim i łysogórskim jest uznawana linia głównego uskoku świętokrzyskiego (fig. 15), ale jej przebieg we wschodniej części regionu nie został jednoznacznie ustalony. W efekcie, przy rozgraniczeniu obydwu regionów niejasna staje się pozycja łupków formacji z Gór Pieprzowych w rejonie Sandomierza (Orłowski, 1975a). Analiza litologii i środowiska sedimentacji łupków z Gór Pieprzowych (Przewłocki, 2000; Malec, 2011) oraz ich wieku, stopnia deformacji tektonicznych i dojrzałości termicznej występującej w nich materii organicznej (Szczepanik, 1997, 2001, 2007), wskazuje na podobieństwo do serii skalnych typowego kambru łysogórskiego z rejonu Opatowa i południowych zboczy Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich. Dlatego też skały kambryjskie okolic Sandomierza zaliczono do regionu łysogórskiego.

3.1.2. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Blok małopolski, w którego północnej części znajduje się kambryjski basen sedimentacyjny regionu kieleckiego, jest jednostką tektoniczną o wciąż dyskusyjnej pozycji paleotektonicznej. Część badaczy uważa, że skorupa kontynentalna podścielająca sekwencję osadową jest tożsama z tą, która tworzy podłoże platformy wschodnioeuropejskiej i regionu łysogórskiego (np. Malinowski i in., 2005; Mazur i in., 2017, 2018, 2021); inni zaś twierdzą, że podłoże to ma odmienny charakter i może być związane z paleokontynentem Gondwany (np. Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017; Puziewicz i in., 2017).

Badania wieku radiometrycznego łuszczków i cyrkonów (Belka i in., 2002; Nawrocki i in., 2007) wskazują, że w niższym kambrze dominują minerały o proveniencji kadomskiej (500–600 mln lat), choć wg danych Nawrockiego i in. (2007) pojawiają się też tam łuszczki starsze (700–900 mln lat). Nieliczne dane z miaolinga wskazują na obecność mik o wieku ok. 1,5 mld lat, a w górnokambryjskich skałach z otworu Lenarczyce – o wieku pośrednim, ok. 800 mln lat. Dane z tego otworu są zbliżone do wielu danych z kambru regionu łysogórskiego, gdzie podobny wiek cechuje piaskowce z Wiśniówki (Belka i in., 2002). Sugeruje to, że obszar alimentacyjny basenu kambryjskiego w regionie kieleckim był bardzo zróżnicowany i zmieniał się w czasie. Bardzo czytelny jest jednak wpływ masywów o konsolidacji kadomskiej, co wskazuje na położenie w pobliżu obszarów związanych z orogenezą kadomską. Dane paleomagnetyczne (Nawrocki, 2003; Nawrocki i in., 2007) ze skał niższego kambru wschodniej części regionu kieleckiego wskazują, że skały powstały w basenie sedimentacyjnym wykazującym związek z paleokontynentem Bałtyki. Trzeba jednak zauważyć, że wcześniejsze interpretacje, także bazujące na danych paleomagnetycznych (Lewandowski, 1993; Lewandowski i in., 1999; Narkiewicz, 2002), sugerują, że w kambrze blok małopolski znajdował się jeszcze w pewnej izolacji od Bałtyki.

Ważne wnioski paleogeograficzne wynikają z analizy proveniencji zespołów trylobitowych. Od początku badań tej grupy jej badacze (np. Czarnocki, 1919, 1927; Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1971, 1974, 1985b, c) doszukiwali się ścisłych związków z obszarem prowincji bałtyckiej, chociaż dostrzegali także formy związane z innymi paleokontynentami (np. Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1985a). Żylińska, Masiak (2007), Żylińska i Szczepanik (2009) oraz Żylińska (2013a, b, 2019), nie negując obecności trylobitów o proveniencji bałtyckiej, zwrócili uwagę na występowanie, a często wręcz dominację, licznych ellipsocefalidów wskazujących na bliskość Awalonii i zachodniej Gondwany; zatem sedimentacja osadów kambryjskich odbywałaby się najprawdopodobniej w pobliżu Bałtyki, ale na szelfie skierowanym ku Awalonii i Gondwanie. Obecność innych niż bałtyckie taksonów trylobitowych była spowodowana przeniesieniem przez prądy morskie larwalnych form tych stawonogów.

Tego typu tendencja jeszcze silniej zaznaczyła się w skałach miaolinga. W efekcie prac rewizyjnych fauny trylobitowej z okolic Brzechowa, Stowca i Jugoszowa (Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019, 2021), taksony uznawane wcześniej za typowo bałtyckie zostały zakwalifikowane do rodzajów o gondwańskiej, a nie bałtyckiej proveniencji paleogeograficznej, a wiek zawierających je skał został ograniczony do ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolinga oraz najniższej części miaolinga. Z drugiej strony takie same „bałtyckie” trylobity zostały odnalezione w skałach bloku górnośląskiego (Orłowski, 1975b) o proveniencji awalońskiej (Nawrocki i in., 2004; Kalvoda i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009; Żylińska, 2021). Warto również zauważyć, że zespoły ramienionogów znajdowane w dolnym kambrze Gór Świętokrzyskich różnią się wyraźnie od zespołów platformy wschodnioeuropejskiej (Jendryka-Fuglewicz, 1992).

3.1.3. Litostratygrafia

Bardzo miąższy pakiet skał kambryjskich w regionie kieleckim został włączony przez Orłowskiego (1975a) w obręb formalnej jednostki litostratygraficznej – grupy świętokrzyskiej, która obejmuje także skały regionu łysogórskiego. Ten, w założeniu formalny, podział litostratygraficzny jest podstawowym podziałem używanym praktycznie przez wszystkich badaczy zajmujących się problematyką kambru świętokrzyskiego. Szczegółową charakterystykę poszczególnych formacji skalnych przedstawiono w tabeli 4, a schemat rozmieszczenia poszczególnych litosomów – na fig. 16. Schemat zaproponowany przez Orłowskiego (1975a) był kilkakrotnie uzupełniany (Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000; Orłowski, Mizerski, 1996, 1998; Szczepanik i in., 2005; Kowalczewski i in., 2006). Główne modyfikacje wynikły z odkrycia w regionie kieleckim nowego, nieznanego wcześniej kompleksu skał miaolinga i furongu (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025; fig. 4, 16), a także rozpoznania przez Kowalczewskiego (1990) kompleksów skał grubookruchowych, które zostały ujęte w odrębne formacje skalne, w profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych na południe od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (fig. 4, 16) oraz zredefiniowania formacji z Osieka i zaliczenia jej do kambru środkowego (fig. 4, 16).

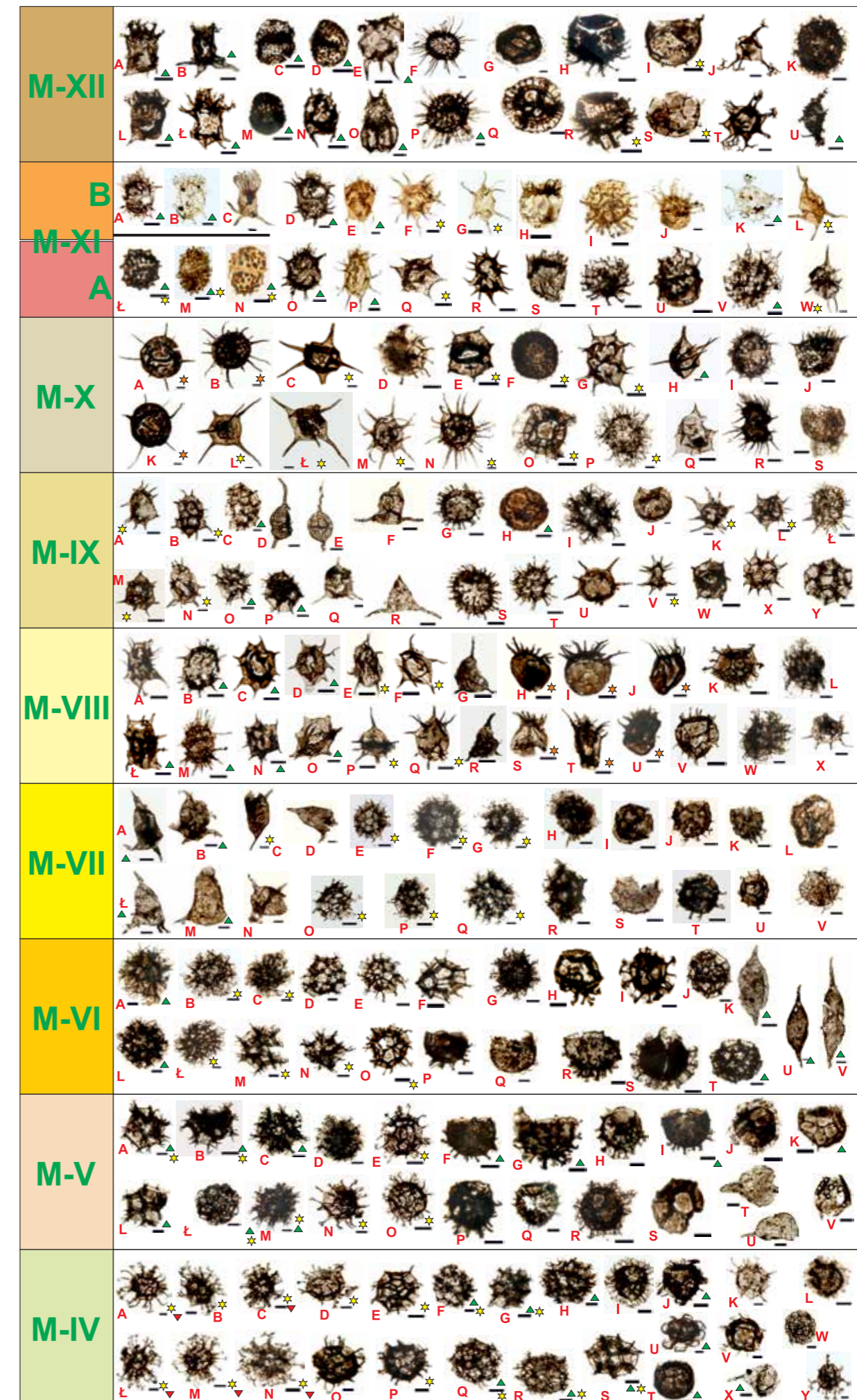
3.1.4. Biostratygrafia

Terenu. Znaczenie badań mikroflorystycznych w terenie jest szczególnie istotne z uwagi na fakt, że w tym najniższym oddziale kambryjskim nie ma trylobitów. Powodowało to, że badacze zajmujący się problematyką kambru świętokrzyskiego (np. Orłowski, 1975a) zaliczali skały formacji Czarnej do kambru subholmiowego (obecnie terenu). Znalezienie w skałach tej formacji (Kowalski, 1983; Moczydłowska w: Lendzion i in., 1983) akritarch z rodzaju *Baltisphaeridium* (obecnie *Skiagia*), spowodowało, że wiek tej formacji może reprezentować także oddział 2 kambru. Z tego względu Kowalczewski i in. (2006) zaproponowali nowy schemat rozmieszczenia przestrzenno-czasowego dolnokambryjskich jednostek litostratygraficznych, w którym formacja Czarnej nie występuje jedynie w spągu formacji z Ociesek, jak wcześniej sugerował Orłowski (1975a, 1988 i in.), ale także ją zastępuje obecnie (Kowalczewski, 1990, 2000; Kowalczewski i in., 2006). W ostatnich latach wykazano, że pojawianie się charakterystycznych akritarch z rodzaju *Skiagia* ma miejsce jeszcze przed pojawieniem się pierwszych trylobitów (Moczydłowska, Yin, 2012), a więc w terenie. W związku z tym korekta schematu zaproponowana przez Kowalczewskiego i in. (2006) wymaga potwierdzenia.

FIG. 22. Zespoły akritarchowe z utworów furongu Gór Świętokrzyskich i bloku Narol-Bilgoraj;

- M-XII:** A – *Arbusculidium destombesii* Deunff, otwór Narol IG 1, głąb. 3268,0 m; B – *Arbusculidium* cf. *destombesii* Deunff, otwór Daromin 1, głąb. 346,0 m; C, D – *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie); C – otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m, D – otwór Narol PIG 2, głąb. 2996,0 m; E – *Nellia* sp., otwór Daromin 1, głąb. 372,5 m; F – *Baltisphaeridium* sp., otwór Daromin 1, głąb. 372,5 m; G – *Trichosphaeridium* sp., otwór Daromin 1, głąb. 372,5 m; H – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m; I – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; J – *Vogtlandia petropolitana* (German), otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; K – *Athabascella* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; L, Ł – *Arbusculidium destombesii* Deunff, L – otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m, Ł – otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; M – *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie), otwór Daromin IG 1, głąb. 346,0 m; N – *Nellia sukatschevii* (Timofeev), otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m; O – *Nellia magna* Volkova, otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; P – *Baltisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; Q – *Cymatiogalea membranispina* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; R – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; S – *Cymatiogalea cristata* (Downie), otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m; T – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Narol PIG 2, głąb. 2991,0 m; U – *Poikilofusa* sp., otwór Wilków 1, głąb. 782,5 m;
- M-XI:** A, B – *Arbusculidium* cf. *A. polyopus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, A – otwór Narol PIG 2, głąb. 3008,0 m, B – otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 103,0 m; C – *Arbusculidium polyopus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 39,7 m; D, E – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, D – odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa, E – otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 103,0 m; F – *Polygonium gracile* Vavrdova, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 134,5 m; G – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 39,7 m; H – *Calyxiella izhoriensis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 128,9 m; I – *Stelliferidium anomalum* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 131,7 m; J – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine), otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 103,0 m; K – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 103,0 m; L – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 131,7 m; M, N – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, L – otwór Narol IG 1, głąb. 3286,5 m, M, N – otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 131,7 m; O – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Narol IG 1, głąb. 3286,5 m; P – *Ladogella* cf. *rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głąb. 103,0 m; Q – *Polygonium pungens* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa; R – *Actinotodissus achrasii* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa; S – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa; T – *Cymatiogalea* sp., odsłonięcie Chabowe Doly – skarpa; U – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine), otwór Narol IG 1, głąb. 406,0 m; V – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Daromin IG 1, głąb. 406,0 m; W – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), otwór Daromin IG 1, głąb. 406,0 m;
- M-X:** A, B – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; C – *Polygonium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; D – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; E – *Polygonium minimum* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; F – *Stelliferidium* sp., odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; G – *Actinotodissus achrasii* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; H – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; I – *Ladogella rommelaerei* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; J – *Calyxiella izhoriensis* Golub et Volkova, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; K – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; L, Ł – *Polygonium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; M, N – *Polygonium pellicidum* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; O – *Cymatiogalea* sp., odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; P – *Vulcanisphaera africana* Deunff, odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; Q – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguetaine), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; R – *Actinotodissus* sp., odsłonięcie Chabowe Doly – młyn; S – *Elenia armillata* (Vanderliff), odsłonięcie Chabowe Doly – młyn;
- M-IX:** A, B – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, A – otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m, B – odsłonięcie Lisie Jamy; C – *Izhoria angulata* Golub et Volkova, otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; D – *Lusatia* sp., odsłonięcie Lisie Jamy; E – *Lusatia* sp., otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; F – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; G – *Stelliferidium pingiculum* Martin, odsłonięcie Lisie Jamy; H – *Stelliferidium* cf. *glabrum* (Martin), odsłonięcie Lisie Jamy; I – *Vulcanisphaera africana* Deunff, odsłonięcie Lisie Jamy; J – *Trichosphaeridium* cf. *annolovense* Timofeev, odsłonięcie Lisie Jamy; K – *Polygonium sexradiatum* (Timofeev), otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; L – *Polygonium pungens* (Timofeev), otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; Ł – *Ladogella rommelaerei* (Martin), otwór Zablocie IG 1, głąb. 222,1 m; M, N – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; O – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), odsłonięcie Lisie Jamy; P – *Izhoria angulata* Golub et Volkova, odsłonięcie Lisie Jamy; Q – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), odsłonięcie Lisie Jamy; R – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguetaine), otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; S – *Stelliferidium pingiculum* Martin, otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; T – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; U – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Lisie Jamy; V – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Zablocie IG 1, głąb. 222,1 m; W – *Polygonium* cf. *minimum* (Timofeev), otwór Zablocie IG 1, głąb. 222,1 m; X – *Polygonium*–*Actinotodissus* forma przejściowa, otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m; Y – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Zablocie IG 1, głąb. 229,0 m;
- M-VIII:** A – *Actinotodissus* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3159,0 m; B – *Actinotodissus* cf. *formosus* (Górka), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; C – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; D – *Polygonium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; E, F – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), E – otwór Narol PIG 2, głąb. 3159,0 m, F – otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; G – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; H, I, J – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; K, L – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; Ł – *Actinotodissus* cf. *secundarius* (Timofeev), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; M – *Schizodiacrodium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; N – *Polygonium pungens* (Timofeev), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; O – *Polygonium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; P – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; Q – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; R – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; S – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; T – *Trunculumarium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; U – *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine), otwór Narol IG 1, głąb. 3336,0 m; V – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; W – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m; X – *Impluviculus* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3115,0 m;
- M-VII:** A, B, D – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; C – *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine, otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; E – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; F, G – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; H – *Comasphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; I – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; J, K – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; L – *Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; Ł – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; M – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3268,7 m; N – *Veryhachium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; O, P – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; Q – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; R – *Vulcanisphaera* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; S – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), otwór Narol PIG 2, głąb. 3265,0 m; T – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; U – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3298,6 m; V – *Trichosphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3265,0 m;
- M-VI:** A, B, C – *Vulcanisphaera africana* Deunff, A – kamieniołom Wiśniówka Duża, B, C – otwór Narol PIG 2, głąb. 3439,0 m; D – *Vulcanisphaera spinulifera*–*turbata* forma przejściowa, kamieniołom Wiśniówka Duża; E – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, kamieniołom Wiśniówka Duża; F – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), kamieniołom Wiśniówka Duża; G – *Multiplicisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3490,0 m; H – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; I – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3439,0 m; J – *Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3515,0 m; K – *Cristallinum randomense* (Martin w Martin, Dean), otwór Narol PIG 2, głąb. 3415,0 m; L, Ł – *Vulcanisphaera africana* Deunff, L – kamieniołom Wiśniówka Duża, Ł – otwór Narol PIG 2, głąb. 3439,0 m; N – *Vulcanisphaera turbata* Martin – kamieniołom Wiśniówka Duża; O – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, kamieniołom Wiśniówka Duża; P – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; Q – *Stelliferidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; R – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; S – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3490,0 m; T – *Cristallinum randomense* (Martin w Martin, Dean), otwór Narol PIG 2, głąb. 3378,0; U – *Leiofusa stoumonensis* Vanguetaine, otwór Narol PIG 2, głąb. 3425,0 m; V – *Poikilofusa* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3425,0 m;
- M-V:** A, B, C – *Vulcanisphaera turbata* Martin, otwór Narol PIG 2, A – głąb. 3515,0 m, B, C – głąb. 3449,0 m; D – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Narol PIG 2, głąb. 3515,0 m; E – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, otwór Narol PIG 2, głąb. 3515,0 m; F – *Cymatiogalea* cf. *belliosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3504,0 m; G – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; H – *Cymatiogalea velifera* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; I – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; J – *Cymatiogalea fimbriata* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Duża; K – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; L – *Vulcanisphaera turbata* Martin, kamieniołom Wiśniówka Duża; Ł – *Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3525,0 m; M – *Vulcanisphaera turbata*–*africana* forma przejściowa, otwór Narol PIG 2, głąb. 3504,0 m; N – *Timofeevia* cf. *lancarae* (Cramer et Diez), otwór Narol PIG 2, głąb. 3515,0 m; O – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, otwór Narol PIG 2, głąb. 3525,0 m; P – *Cymatiogalea belliosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głąb. 3504,0 m; R – *Stelliferidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; S – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; T – *Pireia orbicularis* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Duża; U – *Pireia* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; V – *Ooidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża;
- M-IV:** A, B, C – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), A – otwór Narol PIG 2, głąb. 3647,0 m, B, C – kamieniołom Wiśniówka Mała; D – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, otwór Narol PIG 2, głąb. 3650,0 m; E – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetaine), otwór Narol IG 1, głąb. 3404,0 m; F, G, H – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), F – otwór Narol PIG 2, głąb. 3650,0 m, G, H – kamieniołom Podwiśniówka; I, J – *Cymatiogalea velifera* (Downie), I – otwór Narol PIG 2, głąb. 3650,0 m, J – kamieniołom Wiśniówka Mała; K – *Multiplicisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głąb. 3647,0 m; L – *Comasphaeridium* sp., Podwiśniówka; Ł, M, N – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), Ł, M – kamieniołom Podwiśniówka, N – kamieniołom Wiśniówka Mała; O, P – *Timofeevia phosphoritica* Vanguetaine, kamieniołom Podwiśniówka; Q, R – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), kamieniołom Podwiśniówka; S – *Vulcanisphaera spinulifera*–*turbata* forma przejściowa, otwór Narol PIG 2, głąb. 3650,0 m; T – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Mała; U – *Stelliferidium* cf. *magnum* Palacios, kamieniołom Wiśniówka Mała; V, W, Y – *Multiplicisphaeridium* sp., kamieniołom Wiśniówka Mała; X – *Pireia orbicularis* Volkova, kamieniołom Podwiśniówka.

Skala liniowa 10 µm



- ▲ pierwsze pojawienie się taksonu
- ▼ ostatnie stwierdzone występowanie
- zasięg ograniczony do poziomu

- * powszechne występowanie taksonu
- * masowe występowanie – rozkwit

Najstarszy z terenewskich poziomów mikroflorystycznych: *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum* (Moczyłowska, 1991), rozpoznano w skałach nawierconych w okolicach Zbrzy (Szczepanik, Żylińska, 2021; fig. 4, 20; tab. 5). Obecne są tu oba taksony indeksowe, a także liczne inne formy charakteryzujące tę asocjację. Dodatkowo w zespole znaleziono przewodni dla terenewy gatunek *Pulvinosphaeridium antiquum*, którego nie stwierdzono w skałach porównywalnego wieku na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Pozycja chronostratygraficzna tego zespołu najprawdopodobniej odpowiada środkowej części terenewy (pogranicze fortunu i piętra 2).

Kolejny zespół akritarchowy, *Fimbriaglomerella membranacea*–*Globosphaeridium cerinum* (Szczepanik, Żylińska, 2021; fig. 4, 20; tab. 5), odnotowano w skałach reprezentujących formację Czarnej odsłaniających się w Kotoszowie. Rozpoznana tam asocjacja mikroflorystyczna ma charakter przejściowy między poziomami *Asteridium*–*Comasphaeridium* i *Skiagia*–*Fimbriaglomerella* wyróżnionymi przez Moczyłowską (1991). Można ją korelować z wyższą częścią terenewy (piętro 2 kambru).

Kolejny poziom mikroflorystyczny, *Skiagia ornata*–*Fimbriaglomerella membranacea* (Moczyłowska, 1991; fig. 20; tab. 5), charakteryzuje się obecnością zróżnicowanych taksonomicznie gatunków z rodzaju *Skiagia*. Licznie jest też reprezentowany *Globosphaeridium cerinum*. Do tej pory zespół ten udało się zidentyfikować jedynie w skałach wyższej części formacji Czarnej, w której nie stwierdzono jeszcze żadnej fauny trylobitowej. Zespół ten odpowiada najprawdopodobniej pograniczu terenewy i oddziału 2 z tym, że w Górach Świętokrzyskich do tej pory nie znaleziono fauny trylobitowej, odpowiadającej piętru 3 kambru.

W warstwach formacji Czarnej Orłowski (1987) zaproponował wydzielenie trzech dodatkowych poziomów bazujących na makroskamieniałościach nietrylobitowych. W kolejności stratygraficznej są to: *Sabellitides*, *Hyalolithes*–*Allatheca* i *Coleoloides* (fig. 4), czyli fauna reprezentująca grupę drobnych organizmów skorupkowych i hiality (Michniak, Rozanow, 1969). Zonacja ta, utworzona na podstawie pojedynczych znalezisk faunistycznych w profilu formacji Czarnej, pełniła rolę sztucznego uzupełnienia zaproponowanego schematu opartego w głównej mierze na trylobitach. Zasięgi indeksowych form nie ograniczają się do wymienionych zon, jak również skamieniałości te występują w nich raczej punktowo.

Oddział 2. Od początku badań utworów niższego kambru w rejonie kieleckim, ich stratygrafia bazowała na trylobitach. W efekcie swoich długoletnich badań Orłowski (1987) zaproponował wydzielenie w dolnym kambrze (obecnie: oddziały 2 kambru), dwóch lokalnych poziomów trylobitowych: *Holmia*–*Schmidtellus* i *Protolenus*–*Strenuaeva* (fig. 4). Z uwagi na przeprowadzoną rewizję trylobitów opisanych jako *Strenuaeva* (Żylińska, Masiak, 2007), drugi z tych poziomów nosi obecnie nazwę *Protolenus*–*Issafeniella* (Żylińska, Szczepanik, 2009). Trylobity starszego z poziomów są znajdowane w skałach facji piaskowcowo-iłowcowej, reprezentowanej przez formację piaskowców z Ociesek zarówno na wschodzie, gdzie najczęściej jest ona wykształcona w postaci heterolitu piaskowcowo-iłowcowo-iłowcowego, jak i w części centralnej wychodni kambryjskich regionu kieleckiego (Żylińska, 2013a). Istnieją również wzmianki o obecności tego zespołu trylobitów w skałach kompleksu mulowcowo-iłowcowego budującego jądro antykliny chęcińskiej (Czarnocki, 1948; Filonowicz, 1968; Filonowicz, Lindner, 1987; Orłowski, Mizerski, 1998), ale w cytowanych publikacjach nie ma danych lokalizacyjnych ani taksonomicznych. Najstarsze, znajdowane już ponad wiek temu, zespoły trylobitowe (Samsonowicz, 1920) były zdominowane przez formy zaliczane do typowo bałtyckiego rodzaju *Holmia*. Na tej podstawie Samsonowicz (1920) określił wiek skał i stwierdził pokrewieństwo kambru świętokrzyskiego z kambrzem skandynawskim. Szczegółowe badania taksonomiczne udowodniły, że ten najstarszy świętokrzyski zespół trylobitowy jest znacznie bardziej zróżnicowany taksonomicznie i charakteryzuje się bardziej złożonymi relacjami paleobiogeograficznymi (Żylińska, 2013a, b). Obejmuje on bowiem zarówno rodzaje *strictie* bałtyckie: *Holmia*, *Schmidtellus*, kosmopolityczne (*Kjerulfia*) – wskazujące na interwał czasowy korelowany ze skandynawskim poziomem *Holmia kjerulfi* czyli środkowej części oddziału 2 kambru – jak i awalońsko-gondwańskie elipsocefalidy (Żylińska, 2013a).

Trylobity młodszego poziomu trylobitowego *Protolenus*–*Issafeniella* są obecne w skałach dwóch jednostek litostratygraficznych: formacji łupków z Kamieńca i formacji piaskowców z Ociesek. Skały tych formacji osadzały się w różnych środowiskach szelfu: łupki z Kamieńca w środowisku nieco głębszym, na otwartym szelfie, poniżej podstawy falowania, a piaskowce z Ociesek w płytkomorskim środowisku litoralnym. Ma to odzwierciedlenie w obecności dwóch różnych zespołów trylobitowych. Pierwszy znajdowany w iłowcach

i mulowcach formacji z Kamieńca jest stosunkowo mało liczny, ale bardzo zróżnicowany taksonomicznie. Rozpoznane w nim trylobity z rodzajów: *Protolenus*, *Hamatolenus*, *Strettonia*, *Serrodiscus* i *Cobboldites* są charakterystyczne dla zespołów najwyższego dolnego kambru Awalonii – Nowej Fundlandii i Anglii (Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013b) i reprezentują tzw. faunę protolenusową w dawnych opracowaniach. Zespół ten dobrze koreluje się z poziomem „*Ornamentaspis*” *linnarssoni* w Szwecji i odpowiada pograniczu poziomów *Hupeiolenus* i *Morocconus notabilis* Maroka (Żylińska, Szczepanik, 2009). Drugi, zbliżony wiekowo, zespół trylobitów jest obecny w płytkomorskich piaskowcach formacji z Ociesek. Charakteryzuje się dużą liczebnością okazów, ale jest bardzo ubogi taksonomicznie i składa się z dwóch endemicznych gatunków reprezentujących rodzaje *Issafeniella* i *Kingaspidoidea*. Trudno o jednoznaczne określenie pozycji chronostratygraficznej tego zespołu, ponieważ na obszarze Gondwany zasięgi stratygraficzne rodzin, do których należą znajduwane tu rodzaje, nie zachodzą na siebie. Podobna do świętokrzyskiej asocjacja trylobitowa występuje na Nowej Fundlandii. Jest wysoce prawdopodobne, że młodszy zespół z Ociesek można korelować z zachodniogondwańskim piętnym agdz o podobnej pozycji chronostratygraficznej jak zespół z Kamieńca (Żylińska, Szczepanik, 2009). Pewnym wsparciem dla tej interpretacji może być współwystępowanie z trylobitami tego zespołu ramienionoga *Westonia bottnica*, który przez Jendrykę-Fuglewicz (1992) jest uważany za przewodni dla najwyższych poziomów kambru dolnego.

W centralnej i wschodniej części regionu kieleckiego w formacji piaskowców z Ociesek rozpoznano (Szczepanik, 2009, 2010a, b) zespół *Heliosphaeridium dissimilare*–*Skiagia ciliosa* (Moczyłowska, 1991; fig. 4, 20; tab. 5). Charakteryzuje się on zróżnicowanym składem taksonomicznym, w którym obok przedstawicieli rodzaju *Skiagia* pojawia się kilka innych rodzajów palinofitów (tab. 5). Poziom ten jest korelowany ze skandynawskim poziomem trylobitowym *Holmia kjerulfi*; trylobity tego poziomu odnaleziono także w profilach Gór Świętokrzyskich (Żylińska, 2013b; patrz wyżej).

Najmłodszy z dolnokambryjskich poziomów akritarchowych *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana* (Moczyłowska, 1991) został rozpoznany w rejonie kieleckim w odsłonięciu w Kamieńcu i w profilu wiercenia Zaręby 2 (fig. 4, 20; tab. 5; Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2019). Znaleziono tam dwa różniące się składem taksonomicznym zespoły mikroflorystyczne, ale w obu była obecna forma przewodnia dla omawianego poziomu: *Volkovia dentifera*. Pierwszy zespół (z Kamieńca) charakteryzuje się składem taksonomicznym zbliżonym do poziomu *Heliosphaeridium*–*Skiagia*, wzbogaconym o kilka nowych gatunków. Drugi zespół (z otworu Zaręby 2) jest bez przedstawicieli rodzaju *Skiagia*, ale obecne są tam formy: *Liepaina* sp., *Heliosphaeridium* cf. *notatum* i *Celtiberium* sp. Zróżnicowanie składu zespołów być może jest uwarunkowane ekologiczne. Nie można jednak wykluczyć, że są to dwa różniące się nieco stratygraficznie zespoły mikroflorystyczne. Zarówno w Kamieńcu, jak i Zarębach możliwe było potwierdzenie wieku skał niezależnie, zarówno za pomocą trylobitów, jak i akritarch, co jest unikatowe w skali całego świata. Uzyskane dane jednoznacznie wskazują na obecność piętra 4 kambru. Ostatnio mikroflora poziomu *Heliosphaeridium*–*Skiagia* podobna do zespołu z Kamieńca została odnotowana w spągowych skałach profilu nowo otwartego kamieniołomu Dziewiątle w środkowej części Gór Świętokrzyskich (Kozłowska i in., 2024).

Miaoling. Trylobity miaolingi zostały rozpoznane w skałach należących do trzech formacji litostratygraficznych: z Ociesek (w jej stropowej partii), ze Słowca oraz z Usarzowa. Przez wiele lat dla świętokrzyskiego kambru środkowego obowiązywał podział biostratygraficzny nawiązujący bezpośrednio do kambru skandynawskiego. Orłowski (1964a, b, 1975a) zaproponował wydzielenie trzech poziomów trylobitowych: *Paradoxides insularis*, *Paradoxides pinus* i *Paradoxides polonicus*, uzupełniając go (Orłowski, 1985c) o najmłodszy poziom *Solenopleura canaliculata*. Dwa pierwsze z zaproponowanych poziomów odpowiadają dokładnie poziomom skandynawskiego nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus*, a ich wydzielenie bazowało na odnalezieniu indeksowych taksonów tych poziomów. Poziom *Paradoxides polonicus* był uznawany za odpowiednik skandynawskiego superpoziomu *Paradoxides paradoxissimus*, a bardzo słabo udokumentowany, enigmatyczny poziom *Solenopleura canaliculata* przynajmniej w części odnosił się do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri*. Obecność *strictie* skandynawskich poziomów trylobitowych była bardzo ważną informacją, ponieważ zdecydowana większość taksonów trylobitowych kambru świętokrzyskiego to gatunki endemiczne, a wszelkie korelacje stratygraficzne były wcześniej możliwe jedynie na poziomie rodzajowym lub nawet wyższym. W tym wypadku pojawiła się możliwość bezpośredniej precyzyjnej korelacji biostratygraficznej, a sekwencja skalna formacji z Usarzowa odsłonięta (dziś już bardzo słabo) w profilu Jugoszków–Usarzędów stała się swojego rodzaju

reperem stabilizującym stratygrafię całego kambru Gór Świętokrzyskich. Przeprowadzenie jednakże szeregu rewizji taksonomicznych, zaowocowało korektą schematu chronostratygraficznego dla Gór Świętokrzyskich, polegającą na zaliczeniu skał tego profilu do najwyższej części oddziału 2 (Nowicki, Żylińska, 2017, 2019, 2021). Zrewidowane trylobity z rodziny Paradoxidiidae zaliczono do endemicznych gatunków rodzaju *Acadoparadoxides*, a analiza porównawcza występujących tu form wskazuje, że cały interwał odpowiadający pierwotnie bałtyckim poziomom *Paradoxides pinus* i *Paradoxides insularis* może być skorelowany z gondwańskim poziomem *Morocconus notabilis*, odnoszonym do oddziału 2. W związku z tym, skały zawierające trylobity z rodziny Paradoxidiidae w Górach Świętokrzyskich reprezentują część profilu nieobecnej w profilach skandynawskich z powodu epejrogeniczno-eustatycznych procesów często opisywanych w literaturze jako „regresywne zdarzenie z Hawke Bay” (Nielsen, Schovsbo, 2015). Rozpoznany w obrębie formacji z Usarzowa zespół trylobitowy wyróżniono w proponowanym schemacie biostratygraficznym (Nowicki, Żylińska, 2017, 2019) jako poziom *Acadoparadoxides samsonowiczii*–*Acadoparadoxides kozłowskii* i skorelowano ze ścisłym pograniczem oddziału 2 i miaolingi. Do tego poziomu Nowicki i Żylińska (2019) zaliczyli także zespoły faunistyczne znalezione w rejonie Brzechowa (Bednarczyk, 1970; Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019). Pozycja litostratygraficzna piaskowców występujących w Brzechowie nie jest jednoznacznie określona, ale ich cechy litologiczne mogą sugerować, że reprezentują one formację ze Słowca. Analiza taksonomiczno-paleogeograficzna znalezionych w Brzechowie trylobitów (Żylińska, Masiak, 2007; Nowicki, Żylińska, 2019) także wskazuje na obecność fauny o powrońieniu gondwańskiej i pozycji stratygraficznej odpowiadającej trylobitowemu poziomowi *Morocconus notabilis*. Podobną do zespołu z Brzechowa pozycję stratygraficzną zdaje się mieć zespół trylobitów rozpoznany na Górze Konarskiej (Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1971) we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Znajdowane tam elipsocefalidy i protolenidy wskazują na ścisłe pogranicze oddziału 2 kambru i miaolingi (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Najbardziej znane stanowisko występowania trylobitów w obrębie formacji ze Słowca znajduje się na górze Słowiec w Paśmie Orłowińskim, w centralnej części regionu kieleckiego. Faunę znajdowaną tam jednak nie w odsłonięciach, ale w luźnych blokach na szczycie tego wzniesienia. Ma to o tyle duże znaczenie, że nie można być całkowicie pewnym, czy znajdowane trylobity współwystępowały ze sobą, czy też mamy tam do czynienia ze skondensowaną serią zawierającą trylobity nieco różnego wieku. Na podstawie obecności endemicznego trylobita oznaczonego jako *Paradoxides polonicus* i uznanego za pokrewnego skandynawskiej formie *Paradoxides paradoxissimus*, Orłowski (1964a, b) uznał skały tu występujące za odpowiednik wiekowy skandynawskiego nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus*. Rewizja taksonomiczna (Nowicki, Żylińska, 2021) okazów zaliczanych do tego gatunku wykazała jednak, że okazy *P. polonicus* w rzeczywistości reprezentują rodzaj *Hydrocephalus*, i skorelowali z poziomem *Acadoparadoxides? pinus*–*Pentagnostus praecurrens*, odpowiadającej wyższej części dawniej wyróżnianego piętra *Paradoxides oelandicus* Skandynawii. Drugi z rozpoznanych przez Orłowskiego (1959c) *paradoxidesów P. slowiecensis* po rewizji (Nowicki, Żylińska, 2021) został zaliczony do rodzaju *Accadoparadoxides*. Analiza porównawcza tego gatunku z pokrewnymi morfologicznie taksonami sugeruje, że zasięg tego taksonu można korelować z poziomem *Acadoparadoxides harlani* z Awalonii i najwyższą częścią poziomu *Morocconus notabilis* zachodniej Awalonii (Nowicki, Żylińska, 2021). Te dane pozwalają również na korelację fauny paradoxidesowej ze Słowca z poziomem *Acadoparadoxides? pinus*–*Pentagnostus praecurrens*. Tak więc opierając stratygrafię tylko na przedstawicielach rodziny Paradoxidiidae można założyć, że skały formacji ze Słowca ze stanowiska na górze Słowiec reprezentują odpowiednik wyższej części nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus*, a więc środkowej części piętra wuliu, będącego najstarszym wydzieleniem miaolingi w obecnie obowiązującym schemacie chronostratygraficznym. Obecność trylobitów z rodziny Solenopleuridae, nie będących przedmiotem cytowanej rewizji, powoduje, że nie można całkowicie wykluczyć także wieku odpowiadającego najniższemu częściom górnego wuliu (Nowicki, Żylińska, 2021). Z drugiej strony trzeba także zauważyć, że licznie występujące na Słowcu elipsocefalidy są tożsame z formami znanymi z Usarzowa czy Brzechowa, w skałach ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingi.

Spektrum znajdowanych na górze Słowiec taksonów, należących do endemicznych gatunków, ale reprezentujących rodzaje charakterystyczne dla Gondwany, Awalonii, ale także dla Baltiki, jest szersze niż w profilu Jugoszków–Usarzędów. Na podstawie sumy zasięgów występujących tu trylobitów wyznaczono nowy lokalny poziom trylobitowy *Acadoparadoxides slowiecensis*–*Hydrocephalus? polonicus* (fig. 4, 18; Nowicki, Żylińska, 2021).

Kolejny zespół trylobitowy, który może być zaliczony do tradycyjnie pojmowanego kambru środkowego, został znaleziony w Widełkach, w luźnych blokach piaskowców reprezentujących skały formacji z Ociesek występujących pomiędzy górami Zamczysko i Słowiec (Żylińska, Szczepanik, 2009). Zespół ten jest zdominowany przez elipsocefalidy reprezentujące rodzaje: *Ornamentaspis*, *Kingaspis*, *Kingaspidoidea* i *Orodes*. Większość tych rodzajów jest typowa dla paleokontynentu Gondwany. Szczegółowa analiza zasięgów sugeruje, że zespół z Widełek reprezentuje najprawdopodobniej ekwiwalent skandynawskiego nadpoziomu *Paradoxides insularis* i tym samym odpowiada lokalnemu poziomowi *samsonowiczii*–*kozłowskii*.

W rejonie kieleckim rozpoznano dwa zespoły mikroflorystyczne, reprezentujące miaoling, oba w miejscowości Lenarczyce k. Sandomierza: pierwszy, o charakterze przejściowym pomiędzy mikroflorą pogranicza 2 oddziału kambru i miaolingi, w spągu wiercenia Lenarczyce PIG 1, a drugi reprezentujący już wyższą część miaolingi, w odsłonięciu w tejże miejscowości. Zespoły te występują w warstwach z Kobiernik.

Pierwszy z zespołów M-I (fig. 4, 20; tab. 5) charakteryzuje się obecnością taksonów ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingi, *Liepaina plana* i *Skiagia insignis*, współwystępujących z zespołem typowo środkowokambryjskich akritarch (tab. 5). Taki zespół, choć nie ma tutaj bezpośredniej możliwości korelacji z fauną trylobitową, jest bardzo charakterystyczny dla ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingi (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Drugi z zespołów M-II (fig. 4, 20; tab. 5) rozpoznany w odsłonięciu w Lenarczycach, to już typowy dla miaolingi zespół *Crystallinum*–*Eliasium*. Obecne są w nim oba indeksowe rodzaje wraz z innymi gatunkami akritarch typowymi dla miaolingi (tab. 5). Taki skład taksonomiczny wskazuje na obecność środkowej części miaolingi, najprawdopodobniej przedziału od wyższej części nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* po nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus* (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Furong. Jedyny, pojedynczy okaz trylobita z rodzaju *Peltura*, możliwy do oznaczenia tylko na poziomie rodzajowym, znaleziono w profilu warstw z Ublinka, w wierceniu Lenarczyce PIG 1 (Żylińska w: Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025). Znalezisko to wraz z bogatym zespołem akritarchowym pozwoliło na udokumentowanie obecności furongu na południe od linii głównego uskoku świętokrzyskiego. Zasięg stratygraficzny tego rodzaju pozwala na określenie wieku badanych skał na wyższą część furongu.

W profilu wiercniczym otworu Lenarczyce PIG 1 znaleziono bardzo liczny i zróżnicowany taksonomicznie zespół mikroflory akritarchowej furongu (fig. 20; tab. 5). Rozpoznano tam (Szczepanik i in., 2004, 2005; Trela i in., 2006, 2025) kilkadziesiąt taksonów akritarchowych, charakterystycznych dla środkowej i wyższej części tego kambryjskiego oddziału obejmującej obecnie wyróżnione nadpoziomy *Peltura* i *Acerocarina*. W profilu zaobserwowano zróżnicowanie taksonomiczne wskazujące, że mamy tutaj do czynienia z ekwiwalentem czasowym obu tych skandynawskich nadpoziomów. W zaproponowanym, bazującym na akritarchach, lokalnym podziale biostratygraficznym (Szczepanik, 2009, 2010b) zespół ten odpowiada poziomom MXIab–?M-XII. Pojedyncze znalezisko trylobita zaliczonego do rodzaju *Peltura* (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025) potwierdza taką diagnozę wiekową.

3.1.5. Historia sedymentacji i paleogeografia basenu

Skały kambryjskie występujące w rejonie kieleckim Gór Świętokrzyskich tworzą potężną sekwencję osadową o przypuszczalnej miąższości ponad 2500 m (Orłowski, 1988), a obszar podczwartorzędowych wychodni skał kambryjskich pokrywa ponad połowę powierzchni całego regionu kieleckiego (fig. 17). Z uwagi na to, że nie jest znany spąg utworów kambryjskich, nie jest możliwe oszacowanie ich miąższości. Kompleks ten jest zbudowany ze skał terygenicznymi: iłowców, mulowców i piaskowców, które się przeławicają i zastępują facjalnie. Na całym obszarze osady kambryjskie były deponowane w podobnych warunkach i są reprezentowane generalnie przez dwie litofacje: piaszczysto-mulową i ilasto-mulową, z podrzędnym udziałem grubokrudowego materiału osadowego (Kowalczewski, 2000). Ich sedymentacja odbywała się w basenie szelfowym o zróżnicowanej głębokości (Studencki, 1988; Kowalczewski, 2000; Kozłowska i in., 2024).

Przypuszcza się, że skały kambryjskie regionu kieleckiego pozostają w ciągłości sedymentacyjnej z niższej leżącymi skałami ediakaru

(Kowalczewski, 2000), choć część badaczy (np. Orłowski, Mizerski, 1995a) uważa, że tworzą one oddzielne piętro strukturalne. Cały ich miąższy profil jest ujęty w dwa kompleksy strukturalne: silnie sfałdowany kompleks dolno-środkowokambryjski (prawdopodobnie obejmujący także najniższy furong) i w bardzo niewielkim stopniu tylko zaburzony tektonicznie – pakiet skał najwyższego kambru. Oba kompleksy są rozdzielone niezgodnością kątowo-erozyjną, odnotowaną w profilu otworu Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2006, 2025). Szelf, na którym osadzały się skały terenu, oddziału 2 i miaoling, był poddawany pulsującym ruchom o zmiennym natężeniu. Początkowo były to ruchy małopolskie z pogranicza ediakaru i kambru, które manifestują się obecnością licznych przeławień skał grubodetrytycznych, często o charakterze szarogłazów i bardzo zróżnicowanym składem petrograficznym piaskowców (Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000). Największe znaczenie dla ukształtowania i konsolidacji tektonicznej tego starszego kompleksu tektonicznego kambru świętokrzyskiego miała aktywność tektoniczna pokadomskiej fazy świętokrzyskiej (Tomczyk, 1964). Doszło tutaj do co najmniej dwóch etapów deformacji tektonicznych, z których pierwszy zaznaczył się już przed miaolingiem (Gałała, 2005), a ostatni – zdecydowanie najświeższy – w późnym miaolingiu i wczesnym furongu. Był on odpowiedzialny za silne sfałdowanie i wyniesienie skał tego piętra strukturalnego (Trela i in., 2025). Występujący powyżej wspomnianej niezgodności tektonicznej kompleks skał furongu środkowego i górnego charakteryzuje się już spokojnym zaleganiem warstw, a występujące w jego stropie zaburzenia i obserwowana niezgodność z górnym tremadokiem ma głównie charakter erozyjny, a nie tektoniczny. Aktywność tektoniczna fazy sandomierskiej wydaje się więc mieć zdecydowanie mniejsze znaczenie niż dotychczas powszechnie przyjmowano w geologicznej literaturze regionalnej (Trela i in., 2025).

3.2. BLOK MAŁOPOLSKI – CZĘŚĆ SE (REJON STAŁOWA WOLA–LUBACZÓW)

Monika Jachowicz-Zdanowska

Obszar SE części bloku małopolskiego, obejmujący obszary Polski i zachodniej Ukrainy, leży w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ), biegnącej wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Stanowi ona granicę między prekambryjskim kratonem na wschodzie, a skonsolidowaną w trakcie różnowiekowych procesów diastroficznych zachodnioeuropejską platformą paleozoiczną (Mizerski, Stupka, 2005; Buła, Habryn, 2008, 2011; fig. 23). W innym ujęciu blok małopolski, uważany za pasywną część kratonu wschodnioeuropejskiego (Żelaźniewicz i in., 2009), jest łączony z zespołem terranów strefy Teisseyre'a-Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; Żelaźniewicz i in., 2009). Nie stwierdzono występowania utworów kambru w zachodniej części bloku małopolskiego (fig. 24).

Wyniki badań palinologicznych kambru w rejonie Stałowa Wola–Lubaczów i porównanie ich z danymi otrzymanymi z wierceń wykonanych w strefie Kokhanivki na terenie Ukrainy (Jachowicz-Zdanowska, 2011) umożliwiły wyróżnienie 9 następujących po sobie charakterystycznych zespołów akritarch, które wyraźnie różnią się składem rodzajowym i gatunkowym (tab. 6). Dwa pierwsze zespoły I i II są związane z oddziałem 2 kambru, zespół III i IV dokumentują utwory miaolingiu, a pozostałe zespoły od V do IX zostały wyznaczone w utworach furongu (fig. 25, 26). Zasięgi występowania wybranych taksonów akritarch przedstawiono na figurze 27.

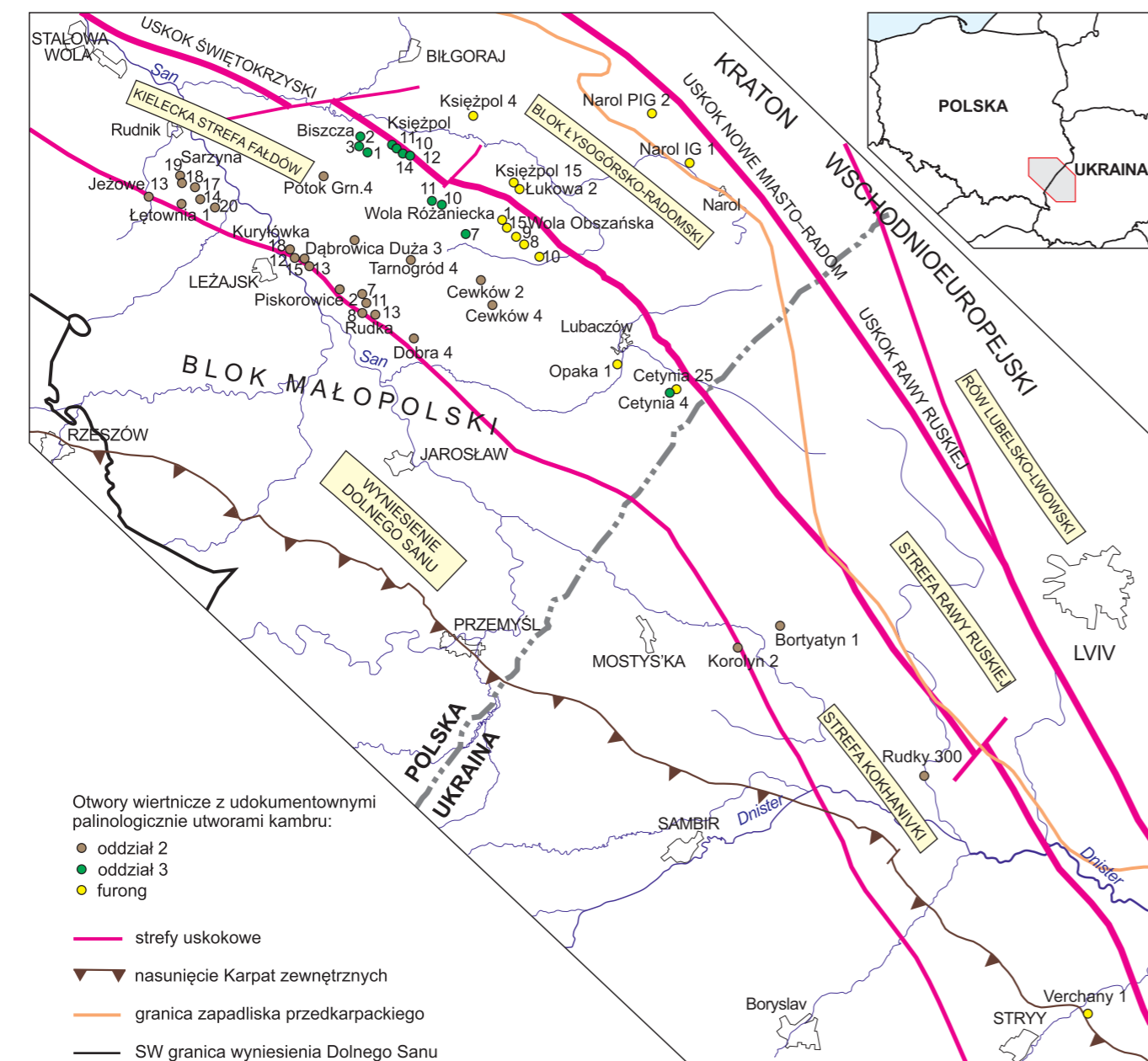


FIG. 23. Lokalizacja otworów wiertniczych w SE części bloku małopolskiego (strefa Stałowa Wola–Lubaczów) z palinologicznie udokumentowanymi utworami kambru (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2011, zmieniono)

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	BLOK MAŁOPOLSKI		BLOK ŁYSOGÓRSKO-RADOMSKI		Lubelsko-podlaski skłon platformy wschodnioeuropejskiej
			CZĘŚĆ ZACHODNIA	KIELCE	Góry Świętokrzyskie	SE część (region Narol-Biłgoraj)	
KAMBR	FURONG	PIĘTRO 10					
		DZIANGSZAN					
		PAIB					
	MIAOLING	GUŻANG					
		DRUM					
		WULIU					
	ODDZIAŁ 2	PIĘTRO 4					
		PIĘTRO 3					
	TERENEW	PIĘTRO 2					
		FORTUN					
EDIAKAR							

FIG. 24. Występowanie utworów ediakaru i kambru w SE Polsce

TAB. 6. Biozonacje akritarchowe, zespoły charakterystycznych taksonów kambryjskich na bloku małopolskim (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2011)

Poziom Nazwa	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
Zespół I i II	zespoły stwierdzone w ponad 20 wierceniach zlokalizowanych w SW rejonie strefy Stałowa Wola–Lubaczów	asocjacje akritarch zdominowane przez rodzaje <i>Globosphaeridium</i> , <i>Comasphaeridium</i> , <i>Lophosphaeridium</i> oraz indeksowy rodzaj <i>Ichnosphaera</i>	<i>Skiagia orbiculare</i> , <i>S. cilliosa</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. pura</i> , <i>Comasphaeridium aglutinatum</i> , <i>Comasphaeridium</i> sp., <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamea</i> , <i>Asteridium pallium</i> , <i>Heliosphaeridium dissimulare</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Solisphaeridium implicatum</i>	oddział 2, poziomy <i>Schmidtliellus mickwitzi</i> – <i>Holmia kjerulfi</i>	asocjacje tego typu są znane z wielu obszarów występowania kambru, gdzie opisano je głównie z osadów poziomów <i>Holmia kjerulfi</i> i <i>Schmidtliellus mickwitzi</i> (Volkova, 1968, 1969a; Moczyłowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002)
Zespół III	zespół udokumentowano w kilkunastu otworach wiertniczych położonych w centralnej części obszaru Stałowa Wola–Lubaczów	zespół ten charakteryzuje się dominacją indeksowego gatunku <i>Adara alea</i>	<i>Multiplicisphaeridium martae</i> , <i>Eliasium ilaniscum</i> , <i>Cristalinium cambriense</i> , <i>Comasphaeridium silesiense</i>	miaoling, nadpoziom <i>Paradoxides paradoxissimus</i>	zespół korelowany z asocjacją akritarchową opisaną z nadpoziomu <i>Paradoxides paradoxissimus</i> na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988; fig. 27)
Zespół IV	otwór wiertniczy Cetynia 4, głęb. 1047,0–1050,0 m	dominacja gatunków z rodzaju <i>Timofeevia</i> i <i>Vulcanisphaera</i>	rodzaje: <i>Timofeevia</i> z gatunkami: <i>T. phosphorica</i> i <i>T. microretis</i> oraz <i>Vulcanisphaera</i> z gatunkami: <i>V. obsoleta</i> i <i>V. spinulifera</i>	miaoling(?)furong	asocjacje o podobnym składzie są znane z: 1. utworów miaolingiu Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988) gdzie są datowane trylobitami z poziomu <i>Agnostus pisiformis</i> (fig. 28); 2. utworów kambru bloku Narol–Biłgoraj, gdzie stanowią najstarszy zespół akritarchowy w utworach z pogranicza miaolingiu i furongu w profilu kambru otworu wiertniczego Narol PIG 1 (Szczepanik, 2009)

Poziom Nazwa	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
Zespół V	zespół występuje w spagu profilu skał kambryjskich, rozpoznanych wierceniem Wola Obszańska 9 i Opaka 1	zespół zdominowany przez liczne okazy rodzaju <i>Timofeovia</i> z gatunkiem <i>T. lancare</i> , któremu towarzyszą masywne okazy rodzaju <i>Stellisphaeridium</i>	rodzaje: <i>Vulcanisphaera</i> z rodzajem <i>V. turbata</i> , <i>Timofeovia</i> z gatunkiem <i>T. lancare</i> oraz liczni przedstawiciele rodzaju <i>Stellisphaeridium</i>	furong, niższa część nadpoziomu <i>Olenus</i>	podobne zespoły akritarch zostały opisane z rejonu Nowej Fundlandii, gdzie występują w skałach zawierających trylobity nadpoziomu <i>Homagnostus obesus</i> (Martin, Dean, 1988)
Zespół VI	otwór wiertniczy Wola Obszańska 9	masowe występowanie rodzajów i gatunków akritarch: <i>Vulcanisphaera africana</i> , <i>Leiofusa stoumonensi</i> , <i>Ninadiacrodium dumontii</i> czy <i>N. caudatum</i>	<i>Vulcanisphaera africana</i> , <i>Leiofusa stoumonensi</i> , <i>Ninadiacrodium dumontii</i> czy <i>N. caudatum</i> , akritarchy z rodzaju <i>Timofeovia</i> , <i>Cristallinium</i> i akritarchy „galeate”	furong, poziom <i>Parabolina spinulosa</i> – niższa część poziomu	podobny zespół znany jest z utworów poziomu <i>Parabolina spinulosa</i> rozpoznanych w innych obszarach (Martin, Dean, 1988; Żylińska i in., 2006)
Zespół VII	otwory wiertnicze: Wola Obszańska 9 i Cetynia 25	masowe pojawienie się okazów z grupy „diacrodians”, z ineksonym gatunkiem <i>Trunculumarium revinium</i>	<i>Trunculumarium revinium</i> . Obok niego występuje charakterystyczny gatunek <i>Lusatia dendroidea</i> oraz wiele form rodzaju <i>Polygonium</i> . W zespole tym pojawiają się również okazy rodzaju <i>Impluviculus</i> oraz duże „akantomorfy”	poziom <i>Parabolina spinulosa</i> – wyższa część nadpoziomu	zespół opisany z wielu obszarów występowania utworów furongu (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Welsch, 1986; Martin, Dean, 1988; Parsons, Anderson, 1996, 2000), a jego zasięg ograniczony jest do wyższej części nadpoziomu <i>Parabolina spinulosa</i> (Parsons, Anderson, 1996, 2000; Ghavidel-syooki, Vecoli, 2008)
Zespół VIII	otwór wiertniczy Wola Obszańska 9, głęb. 985 m	zespoły akritarch z licznymi formami diacrodialnymi, z wyraźnie zaznaczoną asymetrią w rozmieszczeniu biegunowym wyrostków z rodzajami <i>Dasydiacrodium</i> , <i>Arbusculidium</i> czy <i>Ladogella</i>	rodzaje <i>Dasydiacrodium</i> , <i>Arbusculidium</i> , <i>Ladogella</i> , duże okazy <i>Veryhachium mutabile</i> ; rodzaje <i>Vulcanisphaera</i> , <i>Timofeovia</i> , <i>Cristallinium</i> oraz zróżnicowana morfologicznie grupa „galeate”	wyższy furong	koreluje się z zespołem opisanym z poziomu <i>Peltura scarabaeoides</i> z wyspy Olandii w Szwecji (Di Milia i in., 1989)
Zespół IX	otwory wiertnicze: Wola Obszańska 9, Cetynia 25, Książpól 4, Książpól 15, Łukowa 2, Wola Obszańska 1, 8, 10, i 15	zespół ten charakteryzuje się obecnością dużych form diacrodialnych rodzajów <i>Arbusculidium</i> i <i>Ladogella</i>	rodzaje: <i>Trichosphaeridium</i> , <i>Baltisphaeridium</i> , <i>Solisphaeridium</i> , <i>Izohoria</i> , <i>Nellia</i> , <i>Elenia</i> . Rodzaj <i>Vulcanisphaera</i> z gatunkiem <i>V. cirrita</i>	najwyższy furong	asocjacje akritarch o podobnych składach rodzajowych występują w nadpoziomach <i>Peltura</i> i <i>Acerocarina</i> furongu w wielu obszarach występowania kambru (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Martin, Dean, 1988; Parsons, Anderson, 1996; 2000; Ghavidel-syooki, Vecoli, 2008). Akritarchy tego zespołu są znane z utworów kambru z otworu wiertniczego Narol FIG 2 (Szczepanik, 2009)

TAB. 6 cd.

Blok górnośląski

4.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Monika Jachowicz-Zdanowska, Ryszard Habryn

Blok górnośląski stanowi sztywny fragment skorupy, będący częścią dużej jednostki tektoniczno-paleogeograficznej, określanej jako złożony terran brunowistulikum (Finger i in., 2000; Belka i in., 2002; Nawrocki i in., 2004b; Żelaźniewicz i in., 2009; fig. 28).

Według Buły i Żaby (2005) terran brunowistulikum jest oddzielony od obszarów sąsiednich wyraźnymi nieciągłościami strukturalnymi, reprezentowanymi przez wieloetapowo rozwijające się duże strefy uskokowe o ponadregionalnym znaczeniu. Jego NE granicę wyznaczają strefy uskokowe Odry oraz Kraków–Lubliniec (będące fragmentami znacznie większej, transkontynentalnej strefy dyslokacyjnej Hamburg–Kraków), oddzielające brunowistulikum od bloku małopolskiego. Granicę zachodnią wyznacza morawsko-śląska strefa tektoniczna, która oddziela brunowistulikum od nasuniętych na nią od zachodu kompleksów krystalicznych Sudetów Zachodnich. Od południa jednostka ta graniczy z blokiem Karpat wewnętrznych wzdłuż strefy (dyslokacji) perypienińskiej (Buła, Habryn, 2008).

Odpowiednikiem stratygraficznym dolnokambryjskich (w ujęciu tradycyjnym) utworów formacji z Goczałkowic wyróżnionej na bloku górnośląskim (Buła, 2000) są skały niższego kambru, rozpoznane w otworach Měnin 1 oraz Némčičky 3 i 6 na bloku Brna w Czechach (Jachowicz, Přichystal, 1996, 1997; Fatka, Vavrdová, 1998; Buła, Żaba, 2005; fig. 29). Przemawiają za tym: obecność podobnych litotypów skał o zbliżonym charakterze petrograficznym, tworzących profile niższego kambru w tych dwóch rejonach brunowistulikum; wyraźna stopniowa gradacja uziarnienia w profilach niższego kambru (od gruboziarnistych w spągu do drobnoziarnistych w stropie); obecność podobnych struktur sedimentacyjnych; występowanie podobnych rodzajów skamieniałości śladowych, wskazujących na zbliżone warunki środowiska sedimentacji osadów (Paczeńska, 2005; Mikulaš i in., 2008); oraz obecność zespołów akritarch o zbliżonym składzie rodzajowym i gatunkowym (Jachowicz-Zdanowska, 2013).

4.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Paczeńska

Terran brunowistulikum stanowi fragment wnętrza orogenu kadomskiego, który rozwinął się między północnym brzegiem Gondwany a ówczesną południową krawędzią paleokontynentu Bałtyki (Nawrocki, 2021). Najnowsze dane paleomagnetyczne wskazują, że od środkowego ediakaru w wyniku procesów ryftowych rozpoczął on wspólny dryft z paleokontynentem Bałtyki, zasadniczo nie zmieniając swojej pozycji do dziś (Nawrocki i in., 2021). Wcześniejsze dane paleomagnetyczne, uzyskane z czerwono zabarwionych skał niższego kambru z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 wskazały, że terran brunowistulikum znalazł się w początkach kambru w pozycji okołorównikowej na 7° paleoszerokości geograficznej (Nawrocki i in., 2004b). Według wcześniejszych tez paleobiogeograficznych, kambryjskie trylobity z utworów oddziału 2 kambru, z ogniwa mułowców z trylobitami z Piszczyny, wykazują powiązania zarówno z bałtycką, jak i gondwańską prowincją biogeograficzną. Fakt ten wg Nawrockiego i in. (2004 b) uniemożliwia precyzyjne określenie pozycji paleogeograficznej brunowistulikum we wczesnym kambrze. Najnowsza analiza proveniencji przedstawicieli zespołu trylobitów z otworu Goczałkowice IG 1 wskazuje na bliższe bałtyckiemu powinowactwo biogeograficzne trylobitów wchodzących w jego skład (Żylińska, 2021).

4.3. LITOSTRATYGRAFIA

Monika Jachowicz-Zdanowska, Jolanta Paczeńska

W polskiej części brunowistulikum klastyczne utwory kambryjskie były do początku lat 70. ub. w. uznawane za dolnodewońskie. Odkrycie skamieniałości trylobitów kambryjskich (Biernat, Baliński, 1973; Orłowski, 1975c) pozwoliło ustalić ich wiek na kambr i przypisać do skandynawskiego poziomu *Hoimia*. Na Morawach (w czeskiej części brunowistulikum) poddewońskie skały klastyczne do niedawna uznawano wyłącznie za dolnodewońskie (Dvořák, 1998) i określano

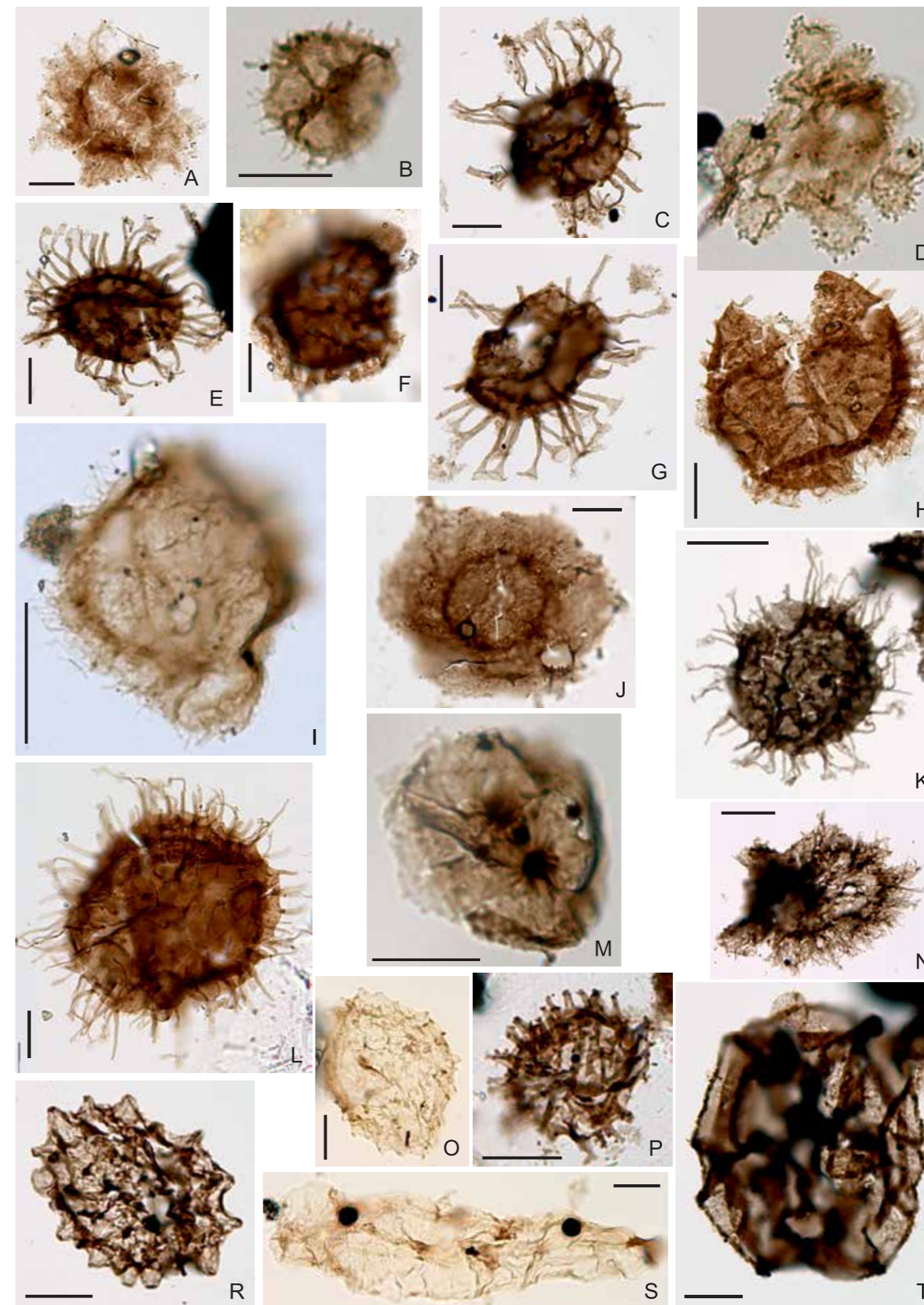


FIG. 25. Akritarchy oddziału 2 i miałingu strefy Stalowa Wola–Lubaczów (SE Polska) – przykładowe gatunki: A – *Comasphaeridium agglutinatum* Moczyłowska, otwór Sarżyna 18, głęb. 814–823 m; B – *Heliosphaeridium* sp., otwór Sarżyna 20, głęb. 791–796 m; C – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Rudka 1, głęb. 1272–1281 m; D – *Asteridium pallidum* (Volkova), otwór Sarżyna 20, głęb. 791–796 m; E – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Rudka 11, głęb. 1272–1281 m; F – *Skiagia pura* Moczyłowska, otwór Sarżyna 18, głęb. 814–823 m; G – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Dąbrowica Duża 3, głęb. 1476 m; H – *Skiagia* sp., otwór Sarżyna 18, głęb. 814–823 m; I – *Comasphaeridium brachyspinosum* (Kirjanov), otwór Sarżyna 18, głęb. 814–823 m; J – *Granomarginata squamacea* Volkova, otwór Rudka 11, głęb. 1272–1281 m; K – *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund), otwór Dąbrowica Duża 3, głęb. 1476 m; L – *Globosphaeridium cerinum* (Volkova), otwór Sarżyna 18, 814–823 m; M – *Archaeodiscina umbonulata* Volkova, otwór Sarżyna 20, głęb. 791–796 m; N – *Comasphaeridium strigosum* (Jankauskas), otwór Sarżyna 18, głęb. 814–823 m; O – *Adara undulata* Moczyłowska, otwór Biszcza 2, głęb. 989–1001 m; P – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, otwór Książpól 11, głęb. 931–940 m; R – *Adara alea* Martin, otwór Książpól 11, głęb. 931–940 m; S – *Eliasium Ilaniscum* Fombella, otwór Biszcza 2, głęb. 989–1001 m; T – *Cristallinium cambriense* (Slaviková, 1968), otwór Książpól 14, głęb. 956–965 m. Skala liniowa 10 µm

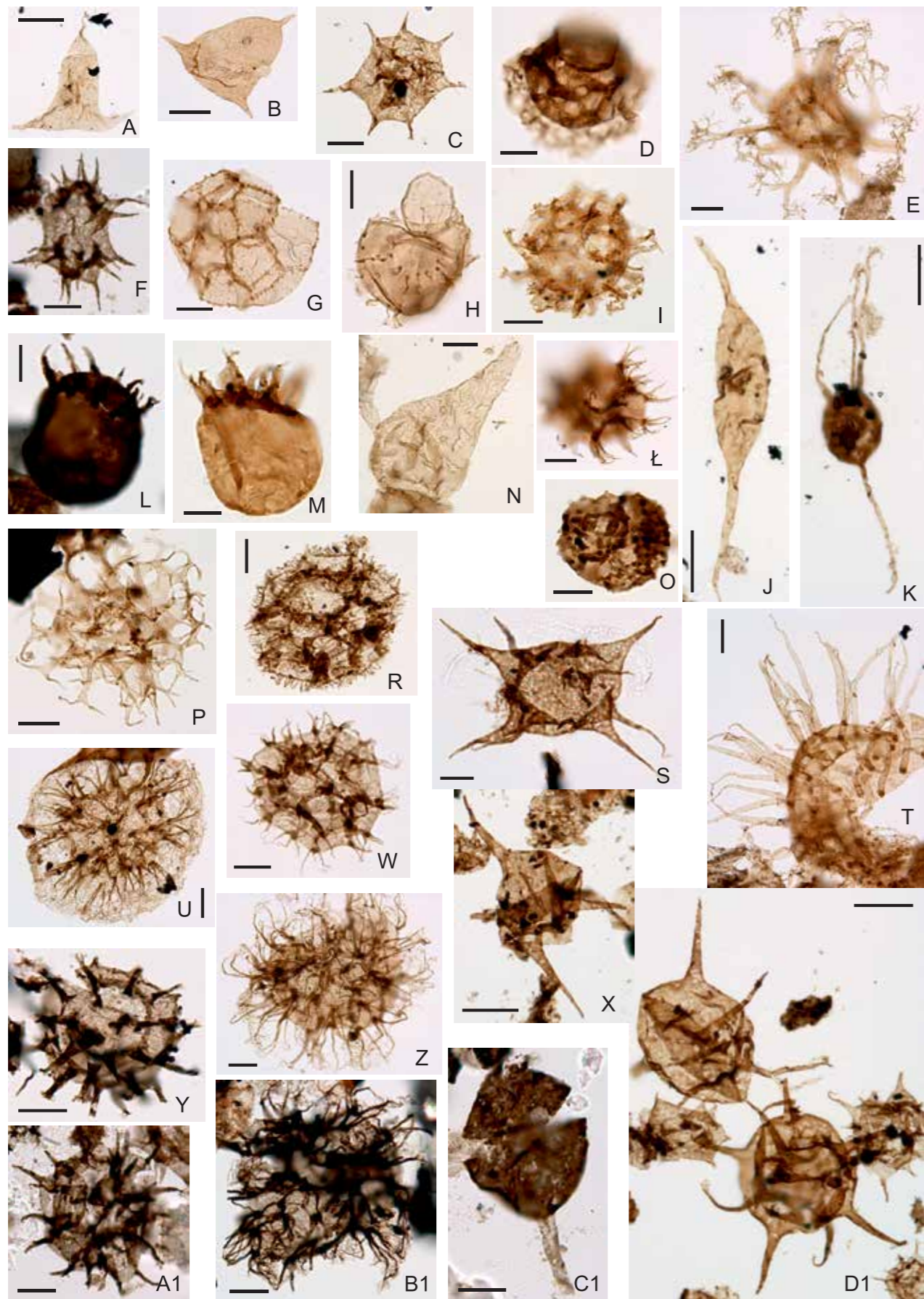


FIG. 26. Akritarchy furongu strefy Stalowa Wola–Lubaczów (SE Polska) i strefy Kokhanivki (zachodnia Ukraina) – przykładowe gatunki: A – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1091 m; B – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; C – *Impluviculus* sp., otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1022 m; D – *Elenia armillata* (Vanderflit), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1193 m; E – *Timofeevia lancearae* (Cramer et Diez de Cramer), otwór Opaka 1, głęb. 1278–1284 m; F – *Acanthodiacrodium achrasii* Martin, otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; G – *Cristallinium dubium* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; H – *Cymatogalea cristata* (Downie), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1193 m; I – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; J – *Leiofusa stoumonensis* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; K – *Lusatia dendroidea* (Burmman), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; L – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Verchany 1, głęb. 2055–2056,8 m; Ł – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Opaka 1, głęb. 1278–1284 m; M – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine) Loeblich et Tappan, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; N – *Pireia orbicularis* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; O – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 938 m; P – *Vulcanisphaera britannica* Rasul, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1003 m; R – *Cristallinium pilosum* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1013 m; S – *Ladogella* sp., otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1228 m; T – *Baltisphaeridium capillatum* (Naumova), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1228 m; U – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; W – *Vulcanisphaera turbata* Martin, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; X – *Veryhachium mutabile* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1003 m; Y – *Stelliferidium* sp., Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; Z – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; A1 – *Izhoria* sp., otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; B1 – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Verchany 1, głęb. 2055–2056,8 m; C1 – *Ortosphaeridium ? extensum* Parsons et Anderson, otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; D1 – *Solisphaeridium* sp., otwór Wola Obszańska 9, głęb. 957 m. Skala liniowa dla A–I, K–S wynosi 10 µm, dla J i T–D1 – 25 µm

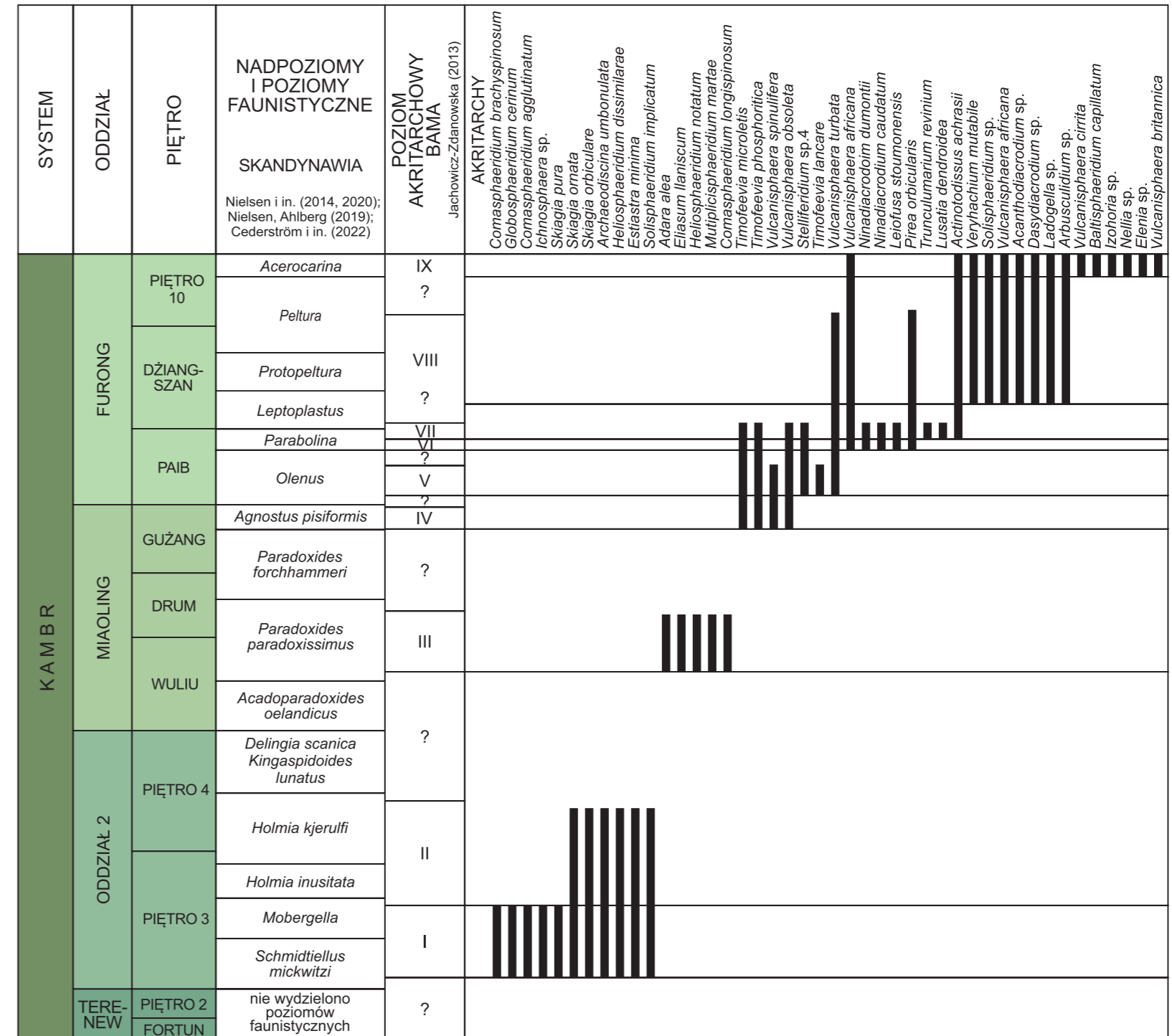


FIG. 27. Zasięgi wybranych taksonów akritarch w utworach kambru SE Polski

jako „podstawowe klastyki dewonu dolnego” (*Lower Devonian Basal Clastics*). W wyniku badań palinologicznych w kilku otworach wiertniczych wykazano, że skały te reprezentują zarówno niższy kambr, jak i dolny dewon (Jachowicz, Pritchystal, 1996, 1997; Fatka, Vavrdová, 1998; Vavrdová, Bek, 2001; Purkňova i in., 2004).

W profilu utworów dolnokambrskich bloku górnośląskiego wyróżniono dwie jednostki litostratygraficzne – formację z Borzët z ogniwami w kolejności stratygraficznej: mułowców z Myślenic, mułowców z Osieczan i piaskowców z Rajbrota oraz formację z Goczałkowic z ogniwami w kolejności stratygraficznej: piaskowców skolitusowych z Mogilan, piaskowców bioturbacyjnych z Glogoczowa i mułowców z trylobitami z Pszczyny (Buła, 2000; Buła, Jachowicz, 1996; fig. 30, 31). Jedyne wydzielenie litostratygraficzne miaolinga, opisane tylko w otworze wiertniczym Sosnowiec IG 1 jako formacja z Sosnowca, przedstawiono na figurze 32. Charakterystykę jednostek litostratygraficznych wydziałonych w kambrze bloku górnośląskiego przedstawiono w tabeli 7.

4.4. BIOSTRATYGRAFIA

4.4.1. Trylobity

Jolanta Paczeńska

Jedyne trylobity, jakie zostały opisane i taksonomicznie zdefiniowane na bloku górnośląskim, pochodzą z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (Orłowski, 1975c), gdzie występują w ciemnoszarych mułowcach piaszczystych, zaliczanych do ognia mułowców z trylobitami z Pszczyny. Stanowi ono część formacji z Goczałkowic (Buła, 2000). Występujący w sekwencji kambrskiej zespół trylobitów jest niezbyt liczny (opisano 15 fragmentów pancerzy trylobitów), ale zróżnicowany pod względem taksonomicznym, z następującymi taksonami: *Schmidtellus panowi*, *Berabichia* sp., *Strenuaevea* sp. i *Epichalnipsus* sp. (Żylińska, 2021).

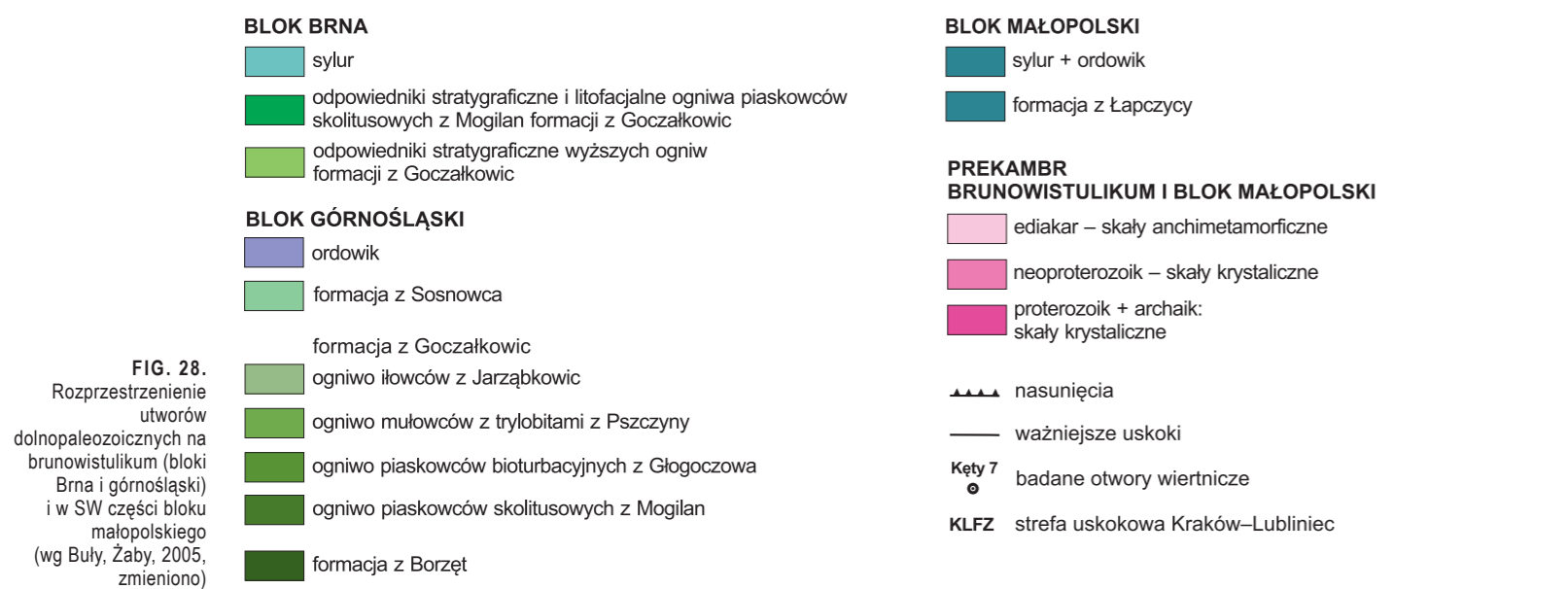
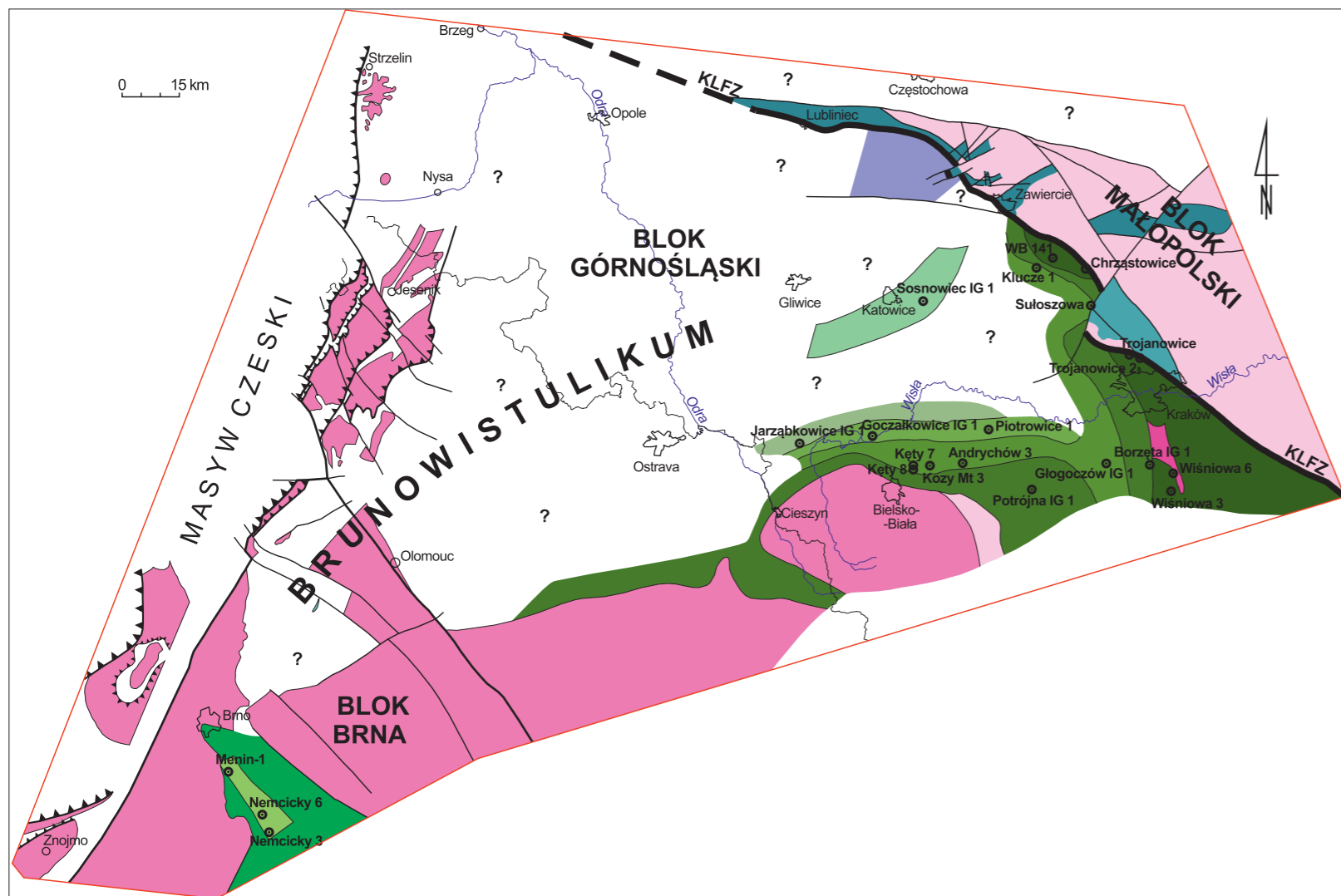


FIG. 28. Rozprzestrzenienie utworów dolnopaleozoicznych na brunowistulikum (bloki Brna i górnośląski) i w SW części bloku małopolskiego (wg Buły, Żaby, 2005, zmieniono)

4.4.2. Akritarchy

Monika Jachowicz-Zdanowska

Po raz pierwszy dolnokambryjski wiek klastyków występujących pod dewonem dolnym w wierzeniach Andrychów 3 i Piotrowice 1 został określony przez Brochwicz-Lewińskiego i in. (1986). W tym też czasie oznaczono wiek zespołów akritarch z utworów kambryjskich rozpoznanych wierzeniami Goczałkowice IG 1, Sosnowiec IG 1 oraz Potrójna IG 1 (Kowalczewski i in., 1984); opisane zespoły akritarch były w kolejnych latach reinterpretowane (np. Kowalczewski, 1990; Moczyłowska, 1997, 1998). Większa część profilu została zaliczona do niższego kambru (oddział 2), tak jak wskazują

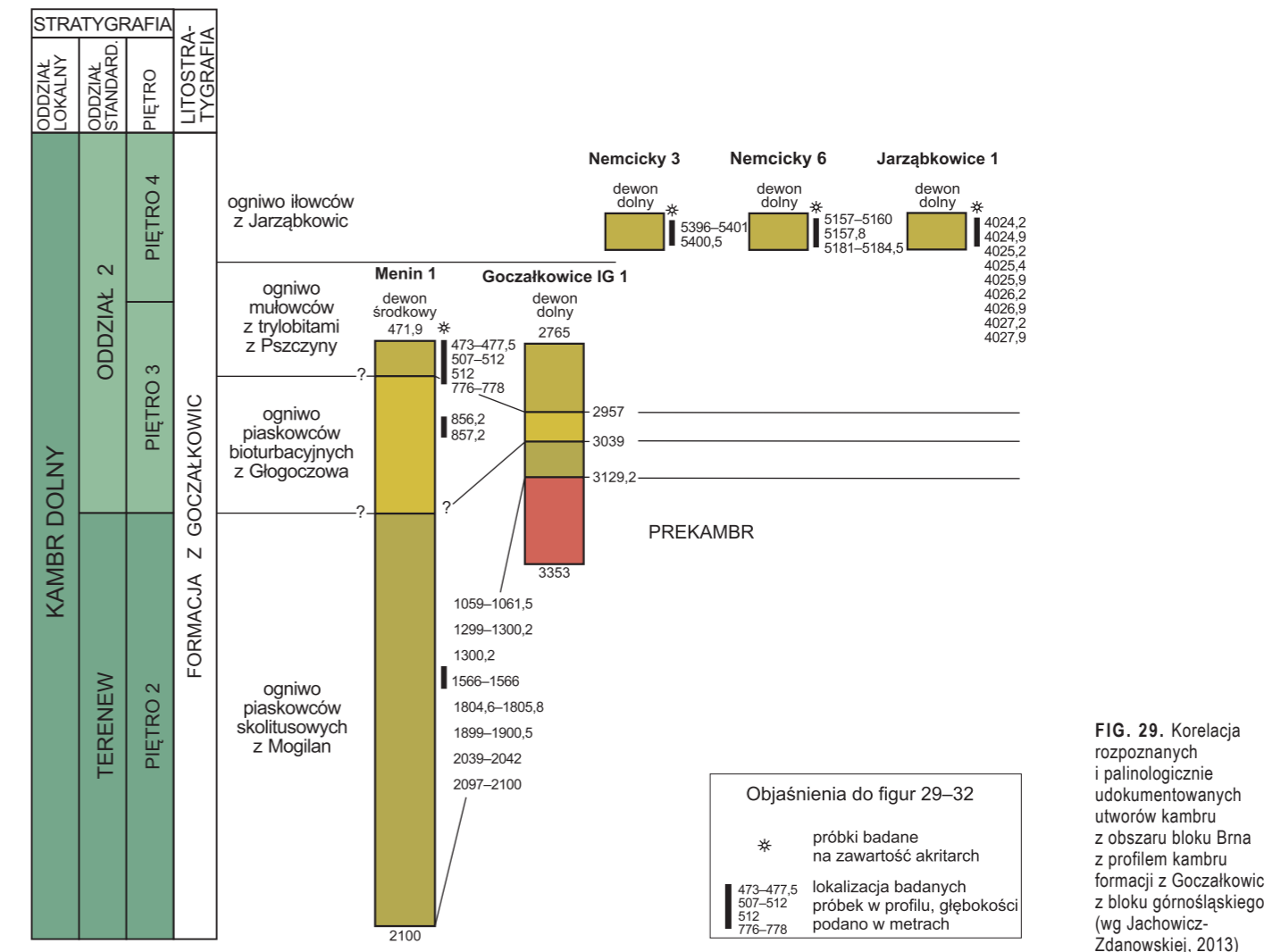


FIG. 29. Korelacja rozpoznanych i palinologicznie udokumentowanych utworów kambru z obszaru bloku Brna z profilem kambru formacji z Goczałkowic z bloku górnośląskiego (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013)

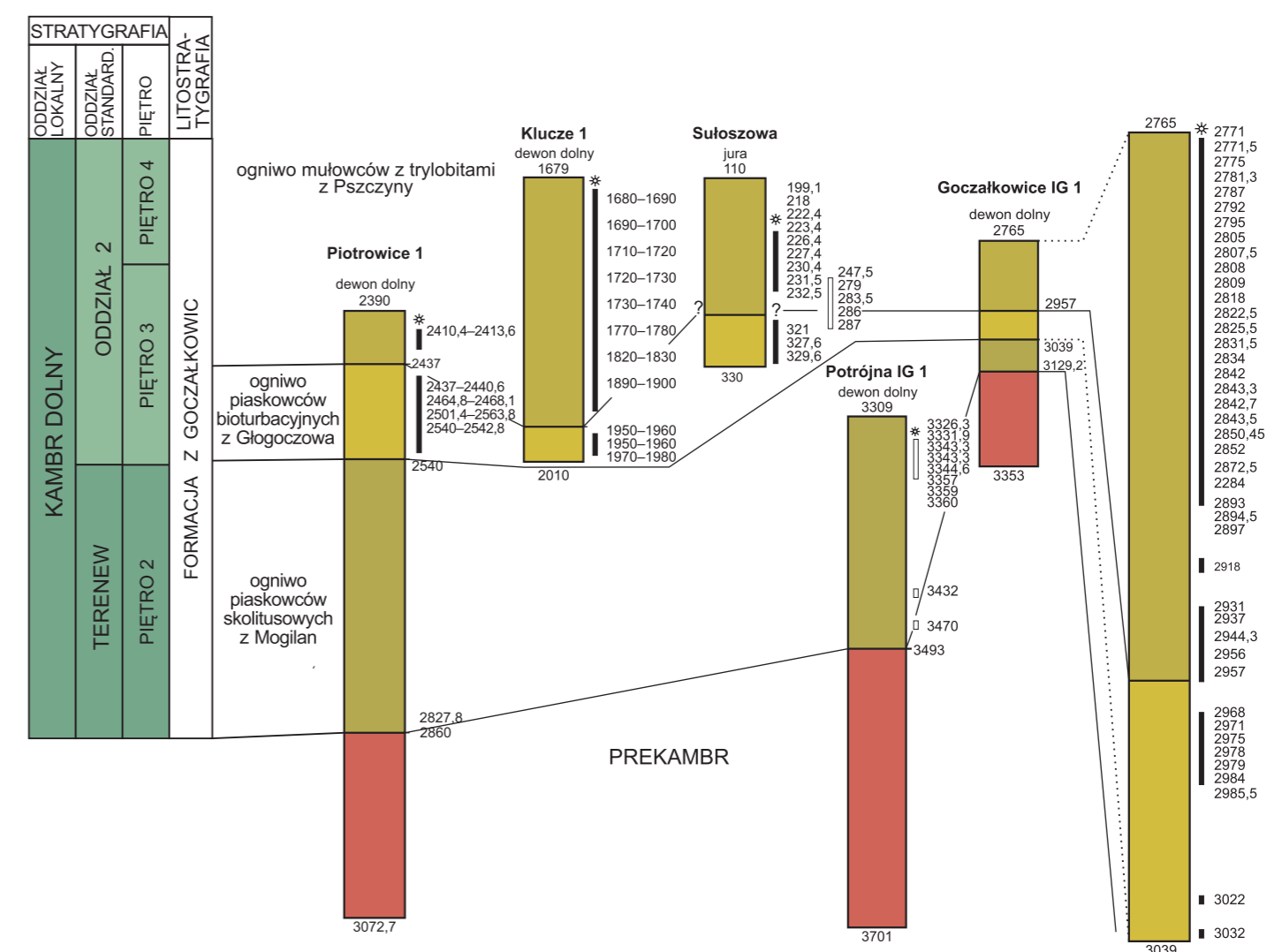


FIG. 30. Jednostki litostratigraficzne utworów dolnokambryjskich w południowej i SW części bloku górnośląskiego (wg Buły, 2000)

TAB. 7 cd.

Formacja z Sosnowca	
Kreator (rok)	Bula (2000)
Miażdżość	ok. 195 m
Występowanie	południowa Polska, blok górnośląski (fig. 30, 32)
Litologia/Facie	górna część formacji z Sosnowca to mulowce i piaskowce drobnoziarniste. W dolnej części profilu formacji występuje kompleks piaskowców różnoziarnistych z warstwami piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców; został on zdefiniowany przez Kowalczewskiego (1990) jako ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy. Utwory formacji z Sosnowca osadziły się w strefie litoralnej z udziałem pływów
Stratotyp/Występowanie	formacja z Sosnowca: profil geologiczny otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1, głęb. 3156,0–3442, 6 m; centralna część bloku górnośląskiego. Ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy: profil geologiczny otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1, głęb. 3425,0–3442, 6 m (nie dowercono do dolnej granicy ogniwa)
Skamieniałości	ramienionogi: bezzawiasowe z rodziny Lingulidae i Acrotetidae; mikroflora: <i>Granomarginata squamea</i> , <i>G. parva</i> , <i>Celtiberium undulatum</i> , <i>C. ?papillatum</i> , <i>Baltisphaeridium implicatum</i> , <i>B. compressum</i> , <i>Timofeevia phosphonica</i> , <i>T. lancarea</i> , <i>T. pentagonis</i> , <i>Michrystidium notatum</i> , <i>M. lubomense</i> , <i>M. spinosum</i> , <i>Cristallinium cambricense</i> , <i>Elliasium Ilaniscum</i> , <i>Ammonidium oligum</i> , <i>Am. notatum</i> , <i>Am. bellum</i> , <i>Adara alea</i> , <i>Ad. undulata</i> , <i>Alliumella baltica</i> , <i>Asteridium lanatum</i> , <i>As. solidum</i> , <i>As. pilare</i> , <i>As. solidum</i> , <i>As. spinosum</i> , <i>As. tomatum</i> , <i>Actinotodiscus ? sp.</i> , <i>Aryballomorpha sp.</i> , <i>Comasphaeridium gongense</i> , <i>C. longispinosum</i> , <i>C. silesiense</i> , <i>C. vozmedianum</i> , <i>C. soniae</i> , <i>C. francinae</i> , <i>Cristallinium cambricense</i> , <i>Cr. ovilense</i> , <i>Cr. randomense</i> , <i>Cr. compactum</i> , <i>Cymatiosphaera crameri</i> , <i>Cy. postae</i> , <i>Duplisphaera luminosa</i> , <i>Elliasium Ilaniscum</i> , <i>E. asturicum</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Heliosphaeridium bellulum</i> , <i>H. confierum</i> , <i>H. dissimilare</i> , <i>H. exile</i> , <i>H. lanceolatum</i> , <i>H. longum</i> , <i>H. nodosum</i> , <i>H. obscurum</i> , <i>H. oligum</i> , <i>H. serridentatum</i> , <i>Lophosphaeridium latviense</i> , <i>L. variabile</i> , <i>Multiplicisphaeridium mariae</i> , <i>M. parvum</i> , <i>M. ramosum</i> , <i>M. sosnowicense</i> , <i>M. varietalis</i> , <i>M. xianum</i> , <i>M. lynense</i> , <i>Pterospemella vitalis</i> , <i>Retisphaeridium brayense</i> , <i>Revinolesta izohorica</i> , <i>R. microspinosa</i> , <i>R. ordensis</i> , <i>R. saccata</i> , <i>Skiagia ciliosa</i> , <i>S. compressa</i> , <i>Solisphaeridium cylindratum</i> , <i>So. elegans</i> , <i>So. flexipilosum</i> , <i>So. implicatum</i> , <i>So. multiflexipilosum</i> , <i>Stelliferidium robustum</i> , <i>Vogtlandia simplex</i> , <i>Turrisphaeridium turgidum</i> , <i>T. reticulatum</i> , <i>Retisphaeridium lechistanum</i> , <i>Parmasphaeridium sp.</i> ; skamieniałości śladowe: <i>Planolites montanus</i> , <i>P. beverleyensis</i> , <i>Gordia sp.</i>
Biostratygrafia	nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> – <i>Paradoxides paradoxissimus</i> –(?) <i>Paradoxides forchhammeri</i>
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Magnetostratygrafia	brak
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i ichnologiczne: Paczeńska (2014b); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990); Bula (2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Biernat, Baliński (1973); Bula, Jachowicz (1996); Moczydlowska (1997, 1998); Jachowicz-Zdanowska (2013, 2014)
Synonimy	brak
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy (Kowalczewski, 1990)

FIG. 33. Zasięgi wybranych taksonów akritarch w utworach kambru brunowistulikum (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013, 2014)

SYSTEM	ODDZIAŁ	NADPOZIOMY I POZIOMY FAUNISTYCZNE SKANDYNAWIA	POZIOMY AKRITARCHOWE	LITOSTRATYGRAFIA	
KAMBR	ODDZIAŁ 2	Paradoxides paradoxissimus	BAMA IX Adara alea– Multiplicisphaeridium lynense	formacja z Sosnowca	
			BAMA VIII Turrisphaeridium semireticulatum		
	MIAOLING	Acadoparadoxides oelandicus	BAMA VII Ammonidium bellulum– Ammonidium notatum		ogniwo z Jarząbkowic
			BAMA VI Volkovia dentifera– Liepaina plana		
	ODDZIAŁ 2	Delingia scanica Kingspidoides lunatus	BAMA V Skiagia– Eklundia varia		ogniwo z Goczałkowic
			BAMA IV Skiagia– Eklundia varia		
			BAMA III Ichnosphaera flexuosa– Comasphaeridium molliculum		
			BAMA II Asteridium tomatum– Comasphaeridium velvetum		
	TERENEW	Nie wyróżniono poziomów faunistycznych	BAMA I Pulvinosphaeridium antiquum– Pseudotasmantites		formacja z Borzęt

TAB. 8. Biozonacje akritarchowe na bloku górnośląskim i ich korelacja międzyregionalna (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013, 2014)

Poziom	Występowanie w profilach otworów	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
BAMA I Pulvinosphaeridium antiquum– Pseudotasmantites	Borzęta IG 1, Rajbrot 1, Rajbrot 2, Wiśniowa IG 1, Wiśniowa 3, Wiśniowa 6, Czarzastowie (Rch 6), Trojanowice, Trojanowice 2, WB 9, WB 137, WB 141	obecność akritarch z rodzaju <i>Leiosphaeridia</i> o nieskomplikowanych morfologicznie ciałkach oraz sferycznych kolonii rodzajów: <i>Synsphaeridium</i> , <i>Symplassosphaeridium</i> , <i>Siphonophycus</i> , <i>Simia</i> i <i>Pterospemopsis</i> , obecność nitkowatych sinic (Cyanophyta), występujących pojedynczo lub tworzących kolonie	zespół mikroflory (fig. 36): <i>Leiosphaeridia tenuissima</i> , <i>Leiosphaeridia crassa</i> , <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Pulvinosphaeridium antiquum</i> , <i>Pulvinosphaeridium</i> sp., <i>Pseudotasmantites</i> sp., <i>Ceratophyton vermicosum</i> , <i>Tawuia</i> sp., <i>Pterospemopsis</i> sp., <i>Navifusa</i> sp., <i>Leiovalia</i> , <i>Granomarginata</i> , <i>Simia</i> , <i>Teophipolia</i> i <i>Giomovertalla</i> . Sinice: <i>Palaeolynghya</i> sp., <i>Oscillatorites</i> sp., <i>Siphonophycus kestron</i> i <i>Polytrichoides lineatus</i> . „Megaalgi”: <i>Chuarina circularis</i> , <i>Chuarina</i> sp., <i>Ceratophyton vermicosum</i> , <i>Teophipolia lacerata</i>	terenew, poziom <i>Platysolenites antiquissimus</i>	w aktualnym podziale stratygraficznym kambrzyjskiego systemu, asocjacja akritarch – poziom BAMA I odpowiada utworom najstarszego oddziału kambru – terenew i może być korelowana z poziomem <i>Platysolenites antiquissimus</i> oraz poziomem akritarchowym <i>Granomarginata prima</i> , wyznaczonym w części NW platformy wschodnioeuropejskiej (Moczydlowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002)
BAMA III Ichnosphaera flexuosa–Comasphaeridium molliculum	Goczałkowice IG 1, Głogoczów IG 1, Klucze 1, Suloszowa, Kozy MT 3, Kęty 8, Kęty 9, Andrychów 3, Piotrowice, Ménin 1 (blok Brna)	zespół poziomu BAMA III wyróżnia się dominacją akritarch z przewodniego rodzaju <i>Ichnosphaera</i> i jest reprezentowany przez kilka gatunków. Większość gatunków rodzaju <i>Ichnosphaera</i> udokumentowano tylko w osadach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa	zespół mikroflory (fig. 34): <i>Ichnosphaera brachyspinosa</i> , <i>I. aranea</i> , <i>I. flexuosa</i> , <i>I. robusta</i> , <i>I. stipatica</i> , <i>Globosphaeridium cerinum</i> , <i>Asteridium lanatum</i> , <i>A. pallium</i> , <i>A. tomatum</i> , <i>Comasphaeridium agglutinatum</i> , <i>C. molliculum</i> , <i>C. velvetum</i> , <i>Pterospemella velata</i> , <i>P. gilgareta</i> , <i>Granomarginata prima</i> , <i>G. squamea</i> , <i>Lophosphaeridium dubium</i> , <i>Lechistiana magna</i> , <i>Skiagia brachyspinosa</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. pura</i> , <i>Tasmanites bobrowskae</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i>	zasięgi stratygraficzne zespołów akritarchowych z przewodnim rodzajem <i>Ichnosphaera</i> są głównie związane z utworami, które należą korelować z piętnem 3 lub spagiem piętra 4 kambrzyjskiego oddziału 2	liczne okazy gatunków obecnie włączonych do rodzaju <i>Ichnosphaera</i> dokumentowano najczęściej w utworach korelowanych z wyższą częścią poziomu <i>Schmidtliellus mickwitzi</i> oraz dolną częścią poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> (Volkova i in., 1983; Moczydlowska, Vidal, 1986; Hagenfeldt, 1989a, b; Eklund, 1990; Moczydlowska, 1991, 2011). Podobny zespół występuje w utworach wczesnego kambru Skandynawii (Moczydlowska, Vidal, 1986), gdzie licznie występują w osadach „Mickwitzia Sandstone” centralnej Szwecji i południowej Szwecji, skąd m.in. opisano gatunek typowy <i>Ichnosphaera flexuosa</i> (= <i>Elektriskos flexuosus</i>) (Eklund, 1990). Znane są również z utworów formacji: „Green Shale” z Bornholmu (Moczydlowska, Vidal, 1986). Buen w północnej Grenlandii oraz Bastion z południowej Grenlandii (Moczydlowska, Vidal, 1986). Rodzaj <i>Ichnosphaera</i> został stwierdzony w utworach kambrzyjskich platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova i in., 1983; Moczydlowska, 1991; Jankauskas, Lenzion, 1992, 1994; Jankauskas, 2002; Moczydlowska, 2011) oraz platformy syberyjskiej (Rudavskaya, Vassileva, 1984). Obecność gatunku <i>Ichnosphaera robusta</i> (= <i>Elektriskos flexuosus</i>) udokumentowano w utworach oddziału 2 kambru południowej Irlandii (Rushton, Molyneux, 2011)
BAMA IV Skiagia–Eklundia campanula	Goczałkowice IG 1, Suloszowa, Piotrowice 1	masowe występowanie przedstawicieli rodzaju <i>Skiagia</i> to cecha charakterystyczna zespołów akritarch poziomu BAMA IV, występujących w dolnej części profilu ogniwa mulowców z trylobitami z Pszczyny	zespół mikroflory (fig. 34): <i>Skiagia scottica</i> (FAD*), <i>S. ciliosa</i> (FAD), <i>S. orbiculare</i> , <i>S. compressa</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. pura</i> , <i>Eklundia pusilla</i> (FAD), <i>E. campanula</i> (FAD), <i>E. varia</i> (FAD), <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> , <i>Pterospemella inordinata</i> , <i>Multiplicisphaeridium xianum</i> , <i>M. primarium</i> , <i>Pterospemopsis rugulosa</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Alliumella baltica</i> , <i>Parmasphaeridium robustispinosum</i> , <i>Globus gossipinus</i> , <i>Retisphaeridium pusillatum</i> , <i>R. brayense</i> , <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>C. spinosum</i> , <i>Sagatum priscum</i> , <i>Solisphaeridium elegans</i> , <i>Leiovalia tenera</i>	zespół był wielokrotnie znajdowany głównie w utworach poziomów <i>Holmia kjerulfi</i> , <i>Protolenus</i> , a także w utworach nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> i <i>Paradoxides paradoxissimus</i> na platformie wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969a, b; Moczydlowska, 1981, 1991; Downie, 1982; Moczydlowska, Vidal, 1986; Hagenfeldt, 1989a, b)	asocjacje poziomu BAMA IV są zbliżone składem rodzajowym i gatunkowym do zespołów opisanych z dolnej części zony akritarchowej <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> (Moczydlowska, 1991) oraz zespołu <i>Baltisphaeridium cerinum</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> zony <i>Baltisphaeridium cerinum</i> na platformie wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969a, b; Moczydlowska, 1981, 1991; Downie, 1982; Moczydlowska, Vidal, 1986; Hagenfeldt, 1989a, b)
BAMA V Skiagia–Eklundia varia	Goczałkowice IG 1, Klucze 1, Ménin 1 (blok Brna)	cecha charakterystyczną zespołu jest pojawienie się okazów rodzaju <i>Skiagia</i> o znacznie większej średnicy ciała, niekiedy dwukrotnie. W utworach tego poziomu, z rodzaju <i>Skiagia</i> , nie znaleziono tu jedynie przedstawicieli gatunków <i>S. pura</i> czy <i>S. brevispinosa</i> , natomiast pojawiają się wyraźne, duże okazy gatunku <i>S. pilosuscula</i> . Kolejnymi nowymi składnikami asocjacji są <i>Parmasphaeridium implicatum</i> , <i>Polygonium baltiscandium</i> i <i>Eklundia florentinata</i>	zespół mikroflory (fig. 34): <i>Skiagia ciliosa</i> , <i>S. compressa</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. ornata</i> , <i>S. pilosuscula</i> , <i>S. scottica</i> , <i>Multiplicisphaeridium xianum</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Granomarginata squamea</i> , <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Globus gossipinus</i> , <i>Parmasphaeridium implicatum</i> (FAD), <i>Sagatum priscum</i> , <i>Retisphaeridium pusillatum</i> , <i>Pterospemopsis rugulosa</i> , <i>Retisphaeridium brayense</i> , <i>Polygonium baltiscandium</i> (FAD), <i>Eklundia florentinata</i> (FAD)	zespół akritarch poziomu BAMA V udokumentowano m.in. w górnym odcinku profilu kambru nadpoziomy <i>Acadoparadoxides IG 1</i> , w którym zostały znalezione trylobity: <i>Schmidtliellus panowi</i> , <i>Berabichia</i> sp., <i>Strenuaeva</i> sp., <i>Epichalnipus</i> sp., charakterystyczne dla poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> (Orłowski, 1975b; Żylińska, 2021)	podobne asocjacje mikroskamieniałości, zbliżone składem rodzajowym i gatunkowym są charakterystyczne dla zony akritarchowej <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i> (Moczydlowska, 1991) oraz <i>Estiastra minima</i> – <i>Michrystidium dissimilare</i> (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonych dla utworów poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> , rozpoznanych w wielu obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983; Moczydlowska, 1991; Jankauskas, 2002). Szkojci, Grenlandii i Kanady (Downie, 1982; Vidal, 1984), Chin (Zang, 1992; Moczydlowska, Zang, 2006) oraz południowej Australii (Moczydlowska, Zang, 2006). W SE Polsce poza obszarem lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, zespoły akritarch tego wieku udokumentowano również w obrębie utworów kambru bloku małopolskiego, w strefie Stalowa Wola–Lubaczów (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Poza wymienionymi regionami, asocjacje akritarch charakterystyczne dla poziomu <i>Holmia kjerulfi</i> opisano również z zachodniej części obniżenia bałtyckiego na platformie wschodnioeuropejskiej (Szczepanik, 2000) oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009)
BAMA VI Volkovia dentifera– Liepaina plana	Jarząbkowice 1, Némčíčky-3, Némčíčky-6 (blok Brna)	pojawienie się gatunków <i>Liepaina plana</i> , <i>Volkovia dentifera</i>	zespół mikroflory (fig. 34): <i>Skiagia scottica</i> , <i>S. orbiculare</i> , <i>S. ciliosa</i> , <i>Pterospemopsis rugulosa</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Eklundia varia</i> , <i>Heliosphaeridium dissimilare</i> , <i>Globus gossipinus</i> , <i>Sagatum priscum</i> , <i>Liepaina plana</i> , <i>Volkovia dentifera</i>	oddział 2, poziom <i>Protolenus</i> Na podstawie występowania gatunków <i>Liepaina plana</i> i <i>Volkovia dentifera</i> na bloku Brna wiek określono jako poziom <i>Protolenus</i> (Vavdová, Bek, 2001; Mikuláš i in., 2008)	zespoły akritarch udokumentowane w cząstkowych profilach kambrzyjskich dwóch wierceń z rejonu Brna (Némčíčky-3, Némčíčky-6) oraz w otworze Jarząbkowice 1 po polskiej stronie brunowistulikum, są najmłodszymi asocjami mikroflory oddziału 2 kambrzyjskiego systemu, rozpoznany na bloku górnośląskim, które korelować należy z zonomi <i>Volkovia–Liepaina</i> (Moczydlowska, 1991) lub <i>Volkovia dentifera</i> (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonymi dla poziomu <i>Protolenus</i> na platformie wschodnioeuropejskiej
BAMA VII Ammonidium bellulum–Ammonidium notatum	Sosnowiec IG 1	występowanie przewodnich gatunków akritarch: <i>Ammonidium notatum</i> , <i>Ammonidium oligum</i> , <i>Heliosphaeridium longum</i> i <i>Granomarginata parva</i>	zespół mikroflory (fig. 35): <i>Ammonidium bellulum</i> , <i>A. notatum</i> , <i>A. oligum</i> , <i>Heliosphaeridium longum</i> , <i>Granomarginata parva</i> , <i>G. squamea</i> , <i>Elliasium Ilaniscum</i> , <i>Asteridium tomatum</i> , <i>Ast. spinosum</i> , <i>Heliosphaeridium lanceolatum</i> , <i>Comasphaeridium strigosum</i> , <i>Cristallinium cambricense</i> , <i>Lophosphaeridium dubium</i> , <i>Multiplicisphaeridium xianum</i> , <i>Retisphaeridium howelli</i> , <i>Skiagia ciliosa</i>	oddział 2 – poziom <i>Protolenus</i> ; miaoling – nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Hagenfeldt, 1989a, b; Moczydlowska, 1991, 1998, 1999; Jankauskas, Lenzion, 1992; Vidal, Peel, 1993; Jankauskas, 2002)	gatunki <i>Ammonidium notatum</i> oraz <i>Ammonidium oligum</i> to formy znane z utworów kambrzyjskich, w których pojawiają się w poziomie <i>Protolenus</i> i bardzo licznie występują w utworach nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Hagenfeldt, 1989a, b; Moczydlowska, 1991, 1998, 1999; Jankauskas, Lenzion, 1992; Vidal, Peel, 1993; Jankauskas, 2002). Forma <i>Ammonidium notatum</i> (= <i>Heliosphaeridium notatum</i>) to m.in. akson indeksowy zony akritarchowej <i>Michrystidium notatum</i> – <i>Lophosphaeridium variabile</i> (Jankauskas, Lenzion, 1992), wyznaczonej w utworach niższych ogniw nadpoziomy <i>A. oelandicus</i> platformy wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002) oraz zony akritarchowej <i>Heliosphaeridium notatum</i> (Palacios i in., 2006), rozpoznanej w utworach kambru południowej Hiszpanii, wiekowo odpowiadających poziomowi <i>Protolenus</i> (Palacios i in., 2006). Gatunek <i>Ammonidium bellulum</i> został opisany po raz pierwszy jako <i>Heliosphaeridium bellulum</i> z kambrzyjskiego odcinka profilu otw. Sosnowiec IG 1 (Moczydlowska, 1998). Utwory te, nie posiadające datowania faunistycznego, na podstawie uzyskanych zespołów akritarch skorelowano z nadpoziomy <i>Acadoparadoxides oelandicus</i> (Moczydlowska, 1998). Okazy tego gatunku dokumentowano wcześniej w utworach tego wieku w innych obszarach, np. na Litwie, gdzie zostały oznaczone jako <i>Michrystidium notatum</i> (Jankauskas, 2002), czy formy zilustrowane z Maroka, opisane jako <i>Michrystidium aff. confierum</i> (Vanguestaine, Van Looy, 1983)

TAB. 8 cd.

Poziom	Występowanie w profilach otworów	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
BAMA VIII <i>Turrisphaeridium semireticulatum</i>	Sosnowiec IG 1	podstawą wyróżnienia pierwszego z dwóch przewodnich zespołów akritarch, udokumentowanych w utworach kambru profilu wiercenia Sosnowiec IG 1 powyżej intruzji skał magmowych, jest pojawienie się i obecność bardzo licznej populacji charakterystycznego, nowego rodzaju <i>Turrisphaeridium</i> wraz z taksonami przewodnimi, <i>Turrisphaeridium semireticulatum</i> i <i>T. turgidus</i>	zespół mikroflory (fig. 35): <i>Turrisphaeridium semireticulatum</i> (FAD), <i>T. turgidum</i> (FAD), <i>Comasphaeridium silense</i> , <i>C. soniae</i> (FAD), <i>C. francinae</i> (FAD), <i>C. vozeadianum</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Eliasum ilaniscum</i> , <i>Multiplicisphaeridium martae</i> , <i>Multiplicisphaeridium ramosum</i> , <i>Retisphaeridium lechistanium</i> , <i>Solisphaeridium flexipilosum</i> , <i>S. multiflexipilosum</i> , <i>Asteridium spinosum</i> , <i>A. tornatum</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Lophosphaeridium dubium</i> , <i>Parmasphaeridium implicatum</i> , <i>Retisphaeridium capsulatum</i> , <i>R. dichamerum</i> , <i>R. lechistanium</i> (FAD), <i>R. howellii</i> , <i>R. ovillense</i> , <i>Revinotesta</i> sp.	miaoling	większość z wymienionych gatunków jest charakterystyczna dla zespołów akritarch opisanych z innych obszarów występowania utworów miaoling, gdzie korelowano je z nadpoziomem <i>Paradoxides paradoxissimus</i> (Slaviková, 1968; Cramer, Diez Cramer, 1972; Fombella, 1977, 1978, 1979, 1986; Erkmn, Bozdoğan, 1981; Martin, Dean, 1983, 1984; 1988; Jankauskas, Lenzion, 1992, 1994; Hagenfeldt, 1989b; Volkova, 1990; Palacios i in., 2006; Palacios, 2008, 2010)
BAMA IX <i>Adara alea-Multiplicisphaeridium llyense</i>	Sosnowiec IG 1	drugi, kambryjski poziom BAMA IX udokumentowany powyżej intruzji skał magmowych w profilu otworu Sosnowiec IG 1 został wyróżniony na podstawie masowego pojawienia się rodzaju <i>Adara</i> z przewodnimi gatunkami <i>Adara alea</i> , <i>A. undulata</i> oraz <i>Multiplicisphaeridium llyense</i>	zespół mikroflory (fig. 35): <i>Adara alea</i> , <i>A. undulata</i> , <i>Cristallinium compactum</i> , <i>Multiplicisphaeridium llyense</i> , <i>A. spinosum</i> , <i>Cristallinium cambriense</i> , <i>Parmasphaeridium implicatum</i> , <i>Eliasum ilaniscum</i> , <i>Comasphaeridium vozeadianum</i> , <i>C. longispinosum</i> , <i>C. silense</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Retisphaeridium capsulatum</i> , <i>R. dichamerum</i> , <i>R. lechistanium</i> , <i>R. ovillense</i>	miaoling	przewodni gatunek <i>Adara alea</i> jest indeksową formą zony akritarchowej <i>Adara alea</i> (Martin, Dean, 1988) = A1 (Martin, Dean, 1981, 1984), wyznaczonej w utworach miaoling Nowej Fundlandii, posiadających bardzo dobrą dokumentację faunistyczną (Martin, Dean, 1981, 1983, 1988). Znanе dotychczas gatunki rodzaju <i>Adara</i> odznaczają się stosunkowo krótkimi zasięgami występowania w utworach nadpoziomu <i>Paradoxides paradoxissimus</i> (Martin, Dean, 1981, 1983, 1988; Palacios, 2010)

* FAD (ang. first appearance datum) – pierwsze pojawienie się

Sedymentacja utworów późnego terenu i epoki 2 kambru w SW i południowej części bloku górnośląskiego odbywała się w środowiskach lądowych: rzek i strumieni roztokowych, stożków aluwialnych oraz w środowiskach przejściowych lądowo-morskich – delt roztokowych i stożkowych. Zapis sedymentacji utworów lądowych jest czytelny w dolnej części ognia piaskowców skolitowych z Mogilan w postaci naprzemiennego występowania fluwialnych, frakcjonowanych cykli prostych oraz deltowych cykli odwróconych. Wskaźnikiem przejściowych środowisk lądowo-morskich w wyższej części profilu ognia z Mogilan są skamieniałości śladowe *Skolithos linearis* (fig. 37A: Sl) oraz *Monocraterion* isp., występujące w głębszych strefach delt stożkowych i roztokowych.

Morskie systemy depozycyjne przybrzeża i odrzeża są charakterystyczne dla ognia piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa. Cechuje je obecność skamieniałości śladowych typowych dla otwartego, płytkiego szelfu: ichnorodzaje *Bergaueria* (fig. 37B: Be), *Planolites*, *Teichichnus*, *Monocraterion*, *Diplocraterion* (fig. 37B: Dp),

Rusophycus, *Cruziana* i *Monomorphichnus*, z wyraźnymi wpływami falowania i incydentalnymi sztormami (Paczeńska, 2010d).

Rekonstrukcja paleogeograficzna systemów depozycyjnych w utworach kambru bloku górnośląskiego wskazuje, że ich rozmieszczenie jest związane z epizodami regionalnie urozmaiconej subsydencji. Łądowe systemy stożków aluwialnych i delt stożkowych występują w SW strefie basenu w rejonie otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 oraz w profilach w pobliżu Suchej Beskidzkiej (otwory wiertnicze Lachowice 4 i 7, Stryżawa 2K i Potrójna IG 1). Obszarami alimentacyjnymi dla rzek roztokowych, stożków aluwialnych i deltowych były silnie erodowane wyniesienia w południowej części basenu, zbudowane z prekambryjskich skał krystalicznych.

Rejony basenu charakteryzujące się wysoką subsydencją znajdowały się we wschodniej części basenu (w pobliżu otworów wiertniczych Głogoczów IG 1, Borzęta IG 1, Trojanowice 2, Klucze 1 i Ogrodzieniec 1), gdzie dominowała depozycja w strefie odrzeża (Paczeńska w: Paczeńska, Poprawa, 2001; Paczeńska, 2005: fig. 3).

rausve i syberyjskiemu piętru botom. Występujące w okolicach Masłowa archeocyty porównymano pod względem sposobu zachowania i zróżnicowania taksonomicznego do zespołu archeocytów udokumentowanych w dolnośląskiej synklinie Doberlug-Torgau (Elicki, Debrenne, 1993).

Wraz z datowaniami cyrkonów detrytycznych, które wyznaczyły najmłodszy wiek skał źródłowych górnoproterozoicznych meta-piaskowców formacji Gackowej na ok. 550 mln lat (Kryza i in., 2007), dolnokambryjski wiek wapieni wojcieszowskich pozwala zawęzić przedział czasowy niezgodności kadmokskiej między piaskowcami górnoproterozoicznymi a skalnymi formacjami dolnopaleozoicznymi, na zbliżony do stwierdzonego w strefie sakso-turyńskiej (Linnemann, Romer, 2002).

5.2. MAGMATYZM

Kambryjskie intruzje magmowe są znane z Sudetów Zachodnich, z masywu karkonosko-izerskiego oraz z Sudetów Środkowych, z masywu sowiogórskiego i masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2010: fig. 5). Intruzjom tym przypisuje się genezę związaną z rozwojem ryftu kontynentalnego (Oberc-Dziedzic i in., 2005; Pin i in., 2007) lub związki z nadsubdukcyjnym magmatyzmem przy krawędzi kontynentalnej (Kröner i in., 2001). Kambryjskie, granitowe skały intruzywne uległy w orodwiku silnemu niskociśnieniowemu i wysokotemperaturowemu metamorfizmowi, oddziaływującemu na nie w wyniku ścinania skorupy kontynentalnej (Kröner i in., 2000).

Jedynie w masywie karkonosko-izerskim występują niezmiennione metamorficznie, dolnopaleozoiczne granitoidy, nazywane granitami rumburskimi.

Znajdująca się w Sudetach Zachodnich jednostka Leszczyńca, zlokalizowana we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego, zawiera w sobie kambryjski kompleks intruzji plutonicznych oraz subwulkanicznych. W skład intruzji wchodzi metabazyty wykazujące cechy geochemiczne bazaltów grzbietów śródoceanicznych. Przedpole metamorficznych płaszczowin południowych i wschodnich Sudetów buduje masyw łużycki i karkonosko-izerski. Oba masywy są interpretowane jako część pasywnego obrzeżenia terranu sakso-

-turyńskiego, w które wdzierają się kambryjskie intruzje granitoidowe, przeobrażone w gnejsy w czasie orogenezy waryscyjskiej. Według Oberc-Dziedzic i in. (2005) intrudowanie odbywało się w strefie ryftu kontynentalnego, w trakcie odrywania się terranu sakso-turyńskiego od północnej krawędzi paleokontynentu Gondwany.

Jednostki tektoniczne Sudetów Środkowych są zbudowane z neoproterozoicznych i dolno-środkowokambryjskich sekwencji wulkaniczno-osadowych (Mazur in., 2004) oraz kambryjskich plutonów granitowych przeobrażonych w gnejsy (np. Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001).

5

Sudety

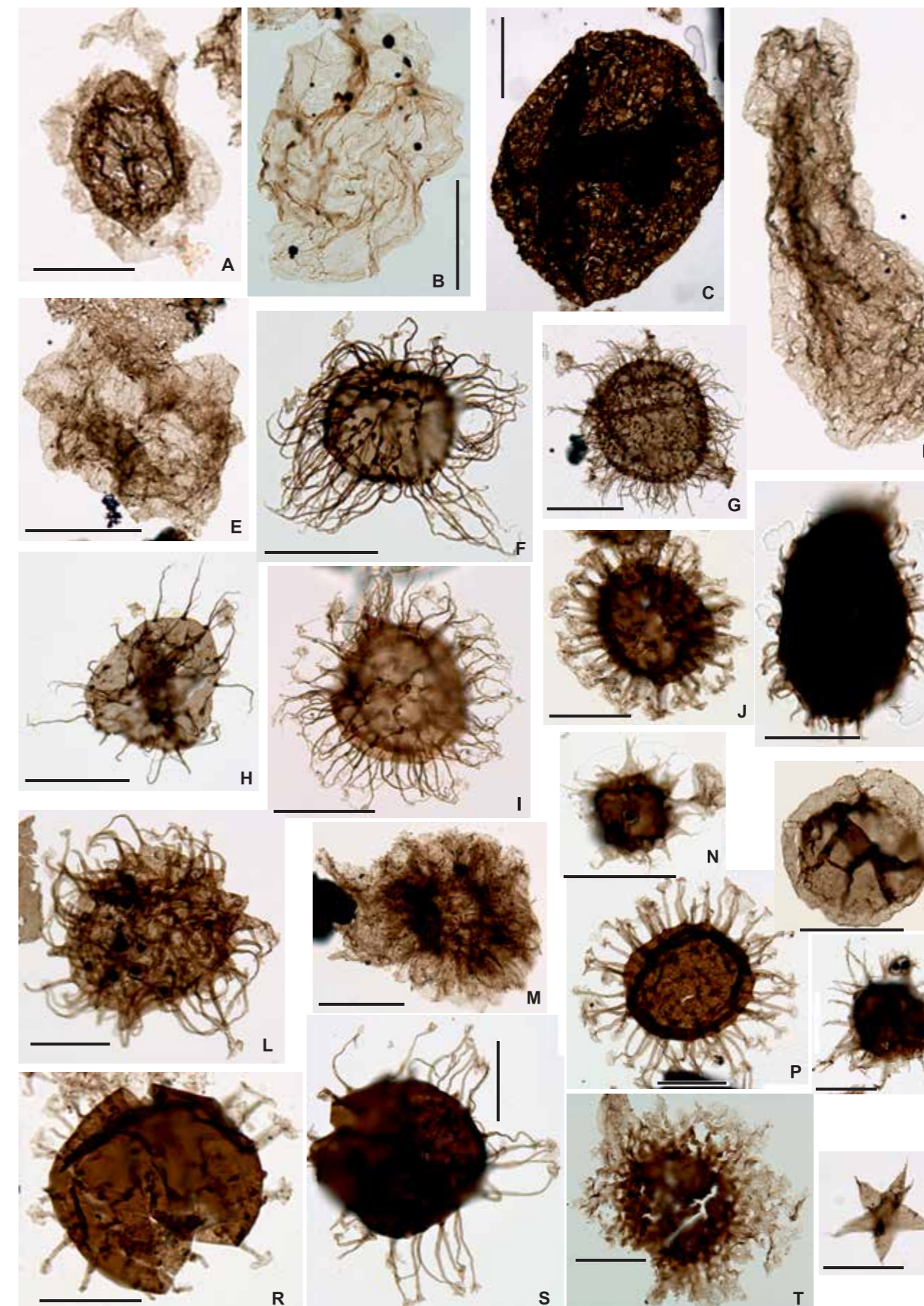


FIG. 34. Akritarchy terenu i oddziału 2 kambru bloku górnośląskiego – przykładowe gatunki: A – *Granomarginata* sp., otwór Wiśniowa IG 1, głęb. 2758,8–2761,4 m; B – *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack; otwór Borzęta IG 1, głęb. 3355,3 m; C – *Chuarina circularis* Walcott, otwór Borzęta IG 1, głęb. 3355,3 m; D – *Navifusa* sp., otwór Wiśniowa IG 1, głęb. 2761,4–2765,8 m; E – *Pulvinosphaeridium antiquum* Paškevičienė, otwór Wiśniowa IG 1, głęb. 2761,4–2765,8 m; F – *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2975 m; G – *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 3032 m; H – *Ichnosphaera robusta* Jachowicz-Zdanowska, otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2984,0 m; I – *Ichnosphaera aranea* Jachowicz-Zdanowska, otwór Kozy Mt 3, głęb. 1497,7 m; J – *Skiagia scottica* Downie, Suloszowa, głęb. 199,1 m; K – *Skiagia ciliosa* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2850,45 m; L – *Skiagia compressa* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,1 m; M – *Pterospermella inordinata* Jachowicz-Zdanowska, Suloszowa, głęb. 199,1 m; N – *Eklundia pusilla* Jachowicz-Zdanowska, 2013; otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2842 m; O – *Pterospermopsimorpha rugulosa* Jachowicz-Zdanowska, Klucze 1, głęb. 1680–1690,0 m; P – *Skiagia ornata* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,1 m; Q – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; R – *Skiagia pilosiuscula* (Jankauskas), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; S – *Skiagia ornata* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; T – *Lechistania magna* Jachowicz-Zdanowska, otwór Kozy Mt 3, głęb. 1497,9 m; U – *Estiastra minima* Volkova, Suloszowa, głęb. 199,1 m. Skala liniowa dla A i F–U wynosi 20 µm, dla B i C – 200 µm, dla D – 50 µm, dla E – 100 µm

5 Sudety

Jolanta Paczeńska

Występujące w Sudetach kambryjskie skały osadowe i magmowe uległy silnym przeobrażeniom metamorficznym w czasie orogenezy waryscyjskiej. Jedynie pewne datowanie biostratygraficzne skał pochodzi z wapieni wojcieszowskich w Górach Kaczawskich. W skład magmatycznego spektrum litologicznego budującego waryscyjski pas fałdowy wchodzi granitoidy, częściowo zmetamorfizowane do gnejsów oraz przeobrażone metamorficznie skały wulkaniczne i osadowe. Skały te są datowane geochronologicznie i stanowią istotny komponent litologiczny mas skalnych w Zachodnich i Środkowych Sudetach.

5.1. BIOSTRATYGRAFIA

W 2007 r. w Górach Kaczawskich, w okolicach Mysłowa, w zmetamorfizowanych skałach węglanowych, określanymi jako wapienie wojcieszowskie, stwierdzono występowanie 10 okazów archeocytów, wśród których oznaczono rodzaje: *Dokidocyathella* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 5), *Nochoroicyathus* sp., *Erismacoscinus* sp., *Afiacyathus* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 2), *Leptosocyathus* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 4) i *Protopharetra* sp. Archeocytom towarzyszyły liczne bioklasty, wśród których opisano występowanie nieoznaczalnych fragmentów pancerzy trylobitów. Wymienione rodzaje archeocytów pozwalają datować wapienie wojcieszowskie na poziom archeocytowy *squamosus-zelenovi* ze środkowej części wczesnego kambru (Białek i in., 2007). Według nowego schematu chronostratygraficznego systemu kambryjskiego będzie to oddział 2 kambru, dolna część piętra 4, odpowiadająca bałtyckim piętrům regionalnym vergale-

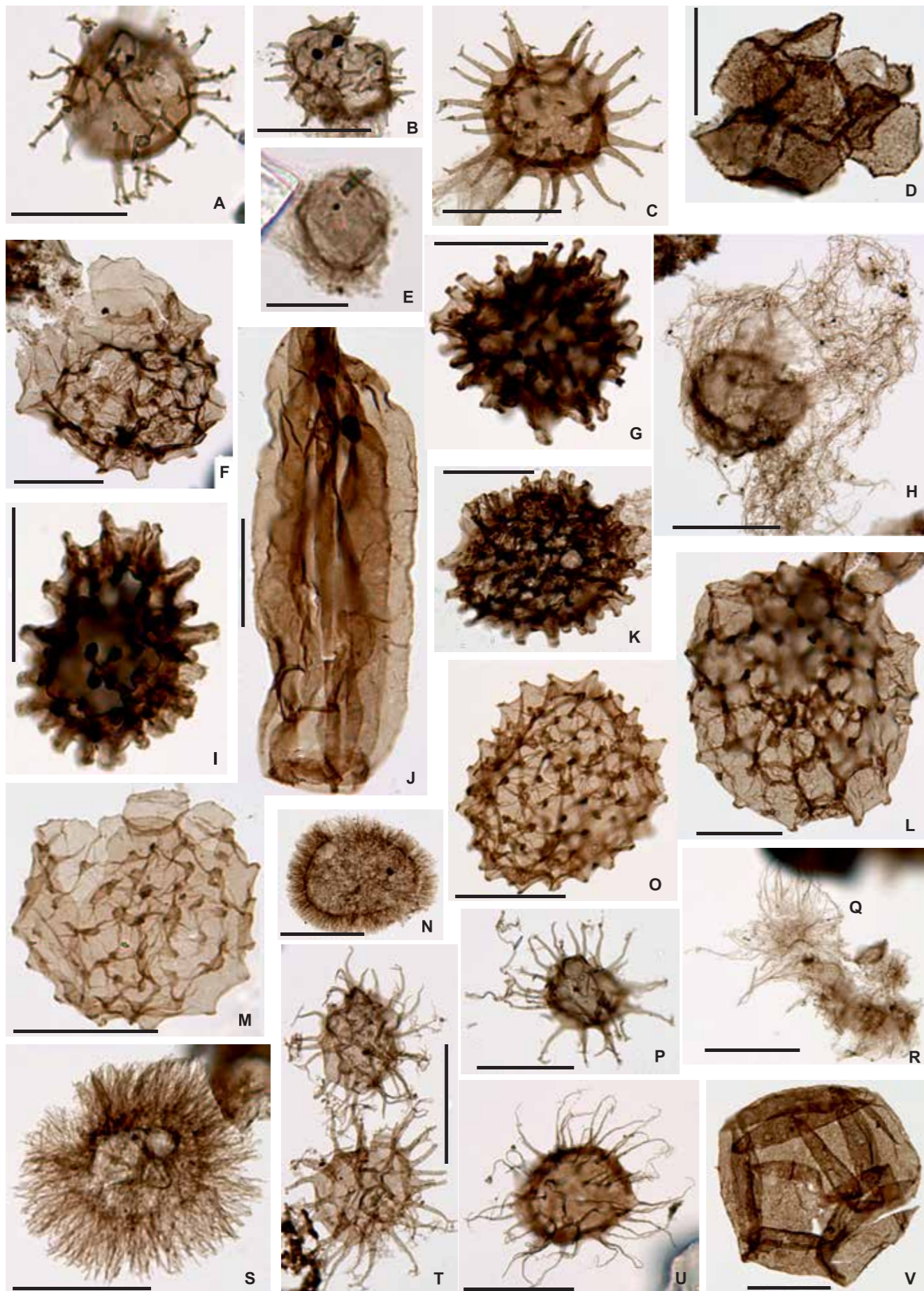


FIG. 35. Akritarchy z utworów mioalngu bloku górnoląskiego – przykładowe gatunki stwierdzone w otworze Sosnowiec IG 1:
 A – *Ammonidium bellulum* (Moczyłowska), głęb. 3423,8 m; B – *Ammonidium oligum* (Jankauskas), głęb. 3423,8 m;
 C – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, głęb. 3204,5 m; D – *Cristallinum cambriense* (Slaviková), głęb. 3204,5 m;
 E – *Granomarginata parva* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3412,5 m; F, G – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
 H – *Comasphaeridium longispinosum* (Hagenfeldt), głęb. 3204,5 m; I – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
 J – *Eliasum ilanicum* Fombella, głęb. 3204,5 m; K – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
 L – *Turrisphaeridium turgidum* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m; M – *Adara alea* Martin w. Martin et Dean, głęb. 3162–3163 m;
 N – *Comasphaeridium vozmedianum* (Fombella), głęb. 3204,5 m; O – *Adara alea* Martin w. Martin et Dean, głęb. 3162–3163 m;
 P – *Multiplicisphaeridium llynense* (Martin w. Young, Martin, Dean et Rushton), głęb. 3162–3163 m; Q – *Comasphaeridium soniae* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m;
 R – *Comasphaeridium francinae* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m; S – *Comasphaeridium silesiense* (Moczyłowska), głęb. 3204,5 m;
 T – *Multiplicisphaeridium ramosum* Moczyłowska, głęb. 3204,5 m; U – *Solisphaeridium flexipilosum* (Slaviková), głęb. 3204,5 m;
 V – *Retisphaeridium lechistanium* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m. Skala liniowa dla A–G, I, K–V wynosi 20 µm, dla H – 50 µm i dla J – 100 µm

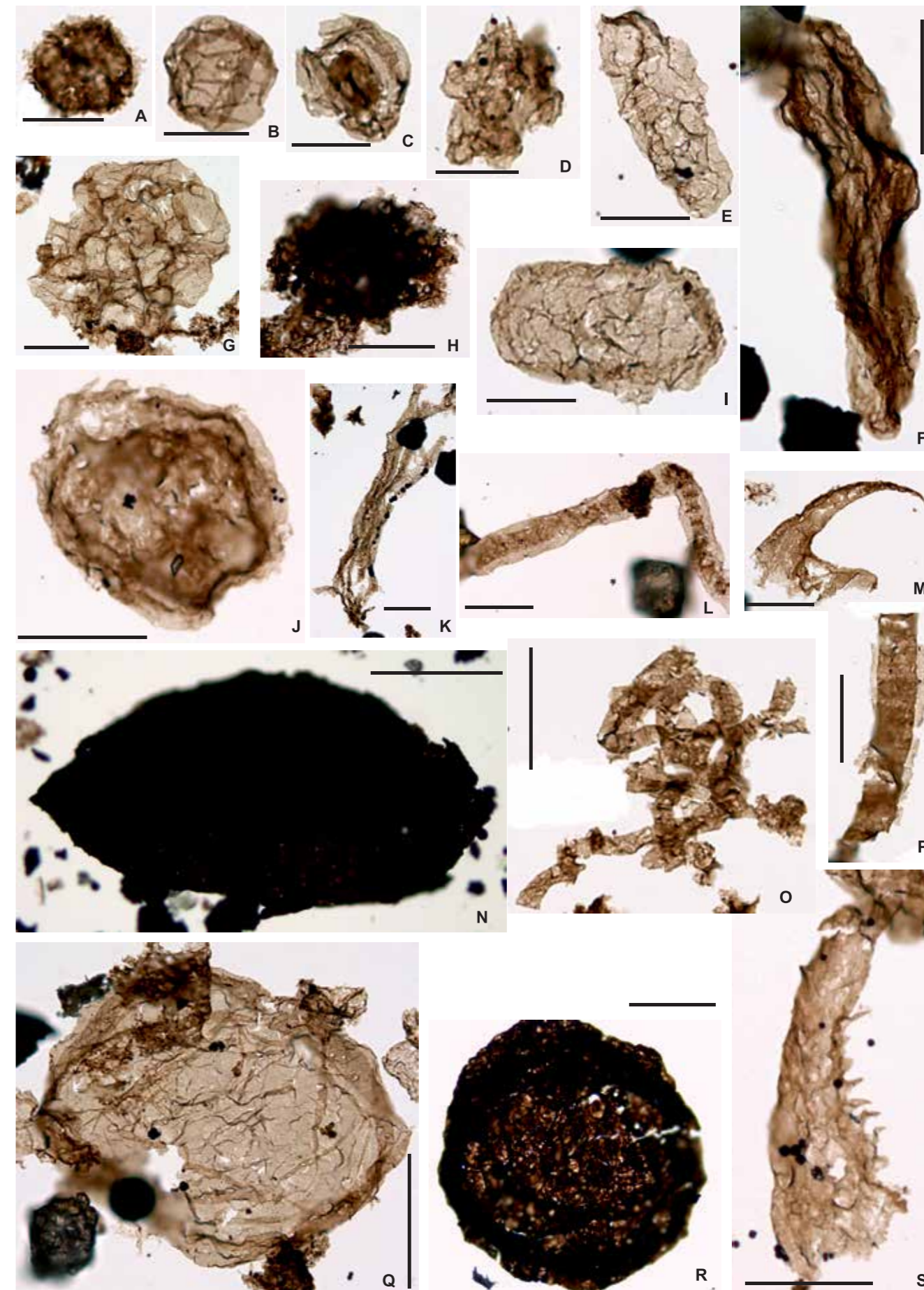


FIG. 36. Mikroflora z utworów terenewu z otworu Trojanowice 2 występująca w interwale głębokości 557,0–602,0 m:
 A – *Granomarginata* sp.; B – *Leiosphaeridia* sp.; C – *Disphaeromorpha* sp.;
 D – *Synsphaeridium* sp.; E – *Teohipolia* sp.; F – *Navifusa* sp.; G – *Leiosphaerida* sp., H – *Simia* sp.; I – *Leiovalia* sp.;
 J – *Pterospermopsimorpha* sp.; K – *Polytrichoides lineatus* (Hermann); L – *Palaeolyngbya* sp.; M – *Ceratophyton* sp.;
 N – *Chuaria* sp.; O – *Siphonophycus kestron* Schopf; P – *Oscillatorites* sp.; Q – *Leiosphaeridia* sp.; R – *Chuaricircularis* (Walcott);
 S – *Ceratophyton* sp. Skala liniowa dla A–E, G, H, I wynosi 20 µm; dla F, K–S – 100 µm

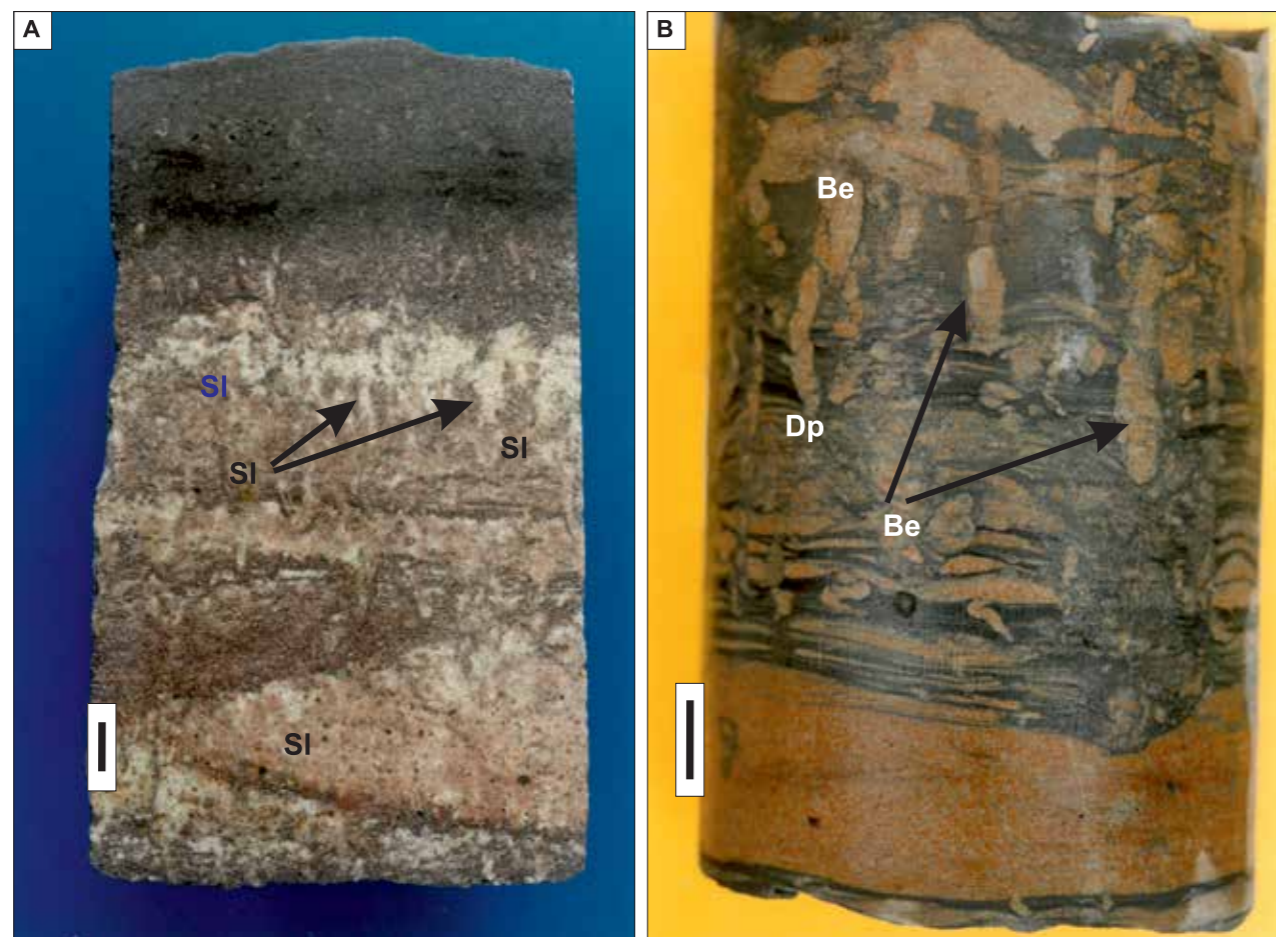


FIG. 37. Przykłady charakterystycznych skał występujących w nich skamieniałości śladowych w oddziale 2 kambru z południowej i SW części bloku górnośląskiego: **A** – piaskowiec drobnoziarnisty, wielkoskalowo, niskokątowo warstwowany przekątnie w dużej skali z licznymi jamkami *Skolithos linearis* Haldemann (SI), środowisko sedimentacji płytkiego szelfu, proksymalne przybrzeża, formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców skolitowowych z Mogilan, otwór Głogoczów IG 1, głęb. 2736,8 m; **B** – w centralnej części rdzenia silnie zbioturbowany heterolit piaskowcowo-iłwcowo-mulowcowy z licznymi jamkami *Bergaueria* isp. (Be) i *Diplocraterion* isp. (Dp), w dolnej części rdzenia zerodowana w stropie warstwa piaskowca drobnoziarnistego, środowisko sedimentacji płytkiego szelfu, proksymalne obrzeże, formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa, otwór Kozy MT3, głęb. 1488,7 m. Skala liniowa 1 cm

Na podstawie datowań izotopowych U/Pb na cyrkonach, wiek wspomnianych wyżej sudeckich skał magmowych oceniono na 502–515 mln lat. Wieki te wskazują na intensywne, pokadomskie zdarzenia magmatyczne, które miało miejsce między oddziałem 2 kambru a wyższą częścią miaolingiu. Magmatyczne sekwencje

prawdopodobnie reprezentują zapis wczesnopaleozoicznego ryftu, który doprowadził do rozpadu północnego brzegu paleokontynentu Gondwany i rozwoju zespołu terranów, które dziś są zgrupowane w sudeckim, waryscyjskim pasie fałdowym i budują pasmo górskie Sudetów (Kröner i in., 2000, 2001; Oberc-Dziiedzic i in., 2005).

Literatura

- Ahlberg P., Lundberg F., Calner M., Lehnert O., Dahlqvist P., Joachimski M.M., 2021. Miaolingian (Cambrian) trilobite biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy in the Tingshullen drill core, Öland, Sweden. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 70: 18–35.
- Albani R., Bagnoli G., Bernardez E., Gutierrez-Marco J.C., Ribecai C., 2006. Late Cambrian acritarchs from the "Tunel Ordoviciano del Fabar", Cantabrian Zone, N. Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 41–52.
- Alexandrowicz S.W., 1969. *Thuramminoides sphaeroidalis* Plummer (Foraminifera) from Cambrian beds of the vicinity of Sandomierz. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 39: 27–33.
- Alexandrowicz S.W., 1976. Otwornice kambryjskie z Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 24: 362–365.
- Anderson E.J., 1971. Environmental models for Paleozoic communities. *Lethaia*, 4: 287–302.
- Areñ B., Lendzion K., 1978. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendy i kambru dolnego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 90: 7–51.
- Areñ B., Jaworowski K., Juskowiakowa M., Lendzion K., Wichrowska M., 1979. The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. *Buletyn Instytutu Geologicznego*, 318: 43–57.
- Babcock L.E., Peng S.C., 2007. Cambrian chronostratigraphy: Current state and future plans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 62–66.
- Babcock L.E., Peng S.C., Geyer G., Shergold J.H., 2005. Changing perspectives on Cambrian chronostratigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System. *Geosciences Journal*, 9: 101–106.
- Baranowski Z., Lorenc S., 1978. Trilobite remnants in the Wojcieszów crystalline limestone (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts.). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 25: 99–102.
- Bąk M., Natkaniec-Nowak L., Naglik B., Bąk K., Dulemba P., 2017. Organic-walled microfossils from the Early Middle Cambrian sediments of the Holy Cross Mountains, Poland: Possible implications for sedimentary

- environment in the SE margin of the Baltica. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91: 39–50.
- Bednarczyk W., 1970. Trilobites fauna of the Lower *Paradoxides oleanicus* Stage from the Brzechów area in the western part of the Świętokrzyskie Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 18: 29–35.
- Bednarczyk W., 1979. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Leba Elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance. *Acta Geologica Polonica*, 29: 409–442.
- Bednarczyk W., 1984. Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Leba area. *Acta Geologica Polonica*, 34: 95–110.
- Bednarczyk W., Przybyłowicz T., 1980. On development of Middle Cambrian sediments in the Gdańsk Bay area. *Acta Geologica Polonica*, 30: 391–415.
- Bednarczyk W., Turnau-Morawska M., 1975. Litostratygrafia osadów kambru i wendy w rejonie Leby. *Acta Geologica Polonica*, 25: 537–566.
- Bednarczyk W., Jurkiewicz H., Orłowski S., 1965. Lower Cambrian and its fauna from the boring of Zaręby near Łagów (Holy Cross Mts.). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 13: 231–236.
- Belka Z., Valverde-Vaquero P., Dorr W., Ahrendt H., Wemmer K., Franke W., Schafer J., 2002. Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. *Geological Society Special Publications*, 201: 19–36.
- Bialek D., Raczyński P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007. Archeocyty wapieni wojcieszowskich. *Przegląd Geologiczny*, 55: 113–116.
- Biernat G., Baliński A., 1973. Fauna z otworów wiertniczych Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 629–630.
- Biernat G., Tomczykowa E., 1968. On the Upper Cambrian *Lingulella* Salter (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 13: 161–177.
- Bielikowski K., 1960. Typy warstwowań w kambrze Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 355–369.

- Bodzioch A., 2000. Pseudoskamieniałości Corallicyathida z kambru Łysogór. *Polskie Towarzystwo Geologiczne Oddział Poznański, Streszczenia referatów za rok 1999*, (9): 39–46.
- Brasier M., Lindsay J.F., 2004. Did Supercontinental Amalgamation Trigger the "Cambrian Explosion"? *W: The Ecology of the Cambrian Radiation* (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 69–89. Columbia University Press, New York.
- Brochwicz-Lewiński W., Vidal G., Pożaryski W., Tomczyk H., Zajac R., 1986. Position tectonique du massif de Haute-Silésie avant le Permien à la lumière de données nouvelles sur le Cambrien de cette région. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 303: 1493–1496.
- Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 171.
- Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and West Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 211–221.
- Buła Z., Jachowicz M., 1996. The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geological Quarterly*, 40: 299–324.
- Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 14–42.
- Burzin M.B., Debrenne F., Zhuravlev A.Yu., 2004. Evolution of Shallow-Water Level – Bottom Communities. *W: The Ecology of the Cambrian Radiation* (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 217–237. Columbia University Press, New York.
- Cederström P., Geyer G., Ahlberg P., Nilson C.H., Ahlgren J., 2022. Ellipsocephalid trilobites from Cambrian Series 2 and Stage 4. *Fossils and Strata*, 67.
- Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. *Episodes*, 48: 105–115.
- Cooper R.A., Nowlan G.S., Williams S.H., 2001. Global stratotype section and point for the base of the Ordovician System. *Episodes*, 24: 19–28.
- Cramer F.H., Diez Cramer M.C.R., 1972. Acritarchs from the upper Middle Cambrian Oville Formation of León, northwestern Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 30: 39–50.
- Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 28.
- Czarnocki J., 1927. Kambr i jego fauna w środkowej części Gór Świętokrzyskich – komunikat tymczasowy. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4: 189–207.
- Czarnocki J., 1928. W sprawie budowy kamieniołomów państwowych w Zagnańsku. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 19–20: 16–22.
- Czarnocki J., 1932. Stratygrafia i tektonika kambru okolic Ociesiek i Orłwin. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 33: 76–78.
- Czarnocki J., 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 17: 237–299.
- Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Czerwiński J., 1959. Petrografia piaskowców kwarcytowych środkowego kambru z Dużej Wiśniówki koło Kielc. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 677–687.
- Dadlez R., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- Dadlez R., Kowalczyński Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geological Quarterly*, 38: 169–190.
- Daley A.C., Legg D.A., 2015. A morphological and taxonomic appraisal of the oldest anomalocaridid from the Lower Cambrian of Poland. *Geological Magazine*, 152: 949–955.
- Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków (północna część Gór Świętokrzyskich). *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 14–24.
- Di Milia A., Ribecai C., Tongiorgi M., 1989. Late Cambrian Acritarchs from the *Peltura scarabaeoides* Trilobite Zone at Degerhamn (Oland, Sweden). *Palaeontographia Italica*, 15: 1–56.
- Downie C., 1982. Lower Cambrian acritarchs from Scotland, Norway, Greenland and Canada. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 72: 257–285.
- Droser M.L., Xing L., 2001. The Cambrian Radiation and the Diversification of Sedimentary Fabrics. *W: The Ecology of the Cambrian Radiation* (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 137–170. Columbia University Press, New York.
- Dvořák J., 1998. Lower Devonian Basal Clastics. Old Red Formation, Southern Moravia, Czech Republic. *Czech Geological Survey Bulletin*, 73: 271–280.
- Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1124–1130.
- Dzik J., Lendzion K., 1988. The oldest Arthropoda of the East European Platform. *Lethaia*, 21: 29–38.
- Dzik J., Orłowski S., 1993. The Late Cambrian eocrinoid *Cambrocrinus*. *Acta Palaeontologica Polonica*, 38: 21–34.
- Dzik J., Orłowski S., 1995. Primitive ctenocystoid echinoderm from the earliest Middle Cambrian of Poland. *Annales de Paléontologie*, 81 17–35.
- Dzuiński S., Żak C., 1960. Środowisko sedimentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do fałszywej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 30: 213–241.

- Ebbestad J.O.R., Hybertsen F., Högström A.E.S., Jensen S., Palacios T., Taylor W.L., Agic H., Høyberget M., Meinhold G., 2021. Distribution and correlation of *Sabellidites cambriensis* (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica. *Geological Magazine*, 159: 1262–1283.
- Eerola T.T., 2001. Climate Change at the Neoproterozoic–Cambrian Transition. *W: The Ecology of the Cambrian Radiation* (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 90–105. Columbia University Press, New York.
- Eklund K., 1990. Lower Cambrian acritarch stratigraphy of the Bårstad 2 core, Östergötland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 112: 19–44.
- Elicki O., Debrenne F., 1993. The Archaeocyatha of Germany. *Freiberger Forschungshefte*, C450: 3–41.
- Erkmen U., Bozdoğan N., 1981. Cambrian acritarchs from the Sosink Formation in southeast Turkey. *Revista Española de Micropaleontología*, 13: 47–60.
- Fatka O., Vavrdová M., 1998. Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnín 1 borehole, Czech Republic). *Věstník Ústředního Ústavu Geologického*, 73: 55–60.
- Filonowicz P., 1961. Mapa geologiczna południowej części ark. Morawica w skali 1:50 000. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Filonowicz P., 1968. Arkusz Morawica. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Filonowicz P., Kowalczyński Z., Kuleta M., Romanek M., 1981. Najstarsze skały Gór Świętokrzyskich odsłonięte na Górze Słońce. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 441–455.
- Filonowicz P., Lindner L., 1987. Arkusz Piekoszów. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Finger F., Hanzl P., Pin C., Quadri A., Steyrer H.P., 2000. The Brunovistulicum: Avalonian Precambrian at the eastern end of the Variscides. *Geological Society Special Publications*, 179: 103–112.
- Fombella M.A., 1977. Acritarcos de edad Cambrico-Medio-inferior de la provincia de León, España. *Revista Española de Micropaleontología*, 9: 115–124.
- Fombella M.A., 1978. Acritarcos de la Formación Oville, edad Cámbrico Medio. *Tremadoc, Provincia de León, España. Palynologia Numero Extraordinario 1: 245–261*.
- Fombella M.A., 1979. Palynologia de la Formación Oville al Norte y Sur de la Cordillera Cantábrica, España. *Palynologia*, 1: 1–14.
- Fombella M.A., 1986. El transito Cambrico. *Ordoviciano, palynologia y diacronismo, Provincia de León, NO de España. Revista Española de Micropaleontología*, 18: 165–179.
- Gągała Ł., 2005. Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts. (Central Poland). *Geological Quarterly*, 49: 53–66.
- Geyer G., Landing E., 2016. The Precambrian-Phanerozoic and Ediacaran-Cambrian boundaries: A historical approach to a dilemma. *Geological Society Special Publications*, 448: 311–349.
- Ghavidel-syooki M., Vecoli M., 2008. Palynostratigraphy of Middle Cambrian to lowermost Ordovician strata sequences in the High Zagros Mountains, southern Iran: Regional stratigraphic implications, and palaeobiogeographic significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 150: 97–114.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier BV.
- Grotek I., 2019. Charakterystyka petrologiczna i dojrzałość termiczna kambryjskiej materii organicznej z otworu wiertniczego Zaręby IG 2. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 155: 95.
- Gucik S., Koszarski L., 1973. Dokumentacja wyników otworu Borzęta IG 1. CAG, Warszawa [nr CBDG 872376].
- Gunia T., 1967. *Cambrotrypa* (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 39: 55–66.
- Gürich G., 1882. Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 34: 691–734.
- Gürich G., 1892a. Über eine Trilobiten-Fauna bei Sandomir. *Jahres-Bericht der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Cultur*, 55.
- Gürich G., 1892b. Über eine cambrische Fauna von Sandomir in Russisch-Polen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1: 69–70.
- Gürich G., 1896. Das Paleozoikum im polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg*, 2 (32): 433–436.
- Gürich G., 1929. Silesiacaris von Leipe und die Phyllokariden überhaupt. *Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut*, 11: 21–90.
- Hagenfeldt S.E., 1989a. Lower Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and South-Central Sweden, taxonomy and biostratigraphy. *Stockholm Contributions in Geology*, 41: 1–176.
- Hagenfeldt S.E., 1989b. Middle Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and South-Central Sweden, taxonomy and biostratigraphy. *Stockholm Contributions in Geology*, 41: 177–250.
- Hayward B.W., Le Coze F., Vachard D., Gross O., 2024. World Foraminifera Database. *Platysolenites antiquissimus* Eichwald, 1860 †. Accessed at: <https://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?>
- Jachowicz M., 1994. O występowaniu mikroskamieniałości grupy Acritarcha w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Przegląd Geologiczny*, 42: 631–637.
- Jachowicz M., Moryc W., 1995. Platformowe utwory dolnego kambru z wierzeń Rajbrot 1 i Rajbrot 2 na południe od Bochni. *Przegląd Geologiczny*, 43: 935–940.

- Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Cambrian organic microfossils at the border area of the East- and West-European platforms (SE Poland and western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 241–267.
- Jachowicz-Zdanowska M., 2013. Cambrian phytoplankton of the Bruno-vistulicum – taxonomy and biostratigraphy. *Polish Geological Institute Special Papers*, 28.
- Jachowicz-Zdanowska M., 2014. Mikroskamieniałości organiczne terenów (kambr dolny) i późnego ediakaru (neoproterozoik) okolic Krakowa. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 459: 61–81.
- Jachowicz M., Płchystal A., 1996. Discovery of Lower Cambrian sediments in some deep boreholes in South Moravia. *Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku*: 64.
- Jachowicz M., Płchystal A., 1997. Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 72: 329–332.
- Jagielska L., 1963. Wstępne wyniki badań mikroskopowych w wierceniach Bazów. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 736–737.
- Jagielska L., 1965. Nowe dane o mikroflorze eokambru i najniższego kambru w antyklinorium klimontowskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 499–509.
- Jagielska L., 1967. Mikroflora utworów kambru antyklinorium diymińsko-klimontowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 464.
- Jankauskas T.V., 2002. Cambrian stratigraphy of Lithuania. *Institute of Geology of Lithuania, Vilnius*.
- Jankauskas T., Lendzion K., 1992. Lower and Middle Cambrian acritarch-based biozonation of the Baltic syncline and adjacent areas (East-European Platform). *Przegląd Geologiczny*, 40: 519–525.
- Jankauskas T.V., Lendzion K., 1994. Biostratigraphic correlation of Lower and Middle Cambrian sections in the Baltic Syncline and adjacent areas. *Przegląd Geologiczny*, 42: 365–373.
- Jaworowski K., 1979. Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 94.
- Jaworowski K., 1982. Warunki sedimentacji osadów prekambru i kambru w północnej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 30: 220–224.
- Jaworowski K., 1986. Sedimentacja osadów wendy i kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 63: 129–143.
- Jaworowski K., 1997. Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 377.
- Jaworowski K., 2000. Facies variability in the Cambrian deposits from the Kościerzyna and Gdańsk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland): a comparative study. *Geological Quarterly*, 44: 249–260.
- Jaworowski K., 2011. Charakterystyka sedimentologiczna osadów ediakaru i kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 129–143.
- Jaworowski K., Sikorska M., 2003. Composition and provenance of clastic material in the Vendian-lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. *Polish Geological Institute Special Papers*, 8.
- Jaworowski K., Sikorska M., 2006. Łysogóry Unit (Central Poland) versus East European Craton – application of sedimentological data from Cambrian siliciclastic association. *Geological Quarterly*, 50: 77–88.
- Jendryka-Fuglewicz B., 1992. Analiza porównawcza ramienionogów z utworów kambru Gór Świętokrzyskich i platformy prekambryjskiej w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 40: 150–155.
- Jendryka-Fuglewicz B., 1995. Wyniki badań brachiopodów z profilu kambru otworu Narol PIG 2 i Dyle IG 1 (południowa Lubelszczyzna). *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 51: 4–6.
- Jendryka-Fuglewicz B., 2007. Biostratigrafia utworów kambru na podstawie ramienionogów. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 123: 105–112.
- Jendryka-Fuglewicz B., 2011. Fauna ramienionogów z utworów kambru i jej znaczenie stratygraficzne. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 58–67.
- Jendryka-Fuglewicz B., 2015. Ramienionogi z utworów furongu i ich znaczenie dla paleogeografii. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 96–101.
- Jendryka-Fuglewicz B., Malec J., 1998. Znaleździ staropaleozoicznych brachiopodów w kamieniołomie Wiśniówka Duża, Góry Świętokrzyskie. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 54 (6): 1–4.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euroamerica. *GSA Bulletin*, 96: 567–287.
- Kalvoda J., Babek O., Fatka O., Leichmann J., Melicher R., Nehyba S., Spacek P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 497–518.
- Konstantynenko L.I., Kyryanov V.V., 2013. The Cambrian System. *W: Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic of Ukraine. Volume I, Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine* (red. P.F. Gozhyk): 155–1166. National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev (po ukraińsku).
- Kotas A., 1982a. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 45–72.
- Kotas A., 1982b. Profil kambru w otworze Goczałkowice IG 1. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 193–201.
- Kowalczewski Z., 1973. Wstępne wyniki badań geologicznych w Paśmie Jeleniowskim i okolicach Opatowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 664–665.
- Kowalczewski Z., 1990. Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 131.
- Kowalczewski Z., 1993. Coarse-grained Cambrian deposits in Mid-Southern Poland. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 366: 5–37.
- Kowalczewski Z., 1996. *Kambr. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych* (red. Z. Kowalczewski). CAG, Warszawa [nr inw. 338/97].
- Kowalczewski Z., 2000. Litostratigrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-niżniańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach*, 4: 7–66.
- Kowalczewski Z., Romanek A., 1981. Straszniów. Góra Słońce. *W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 124–134.
- Kowalczewski Z., Lisik R., Chlebowski R., 1976. Nowe dane o budowie geologicznej okolic Opatowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 296: 167–200.
- Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczyłowska M., 1984. Nowe dane o skałach kambru z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 448–449.
- Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczyłowska M., 1986a. New data on the Cambrian and Lower Ordovician in the vicinities of Wiśniówka, Holy Cross Mts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 34: 353–362.
- Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczyłowska M., 1986b. Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 201–228.
- Kowalczewski Z., Kuleta M., Moczyłowska M., 1987. Nowe dane o dolnym kambrze okolic Katuszowa i Korytnicy w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 225–226.
- Kowalczewski Z., Romanek A., Studencki M., 1990. Mapa geologiczna odkryta paleozoiku Gór Świętokrzyskich w skali 1:200 000. *CAG, Kielce* [nr inw. 669/91].
- Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006. *Kambr w Górach Świętokrzyskich. W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 14–27.
- Kowalski W.R., 1983. Stratigraphy of the Upper Precambrian and lowest Cambrian strata in southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 33: 183–218.
- Kowalski W.R., 1987. Trace fossils of the Upper Vendian and lowermost Cambrian in southern Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 21–32.
- Kozłowska M., Kozłowski W., Żylińska A., Szczepanik Z., 2024. Cambrian Series 2 shallow marine siliciclastics at the margin of the East European Craton: the Ociesęki Formation in Dziewiątka Quarry (Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Geologica Polonica*, 74, e31.
- Kröner A., Stipska P., Schumann K., Jaekel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *Geological Society Special Publications*, 179: 175–197.
- Kröner A., Jaekel P., Hegner E., Opletal M., 2001. Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granulite gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Izerské Hory, Krkonoše and Orlice-Sněžník Complex). *International Journal of Earth Sciences*, 90: 304–324.
- Kryza R., Zalasiewicz J., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007. Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland) – evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. *International Journal of Earth Sciences*, 96: 1156–1162.
- Kuhl J., 1931. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych koło Sandomierza. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 29: 24–26.
- Landing E., 1994. Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology*, 22: 179–182.
- Landing E., Peng S.C., Babcock L.E., Geyer G., Moczyłowska-Vidal M., 2007. Global standard names for the Lowermost Cambrian Series and Stages. *Episodes*, 30: 287–289.
- Lendzion K., 1970. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG 1. *Przegląd Geologiczny*, 18: 343–344.
- Lendzion K., 1972. Stratigrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 233: 69–160.
- Lendzion K., 1975. Fauna of the *Mobergella* zone in the Polish Lower Cambrian. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 237–242.
- Lendzion K., 1976. Stratigrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 270: 59–96.
- Lendzion K., 1977. First gastropod fauna from the Klimontów Stage. (Lower Cambrian) of the southeastern Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 240–243.
- Lendzion K., 1978. *Kambr. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 44: 81–84.
- Lendzion K., 1982. Korelacja stratygraficzna kambru syneklizy perybałtyckiej w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 30: 213–219.
- Lendzion K., 1983a. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Prace Instytutu Geologicznego*, 55: 1–55.
- Lendzion K., 1983b. Biostratigrafia utworów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 669–694.
- Lendzion K., 1988. *Kambr górny Roztocza. Kwartalnik Geologiczny*, 32: 761–762.
- Lendzion K., Żak C., 1968. Historia badań. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratigrafia, część 1. Prekambr i paleozoik* (red. S. Sokolowski): 139–141. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Lendzion K., Moczyłowska M., Zakowa H., 1983. A new look at the Bazów Cambrian Sequence (southern Holy Cross Mts). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 30: 67–75.
- Leszczyński K., Niemczycka T., Feldman-Olszewska A., Podhalańska T., Roszkowska-Remin J., Modliński Z., Lendzion K., Paczeńska J., 2015. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny otworu wiertniczego Narol PIG 2. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 50–74.
- Lewandowski M., 1993. Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, A-23, 265.
- Lewandowski M., Abrahamsen N., Moczyłowska-Vidal M., 1999. Paleomagnetism of Cambrian rocks at the SW margin of Baltica. *Aarhus Geoscience*, 8: 59–64.
- Lin Na, Kiessling W., 2015. Diversity partitioning during the Cambrian radiation. *Biological Sciences. Biological Sciences. Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112: 4702–4706.
- Linnemann U., Romer R.L., 2002. The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringian, Germany: geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to tectonic setting and provenance. *Tectonophysics*, 352: 33–64.
- Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hautmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kriesfeld L., Smit J., 2018. New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Terra Nova*, 31: 49–58.
- Łydka K., 1973. The oldest rocks in the Holy Cross Mts. (Central Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 26: 183–189.
- Łydka K., Orłowski S., 1978. Sekwencja procesów petrogenetycznych osadów grupy świętokrzyskiej na tle podziałów lito- i biostratygraficznych. *Acta Geologica Polonica*, 28: 537–545.
- Majchrzyk A., Żylińska A., 2025. Anatomia eksplozji kambryjskiej, czyli o czynnikach napędzających wczesną ewolucję zwierząt. *Przegląd Geologiczny*, 73: 711–723.
- Majchrzyk A., Kozłowski A., Żylińska A., 2022. Authigenic calcium carbonate precipitation in the “bathtub ring” around the anoxic Alum Shale Basin during the Furongian SPICE event (Baltic Basin, northern Poland). *Geologica Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 144: 41–58.
- Malec J., 2004. Środowisko sedimentacji osadów kambru zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 61: 53–55.
- Malec J., 2007a. Struktury wirów w utworach kambru z rejonu Świętego Krzyża i Wiśniówki. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 42–43.
- Malec J., 2007b. Piaskowce grubolawicowe kambru z rejonu Świętego Krzyża i Nowej Stupi. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 40–42.
- Malec J., 2007c. Utwory kambru w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Duża. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 57–59.
- Malec J., 2007d. Krytyczna analiza dotychczasowych poglądów o środowisku sedimentacji osadów kambru formacji piaskowców z Wiśniówki. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 85–87.
- Malec J., 2007e. Uwagi o skamieniałościach kambru w formacji piaskowców z Wiśniówki. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 91–93.
- Malec J., 2008a. Osady kambru w kamieniołomie Podwiśniówka. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 64: 53–54.
- Malec J., 2008b. Osady chaotycznych spływów grawitacyjnych w kambrze rejonu Wiśniówki. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 64: 55–56.
- Malec J., 2008c. Cambrian pseudofossils from the Holy Cross Mountains (Poland) from the collection of Włodzimierz Sedlak. *W: 9th Paleontological Conference, Abstracts*: 56–57.
- Malec J., 2009a. Warunki sedimentacji osadów kambru w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *W: V Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne*: 47–52.
- Malec J., 2009b. Uwarunkowania sedimentacji osadów na pograniczu kambru i ordowiku w jednostce łysogórskiej. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 65: 15–16.
- Malec J., 2010a. Charakterystyka litologiczno-sedymologiczna osadów kambru Gór Pieprzowych. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 66 (za rok 2009): 23–26.
- Malec J., 2010b. Sekwencja kambru w profilu Jurkowiec-Opatów. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 66 (za rok 2009): 27–29.
- Malec J., 2011. Kambr w Górach Pieprzowych. *W: VI Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Morfologiczne*: 64–67.
- Malec J., 2012. Charakter sedimentacji formacji piaskowców z Wiśniówki. *W: 2 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty*: 54.
- Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T. & Celebration Working Group, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CELO2. *Tectonophysics*, 401: 55–77.
- Mángano M.G., Buatois L.A., 2017. The Cambrian revolutions: Trace-fossil record, timing, links and geobiological impact. *Earth-Science Reviews*, 173: 96–108.
- Mángano M.G., Buatois L.A., 2020. The rise and early evolution of animals: where do we stand from a trace-fossil perspective? *Interface Focus*, 10, 20190103.
- Martin F., Dean W.T., 1981. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 343: 1–43.
- Martin F., Dean W.T., 1983. Late Early Cambrian and early Middle Cambrian acritarchs from the Manuel River, eastern Newfoundland. *Current Research, part B, Geological Survey of Canada*, 83-1B: 353–363.
- Martin F., Dean W.T., 1984. Middle Cambrian acritarchs from the Chamberlains Brook and Manuels River Formations at Random Island, eastern Newfoundland. *Current Research, part A, Geological Survey of Canada*, 84-1A: 429–440.
- Martin F., Dean W.T., 1988. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at the Manuels River and Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 381: 1–99.
- Martinsson A., 1974. The Cambrian of Norden. *W: Lower Palaeozoic rocks of the World, vol. 2, Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitsbergen* (red. C.H. Holland): 185–283. *Wiley, London*.
- Masiak M., Żylińska A., 1994. Burgess Shale-type fossils in Cambrian Sandstones of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 39: 329–340.
- Mazur S., Turniak K., Bröcker M., 2004. Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, Poland): new insight from U/Pb zircon dating. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 758–772.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej wartyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58: 133–146.
- Mazur S., Krzywiac P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. *Przegląd Geologiczny*, 65: 1511–1520.
- Mazur S., Krzywiac P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., 2018. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. *Geology, Geophysics & Environment*, 44: 17–30.
- Mazur S., Malinowski M., Mystrenko Y., Gałata Ł., 2021. Pre-existing lithospheric weak zone and its impact on continental rifting – The Mid-Polish Trough, Central European Basin System. *Global and Planetary Change*, 198: 1–20.
- Mazurek D., Majchrzyk A., Giza A.P., 2018. O rzekomym wystąpieniu makroskamieniałości z grupy Helcionella i meduz w kambrze Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 66: 24–27.
- Meidla T., 2017. Ediacaran and Cambrian stratigraphy in Estonia: an updated review. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 66: 152–160.
- Mens K., Pirrus E., 1997. Cambrian. *W: Geology and Mineral Resources of Estonia* (red. A.Q. Raukas, A. Teedumäe): 39–51. *Estonian Academy Publishers, Tallin*.
- Mens K., Bergström J., Lendzion K., 1990. The Cambrian system on the East European Platform, Correlation Chart and Explanatory Notes. *Valgus, Tallinn*.
- Michniak R., 1959. Notes on the petrography and micropalaeophytology in the oldest strata of the Holy Cross Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 457–462.
- Michniak R., 1962. Petrograficzna charakterystyka granicznych warstw dolnego i środkowego kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *W: Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza*: 83–108. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Michniak R., 1969. Petrografia górnego prekambru (ryfeju) i kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, 30: 7–98.
- Michniak R., Orłowski S., 1963. Uwagi o tablicy stratygraficznej prekambru i kambru w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 11: 475–479.
- Michniak R., Rozanow A.Y., 1969. Nowe dane o najniższym dolnym kambrze Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 17: 727–728.
- Mikulaš R., Gilliková H., Vavrdová M., 2008. Late Proterozoic to Early Palaeozoic platform deposits of Southern Moravia (Czech Republic). *Geological Quarterly*, 52: 335–348.
- Migaszewski Z., 1998. Wstępne badania petrograficzne szaroglazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 379: 21–39.
- Mizerski W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in central Europe. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 372: 1–47.
- Mizerski W., Stupka O., 2005. Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. *Przegląd Geologiczny*, 53: 1030–1038.
- Moczyłowska M., 1980. Acritarcha z osadów kambru wiercenia Okuniew IG 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 461–487.
- Moczyłowska M., 1981. Lower and Middle Cambrian acritarchs from northeastern Poland. *Precambrian Research*, 15: 63–74.
- Moczyłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian Boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29.
- Moczyłowska M., 1997. Proterozoic and Cambrian successions in the Upper Silesia: an Avalonian terrane in southern Poland. *Geological Magazine*, 134: 679–689.
- Moczyłowska M., 1998. Cambrian acritarchs from the Upper Silesia, Poland: biochronology and tectonic implications. *Fossils and Strata*, 46.
- Moczyłowska M., 1999. The Lower-Middle Cambrian boundary recognized by acritarchs in Baltica and at the margin of Gondwana. *Bulletino della Società Paleontologica Italiana*, 38: 201–225.

- Moczyłowska M., 2008. New record of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167: 71–92.
- Moczyłowska M., 2011. The early Cambrian phytoplankton radiation: acritarch evidence from the Lükati Formation, Estonia. *Palynology*, 35: 103–145.
- Moczyłowska M., Stockfors M., 2004. Acritarchs from the Cambrian–Ordovician boundary interval on Kolguev Island, Arctic Russia. *Palynology*, 28: 15–73.
- Moczyłowska M., Vidal G., 1986. Lower Cambrian acritarch zonation in southern Scandinavia and southeastern Poland. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 108: 201–223.
- Moczyłowska M., Vidal G., 1992. Phytoplankton from the Lower Cambrian Laesa formation on Bornholm, Denmark. *Geological Magazine*, 129: 17–40.
- Moczyłowska M., Yin L.M., 2012. Phytoplanktic microfossils record in the lower Cambrian and their contribution to stage chronostratigraphy. *Journal of Guizhou University (Natural Science)*, 29 (Supplement 1): 49–58.
- Moczyłowska M., Zang W.L., 2006. The Early Cambrian acritarch *Skiagia* and its significance for global correlation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 17–39.
- Modliński Z., 1992. Dokumentacja wyników otworu badawczego Narol PIG-2. CAG, Warszawa [nr inw. 132728].
- Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. 1:2 000 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 416: 45–79.
- Naglik B., Natkaniec-Nowak L., 2015. Pickeringite from the Pieprzowe Mts. (the Holy Cross Mts. Central Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 41: 114–115.
- Naglik B., Heflik W., Natkaniec-Nowak L., 2016. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna utworów klastycznych Gór Pieprzowych (Wyżyna Sandomierska) i produktów ich wietrzenia. *Przegląd Geologiczny*, 64: 338–343.
- Naglik B., Toboła T., Natkaniec-Nowak L., Luptakova J., Milovska S., 2017. Raman spectroscopic and microthermometric studies of authigenic quartz (the Pepper Mts., Central Poland) as an indicator of fluids circulation. *Spectrochimica Acta, Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 173: 960–964.
- Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geological Quarterly*, 46: 255–266.
- Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geological Quarterly*, 61: 502–520.
- Narkiewicz M., Grad M., Guterch A., Janik T., 2011. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geological Magazine*, 148: 191–211.
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2014. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 775–796.
- Nawrocki J., 2003. Gdzie była płyta bałtycka we wczesnym kambrze? *Przegląd Geologiczny*, 51: 744–747.
- Nawrocki J., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 159: 5–7.
- Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas Geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, 50: 59–79.
- Nawrocki J., Boguckij A., Katanas V., 2004a. New late Vendian palaeogeography of Baltica and TESZ. *Geological Quarterly*, 48: 309–316.
- Nawrocki J., Żylińska A., Buła Z., Grabowski J., Krzywiak P., Poprawa P., 2004b. Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. *Journal of the Geological Society*, 161: 513–522.
- Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning U., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. *Journal of the Geological Society*, 164: 405–423.
- Nawrocki J., Leichmann J., Pańczyk M., 2021. Mid-Ediacaran bimodal magmatism and peri-Baltic affinity of the Brunovistulian terrane documented by the U-Pb isotope and palaeomagnetic data from the Brno Massif (Central Europe). *Precambrian Research*, 358, 106147.
- Nielsen A.T., Ahlberg P., 2019. The Miaolingian, a new name for the Middle Cambrian (Cambrian Series 3) identification of lower and upper boundaries in Baltoscandia. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 141: 162–173.
- Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2011. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 107: 207–310.
- Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2015. The regressive Early–Mid Cambrian 'Hawke Bay Event' in Baltoscandia: Epeirogenic uplift in concert with eustasy. *Earth-Science Reviews*, 151: 288–350.
- Nielsen A.T., Weidner T., Terfelt F., Hoyberget M., 2014. Upper Cambrian (Furongian) biostratigraphy in Scandinavia revisited: definition and superzones. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 136: 193–197.
- Nielsen A.T., Hoyberget M., Ahlberg P., 2020. The Furongian (Upper Cambrian) Alum Shale of Scandinavia: revision of zonation. *Lethaia*, 53: 462–85.
- Nowicki J., Żylińska A., 2017. Revision of the biostratigraphic scheme in the Cambrian Series 2 and 3 boundary interval of the Holy Cross Mountains (Poland). *W: 10th Baltic Stratigraphic Conference, Abstracts and Field Guide*: 62–63.
- Nowicki J., Żylińska A., 2019. The first occurrence of the earliest species of *Acadoparadoxoides* outside West Gondwana (Cambrian; Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Magazine*, 156: 1027–1051.
- Nowicki J., Żylińska A., 2021. Taxonomic revision of the Paradoxididae Hawle and Corda, 1847 from the Miaolingian (Cambrian) of the Holy Cross Mountains, Poland: a morphometric approach to simply deformed trilobites. *Acta Geologica Polonica*, 71: 371–391.
- Oberc-Dziedzic T., Pin C., Kryza R., 2005. Geodynamic setting of the early Palaeozoic granitoid magmatism in the Variscides: Sm-Nd constrains from the Izera granitogneisses (W Sudetes, SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 94: 354–368.
- Orłowski S., 1959a. Archeocyatha from the Middle Cambrian of the Holy Cross Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 363–368.
- Orłowski S., 1959b. Ellipsocephalidae from Lower Beds of the Middle Cambrian in the vicinity of Sandomierz (Central Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 515–520.
- Orłowski S., 1959c. Paradoxidae from Lower Middle Cambrian strata in the vicinity of Sandomierz (Central Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 441–446.
- Orłowski S., 1962. Archaeocyatha, ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. *W: Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza*: 109–122. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Orłowski S., 1964a. Kambr środkowy i jego fauna we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, 16.
- Orłowski S., 1964b. Kambr środkowy w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 14: 547–560.
- Orłowski S., 1965. Rewizja fauny kambru środkowego z Góry Słowiec (Góry Świętokrzyskie). *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego*, 6: 134–146.
- Orłowski S., 1967. The stratigraphy of the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 15: 47–50.
- Orłowski S., 1968a. Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny*, 10: 153–218.
- Orłowski S., 1968b. Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 18: 257–291.
- Orłowski S., 1971. The Middle Cambrian of the Klimontów anticlinorium, Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 349–358.
- Orłowski S., 1973. Kambr obniżenia podlaskiego. *Acta Geologica Polonica*, 23: 365–374.
- Orłowski S., 1974. Lower Cambrian biostratigraphy in the Holy Cross Mts. based on the trilobite family Olenellidae. *Acta Geologica Polonica*, 24: 1–16.
- Orłowski S., 1975a. Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 25: 431–446.
- Orłowski S., 1975b. The systematic position and ontogeny of the Lower Cambrian trilobite species *Ellipsocephalus sanctacrucensis* (Samsonowicz, 1959). *Acta Geologica Polonica*, 25: 369–375.
- Orłowski S., 1975c. Lower Cambrian trilobites from Upper Silesia (Goczałkowice IG 1). *Acta Geologica Polonica*, 25: 377–383.
- Orłowski S., 1981. Stratygrafia kambru Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 19–27.
- Orłowski S., 1983. A lower Cambrian aglaspids from Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 4: 237–241.
- Orłowski S., 1985a. A trilobite with North American affinity in the Lower Cambrian of Poland. *Journal of Paleontology*, 59: 975–978.
- Orłowski S., 1985b. Lower Cambrian and its trilobites in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 35: 231–250.
- Orłowski S., 1985c. New data on the Middle Cambrian trilobites and stratigraphy in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 35: 251–263.
- Orłowski S., 1987. Stratigraphy of the Lower Cambrian in the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 91–96.
- Orłowski S., 1988. Stratigraphy of the Cambrian System in the Holy Cross Mts. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 525–531.
- Orłowski S., 1989. Trace fossils in the Lower Cambrian sequences in the Świętokrzyskie Mountains, Central Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 34: 211–231.
- Orłowski S., 1992. Trilobite trace fossils and their stratigraphical significance in the Cambrian sequence of the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Journal*, 27: 15–34.
- Orłowski S., Mizerski W., 1995a. New data on geology of the Middle Cambrian rocks in the Klimontów Antyklinorium (Holy Cross Mts.). *Geological Quarterly*, 39: 293–306.
- Orłowski S., Mizerski W., 1995b. Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, 43: 11–14.
- Orłowski S., Mizerski W., 1996. The Cambrian rocks and their tectonic evolution in the Dyminy Anticline of the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, 40: 353–366.
- Orłowski S., Mizerski W., 1998. Nowe dane o kambrze antykliny chęcińskiej (Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, 46: 278–282.
- Orłowski S., Waksmundzik B., 1986. The oldest Hyolitha in the Lower Cambrian of the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, 36: 225–231.
- Orłowski S., Żylińska A., 1996. Non-arthropod burrows from the Middle and Late Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 41: 385–409.
- Orłowski S., Żylińska A., 2002. Lower Cambrian trace fossils from the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly*, 46: 135–146.
- Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1970. The trilobite ichnocoenoses in the Cambrian sequences of the Holy Cross Mountains. *Geological Journal, Special Issue*, 3: 345–360.
- Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1971. Ichnospecific variability of the Upper Cambrian *Rusophycus* from the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 341–349.
- Paczeńska J., 1985. Ichnorodzaj *Paleodictyon* Meneghini z dolnego kambru Zbilutki (Góry Świętokrzyskie). *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 589–596.
- Paczeńska J., 1986. Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 355: 31–47.
- Paczeńska J., 1989. Polski i globalny zapis biozdarzenia na granicy prekambrium-kambr. *Przegląd Geologiczny*, 37: 542–546.
- Paczeńska J., 1996. The Vendian and Cambrian ichnocoenoses from the Polish part of the East-European Platform. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 152.
- Paczeńska J., 2001. Zastosowanie skamieniałości śladowych w analizie facjalnej i wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji. przykład z kambru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Przegląd Geologiczny*, 49: 1137–1146.
- Paczeńska J., 2005. Środowiska sedymentacji dolnokambrjskich osadów bloku górnośląskiego. *W: 76 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 90–99.
- Paczeńska J., 2006. Ewolucja późnoneoproterozoiczno-wczesnokambrjskich ryftowych depocentów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 1–29.
- Paczeńska J., 2007. Facje i sekwencje depozycyjne w sukcesji kambrjskiej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 118: 83–91.
- Paczeńska J., 2008. Asocjacje facjalne i sekwencje depozycyjne w sukcesji kambrjskiej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 123: 112–118.
- Paczeńska J., 2010a. The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East-European Craton, southeastern Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 27.
- Paczeńska J., 2010b. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru dolnego przedholmowego (2). *W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich*. 1:2 000 000 (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Paczeńska J., 2010c. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru dolnego holmowego (3). *W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich*. 1:2 000 000 (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Paczeńska J., 2010d. Ichnological record of the activity of Anthozoa in the early Cambrian of the Upper Silesian Block (southern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 60: 93–103.
- Paczeńska J., 2011. Kambr. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 130: 88–90.
- Paczeńska J., 2012. Wysokorozdzielcza stratygrafia sekwencji utworów środkowego kambru w południowej i północno-wschodniej części bloku B (wyniesienie Łęby). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 448: 71–79.
- Paczeńska J., 2014a. Rozwój facjalny utworów terenów we wschodniej części bloku górnośląskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 459: 133–145.
- Paczeńska J., 2014b. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 460: 1–24.
- Paczeńska J., Poprawa P., 2001. Architektura facjalna, stratygrafia sekwencji i subsydencja dolnokambrjskiego basenu bloku górnośląskiego. CAG, Warszawa [nr inw. 22/2002].
- Paczeńska J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*, 9: 117–127.
- Paczeńska J., Szczepanik Z., Żylińska A., Buła Z., 2017. Kambr. Mapa miąższości kambru w skali 1:5 000 000. Profile stratygraficzno-litologiczne sukcesji kambrjskich w Polsce. *W: Atlas Geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker): 58. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Palacios T., 2008. Middle Cambrian acritarchs zones in the Oville Formation and their correlation with trilobite zones in the Cantabrian Mountains northern Spain. *Cuadernos del Museo Geominero*, 9: 289–295.
- Palacios T., 2010. Middle-Upper Cambrian acritarchs from the Oville and Barrios Formations, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *W: CIMP, Abstracts*: 50–53.
- Palacios T., Jensen S., Apalategui O., 2006. Acritarch biostratigraphy from the Upper Lower Cambrian-Middle Cambrian of the northern margin of Gondwana (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia). *W: CIMP General Meeting, Abstract Volume*: 40–41.
- Parson M.G., Anderson M.M., 1996. Late Cambrian acritarch assemblages from the *Peltura scarabaeoides* and *Acerocare* trilobite zones of Random Island, south-eastern Newfoundland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 40: 583–593.
- Parson M.G., Anderson M.M., 2000. Acritarch microfloral succession from the Late Cambrian and Ordovician (Early Tremadoc) of Random Island, eastern Newfoundland, and its comparison to coeval microflora, particularly to those of the East European Platform. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contribution Series*, 38: 1–123.
- Paškevičiene L.T., 1980. Akritarkhi pograničnykh otlozheniy v endia i kembrija zapada vostočno-evropejskoj platformy. *Nauka, Moskva* (po rosyjsku).
- Pawlowski S., 1992. Outline of Palaeozoic Geology of the Southern Lublin Region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 40: 125–139.
- Peng S.C., Babcock L.E., 2011. Continuing progress on chronostratigraphic subdivision of the Cambrian System. *Bulletin of Geosciences*, 86: 391–396.
- Pin C., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Mazur S., Turniak K., Waldhausrova J., 2007. The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. *GSA Special Papers*, 423: 209–229.
- Popov L.E., Khazanovitch K.K., Borovko N.G., Sergeeva S.P., Sobolevskaya R.F., 1989. The key sections and stratigraphy of the Cambrian–Ordovician phosphate-bearing Obolus beds on the north-eastern Russian platform. *AN SSSR, Ministerstvo Geologii SSSR, Mezhvedomstvennyj stratigraficheskij komitet SSSR, Trudy*, 18 (po rosyjsku).
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiczno-wczesnym kambrze na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Przegląd Geologiczny*, 50: 49–63.
- Poros M., 2007. Style zachowania skamieniałości śladowych z kambru Wiśniówki Dużej (Góry Świętokrzyskie) i ich znaczenie paleoekologiczne. *W: XX Konferencja Naukowa, Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 109–110.
- Poros M., 2009. Skamieniałości śladowe a środowisko depozycji sekwencji ciemnych piaskowców, mulowców i łupków kambru górnego z kamieniołomu Wiśniówka Duża koło Kielc (Góry Świętokrzyskie). *W: V Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne*: 62–63.
- Požaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogemem przesuwczym złożonym z terranów. *Przegląd Geologiczny*, 38: 1–9.
- Požaryski W., Tomczyk H., 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Przegląd Geologiczny*, 41: 687–695.
- Požaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981a. Nowe dane o dolnym kambrze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 27–34.
- Požaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981b. New Data on the Lower Cambrian at the Southern Margin of the Holy Cross Mts (SE Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 167–173.
- Przewłocki Z., 2000. Środowisko depozycji kambrjskich formacji łupków z Gór Pieprzowych, Góry Świętokrzyskie. *Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii [rozpr. doktor.]*.
- Purkřhova E., Giliková H., Jachowicz M., Filipiak P., 2004. Paleobotanical records from basal clastics in Mělník and Kozlovice boreholes (Moravia, Czech Republic). *Časopis Slezského Zemského Muzea Opava, (A)* 53: 193–204.
- Puura I., Holmer L., 1993. Lingulate brachiopods from the Cambrian–Ordovician boundary beds in Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 115: 215–237.
- Puziewicz J., Polkowski M., Grad M., 2017. Geophysical and petrological modeling of the lower crust and uppermost mantle in the Variscan and Proterozoic surroundings of the Trans-European Suture Zone in Central Europe. *Lithos*, 276: 3–14.
- Radwański A., Roniewicz P., 1960. Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami. *Acta Geologica Polonica*, 10: 371–397.
- Radwański A., Roniewicz P., 1962. Środowisko sedymentacji górnego kambru okolic Opatowa. *Acta Geologica Polonica*, 12: 431–444.
- Radwański A., Roniewicz P., 1963. Upper Cambrian trilobite ichnocoenosis from Wiśniówka Wielka (Holy Cross Mts, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 8: 259–280.
- Radwański A., Roniewicz P., 1967. Trace fossil *Aglaspidichnus sanctacrucensis* n. gen. n. sp. a probable resting place of an aglaspid (Xiphosura). *Acta Palaeontologica Polonica*, 12: 545–552.
- Radwański A., Roniewicz P., 1972. A long trilobite-trackway, *Cruziana semiplicata* Salter, from the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 22: 439–449.
- Raevskaya E., 2005. Diversity and distribution of Cambrian acritarchs from Siberian and East European Platform – a generalised scheme. *Carnets de Géologie, Brest, Memoir 2005/02, Abstract07* (CG2005 M02/07).
- Rasmussen B.W., Rasmussen J.A., Nielsen A.T., 2017. Biostratigraphy of the Furongian (Upper Cambrian) Alum Shale Formation at Degerhamn,

- Öland, Sweden. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 139: 92–118.
- Rasmussen C.M., Kröger B., Nielsen M.J., Colmenar J., 2019. Cascading trend of early Paleozoic marine radiations paused by late Ordovician extinctions. *Proceeding of the National Academy of Sciences*, 116: 7207–7213.
- Reineck H.E., Singh I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, Berlin.
- Romanek A., 1977. Arkusz Klimontów. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Rushton A.W.A., Molyneux S.G., 2011. Welsh Basin. Geological Society of London, Special Report, 25: 21–27.
- Sadlok G., 2010. Trace fossil *Cruziana tenella* from the Furongian (Upper Cambrian) deposits of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 60: 349–355.
- Sadlok G., 2013. Compaction-related style of *Rusophycus* preservation from Furongian (Upper Cambrian) of Holy Cross Mountains (Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83: 317–327.
- Sadlok G., 2014a. New data on the trace fossil, *Cruziana simplicata* (Furongian, Wiśniówka Sandstone Formation, Poland): origin, ethology and producer. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 35–50.
- Sadlok G., 2014b. *Rusophycus inexpectus* sp. nov. from the Furongian (Upper Cambrian) of the Holy Cross Mountains (Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 143–151.
- Sadlok G., Machalski M., 2010. The trace fossils *Rusophycus versans* from Furongian (Upper Cambrian) of central Poland – an example of behavioural convergence among arthropods. *Acta Geologica Polonica*, 60: 119–123.
- Salwa S., 2006. Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmachocic w regionie łysogórkim Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 513–520.
- Salwa S., 2008. Fyllity z Podmachocic i ich miejsce w rozwoju strukturalnym egionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *W: 1 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty*: 103–104.
- Salwa S., 2009. Phylites from Kamecznica Podmachocicka – metamorphic rocks from the Holy Cross Mountains. *Mineralogia, Special Papers*, 35: 142–149.
- Salwa S., 2013. Chlorite-mica stacks and chlorite in phylites from Podmachocice (Holy Cross Mts, SE Poland). *Mineralogia, Special Papers*, 41: 76.
- Salwa S., Jarosiński M., 2006. Evolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 78–81.
- Samsonowicz J., 1916. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 9: 321–351.
- Samsonowicz J., 1918. Odkrycie dolnego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Posiedzenia Warszawskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, 11: 71–75.
- Samsonowicz J., 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 1: 53–67.
- Samsonowicz J., 1934. Objasnienie arkusza Opatów ogólnej Mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1956. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian System in Poland. *Symposium. W: XX Congreso Geológico Internacional. El sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base. Part I*: 127–160.
- Samsonowicz J., 1959a. On *Strenuæva* from Lower Cambrian in Klimontów Anticlinorium. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 521–524.
- Samsonowicz J., 1959b. On *Strenuella* and *Germaropyge* from the Lower Cambrian in the Klimontów Anticlinorium. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 525–529.
- Samsonowicz J., 1959c. On the *Holmia* fauna in the Cambrian of the Anticlinorium of Klimontów. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 447–452.
- Samsonowicz J., 1960. The Lower Cambrian of the Klimontów Anticlinorium. *W: 21st International Geological Congress, Abstracts, Part 8*: 86–92.
- Samsonowicz J., 1962. Skamieniałości dolnego kambru antyklinorium klimontowskiego Gór Świętokrzyskich. *W: Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza*: 9–29. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Schwarzbach M., 1933. Das Cambrium der Oberlausitz. *Abhandlungen der naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz*, 32 (2): 7–54.
- Sedlak W., 1967. Problematyczna fauna kambryjska meduzowatych z masywu Łysej Góry. *Przegląd Geologiczny*, 15: 420.
- Sedlak W., 1968a. Góry Świętokrzyskie i człowiek w ostatnich tysiącleciach. *Zeszyty Naukowe KUL*, 11: 81–83.
- Sedlak W., 1968b. Prekambryjska Atikokania z Gór Świętokrzyskich. *Wszczęświat*, 11: 277–278.
- Sedlak W., 1968c. Przedstawiciele Archaeogastropoda z masywu Łysej Góry. *Przegląd Geologiczny*, 16: 298–299.
- Sedlak W., 1969. Polskie archeocyaty, ich znaczenie dla nauki. *Wszczęświat*, 12: 306–308.
- Sedlak W., 1973. Archaeocyathina Fauna of St. Cross in Łysogóry Chain. *Zeszyty Naukowe KUL*, 16: 81–83.
- Sedlak W., 1975. Some Aspects on the Stratigraphy and Taxonomy of Cambrian Fauna Found on Lysa Góra (the Świętokrzyskie Mountains, Central Poland). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 89: 42–47.
- Sedlak W., 1980. Cambrian megascopic alga-like forms accompanying Coraillcyathida in quartzite beds of Lysa Góra. *Acta Palaeontologica Polonica*, 25: 669–670.

- Sedlak W., 1985. Z dziejów odkrycia śladów kambryjskiego życia w kwarcytach łysogórskich. *Rocznik Świętokrzyski Kieleckiego Towarzystwa Naukowego*, 12: 31–45.
- Seilacher A., 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, 14: 86–93.
- Servais T., Perrier V., Danelian T., Klug C., Martin R., Munnecke A., Nowak H., Nuetzel A., Vandembroucke T.R.A., Williams M., 2016. The onset of the "Ordovician Plankton Revolution" in the late Cambrian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 458: 12–28.
- Servais T., Cascales-Minana B., Harper D.A.T., Lefebvre B., van Bocxlaer B., Wang W., 2023. Cambrian explosion and Ordovician biodiversification or Cambrian diversification and Ordovician explosion. *Evolving Earth*, 1, 100018.
- Sikorska M., 1988. Mikrolitofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 76.
- Sikorska M., 1998. Rola diagnezy w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 164.
- Sikorska M., 2000a. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). *Geological Quarterly*, 44: 237–247.
- Sikorska M., 2000b. Historia sylifikacji w piaskowcach kambru z rejonu Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 51: 251–258.
- Sikorska M., 2007a. Petrografia ediakaru i kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 116: 75–83.
- Sikorska M., 2007b. Petrografia osadów kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 118: 91–107.
- Sikorska M., 2008. Petrografia osadów kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 123: 118–128.
- Sikorska M., 2012. Petrografia. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 134: 61–70.
- Sikorska M., 2014. Petrologia utworów kambryjskich. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 142: 100–111.
- Skolimowska K., 2023. Geologia kambru w Dolinie Cambrianiej, Góry Świętokrzyskie. *Uniwersytet Warszawski [pr. magister.]*.
- Slaviková K., 1968. New find of acritarchs in the Middle Cambrian of Barrandian (Czechoslovakia). *Věstník Ústředního Ústavu Geologického*, 43: 199–205.
- Stachacz M., 2012a. Ichnology of Czarna Shale formation (Cambrian, Holy Cross Mountains, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 105–120.
- Stachacz M., 2012b. New finds of *Rusophycus* from the lower Cambrian Ocieski Sandstone Formation (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Quarterly*, 56: 237–248.
- Studencki M., 1988. Warunki sedymentacji formacji piaskowców z Ocieski i łupków z Kamieńca w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 533–540.
- Studencki M., 1994. Stop 4. Wiśniówka Duża quarry. *W: Europrobe Trans European Suture Zone Workshop Kielce, Poland, Excursion Guidebook*: 51–57.
- Szaniawski H., 1971. New species of Upper Cambrian conodonts from Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 16: 401–413.
- Szczepanik Z., 1996. Badania wieku najstarszych skał kambryjskich w jednostce łysogórskiej i ich tektoniki oraz badania wieku najmłodszych warstw kambryjskich w jedn. kieleckiej. *W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach sąsiednich*. CAG, Kielce [nr inw. 1402/1].
- Szczepanik Z., 1997. Preliminary results of thermal alteration investigations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, 41: 257–264.
- Szczepanik Z., 2000. The Cambrian of the western part of the Pomeranian Caledonides foreland, Peribaltic Syncline; microfossil evidence. *Geological Quarterly*, 44: 261–273.
- Szczepanik Z., 2001. Acritarchs from Cambrian deposits of the southern part of the Łysogóry Unit in the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly*, 45: 117–130.
- Szczepanik Z., 2002. Acritarcha kambru z kamieniołomów okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 58: 137–140.
- Szczepanik Z., 2007. Regionalny gradient paleotermiczny w zapisie palinologicznym starszego paleozoiku i dewonu Gór Świętokrzyskich. *W: XX Konferencja Naukowa, Paleobiologów i Biostatygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 129–132.
- Szczepanik Z., 2009. Biostatystyka akritarchowa kambru świętokrzyskiego – raport wstępny. *W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich* (red. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak): 21–38.
- Szczepanik Z., 2010a. Stop 6. Zbelutka – Lower Cambrian sandstones and mudstones. *W: CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Submissions, Guidebook of the Holy Cross Mountains field trip*: 37.
- Szczepanik Z., 2010b. Succession of the acritarchs assemblages in Cambrian of the Holy Cross Mts. (Central Poland). *W: CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Submissions, Abstracts*: 70–75.
- Szczepanik Z., 2015a. Wyniki badań palinologicznych kambru. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 147: 28–43.

- Szczepanik Z., 2015b. Stratygrafia utworów furongu na podstawie mikroflory akritarchowej. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 76–95.
- Szczepanik Z., 2019. Akritarchy kambru z otworu wiertniczego Zaręby IG 2. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 155: 39–41.
- Szczepanik Z., Malec J., 2017. Nowe dane o litologii i biostatystyce akritarchowej skał kambryjskich na Łysicy, najwyższym szczycie Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 65: 564–575.
- Szczepanik Z., Żylińska A., 2012. Datowania skał kambryjskich okolic Klimontowa za pomocą trylobitów i akritarch. *W: 2 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty*: 86.
- Szczepanik Z., Żylińska A., 2016a. The oldest rocks of the Holy Cross Mountains, Poland – biostratigraphy of the Cambrian Czarna Shale Formation in the vicinity of Katuszów. *Acta Geologica Polonica*, 66: 267–281.
- Szczepanik Z., Żylińska A., 2016b. Nowe dane o najstarszych skałach Gór Świętokrzyskich w rejonie Katuszowa. *W: 3 Polski Kongres Geologiczny – Tom Kongresowy*: 387–389.
- Szczepanik Z., Żylińska A., 2017. Correlation of Furongian (Upper Cambrian) trilobite biozones with acritarch assemblages in the Chabowe Dofy exposure, Holy Cross Mountains, Poland. *W: 10th Baltic Stratigraphic Conference, Abstracts and Field Guide*: 80–81.
- Szczepanik Z., Żylińska A., 2021. Terreneuvian acritarch assemblages of the Holy Cross Mountains – a new approach. *Geological Quarterly*, 65: 29.
- Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004a. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. *Przegląd Geologiczny*, 52: 895–898.
- Szczepanik Z., Żylińska A., Salwa S., 2004b. Nowe stanowisko utworów kambru górnego w zachodniej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 52: 131–134.
- Szczepanik Z., Trela W., Żylińska A., Salwa S., 2005. Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratigraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 61: 57–58.
- Szczepanik Z., Servais T., Żylińska A., 2017. Very large acritarchs from the Furongian (Upper Cambrian) rocks of the Holy Cross Mountains, central Poland. *Palynology*, 41/S1: 10–22.
- Szymański B., 1977. Kambr górny wschodniej części obniżenia perybaltyckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 417–435.
- Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów eusynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia baltyckiego (północna Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 430: 113–154.
- Szymański B., 2011. Kambr górny. Litologia i stratygrafia. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 57–58.
- Szymański B., Paczeńska J., 2010. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru górnego. *W: Atlas paleogeologiczny, podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich* (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Ślęczka A., 1976. Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46: 337–350.
- Ślęczka A., 1982. Profil utworów kambru w otworach położonych na południowy wschód od Goczałkowic. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 201–205.
- Tomczyk H., 1988. Region łysogórski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledońsko-warnyjskim. *Przegląd Geologiczny*, 36: 9–17.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta Geologica Polonica*, 17: 1–46.
- Tomczykowa E., 1964. Utwory najwyższego kambru w Łysogórach. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 903–904.
- Tomczykowa E., 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 54.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 potwierdzeniem budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 393: 167–198.
- Trela W., 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 622–631.
- Trela W., 2012. Stop 7. Kielce (Wilków IG-1 well) – Furongian, Upper Ordovician and Silurian mudrock facies. *W: Geoshale 2012, Book of Abstracts*: 181–183.
- Trela W., Malec J., 2015. Charakterystyka litofacjalna i środowiska depozycyjne. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 147: 51–64.
- Trela W., Szczepanik Z., Żylińska A., Salwa S., Malec J., 2006. Stanowisko 3. Archiwum rdzeni wiertniczych Oddziału Świętokrzyskiego PIG, Kielce. *Profil otworów Lenarczyce PIG-1, Daromin IG-1. W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 160–165.
- Trela W., Szczepanik Z., Żylińska A., 2025. Reappraisal of the terrane concept in the Holy Cross Mountains (Polish segment of the Trans-European Suture Zone) based on the Furongian (Upper Cambrian) stratigraphy and facies in the Lenarczyce PIG 1 well. *Acta Geologica Polonica*, 75, e44.
- Turniak K., Mazur S., Wysoczański R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry and geochemistry of the Orlica-Snieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta*, 13: 1–20.

- Vanguetaine M., 1974. *Especies zonales d'Acritarches du Cambro-Tremadocien de Belgique et de l'Ardenne française. Review of Palaeobotany and Palynology*, 18: 63–82.
- Vanguetaine M., van Looy J., 1983. Acritarches du Cambrien moyen de la vallée de Tachedirt (Haut-Atlas Maroc) dans le cadre d'une nouvelle zonation du Cambrien. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 106: 69–85.
- Vavrdová M., Bek J., 2001. Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Nemecický-3). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 76: 113–115.
- Vecoli M., 1996. Stratigraphic significance of acritarchs in Cambro-Ordovician boundary strata, Hassi-Ramel area, Algerian Sahara. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 35: 3–58.
- Vidal G., 1984. The oldest eukaryotic cells. *Scientific American*, 250: 48–57.
- Vidal G., Peel J.S., 1993. Acritarchs from the Lower Cambrian Buen Fromation in North Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Bulletin*, 164: 1–35.
- Volkova N.A., 1968. Akritarkhi dokembrijskikh i nizhekembrijskikh otlozheniy Estonii. *W: Problematiki pogranichnykh sloev rifeya i kembriya Russkoy platformy, Urala i Kazakhstana. Trudy Geologicheskii Institut Akademiya Nauk SSSR*, 188: 8–32 (po rosyjsku).
- Volkova N.A., 1969a. Raspredeleeniye akritarch w razrezakh severnovostochnoy Polshi. *W: Tommotskiy yarus i problema nizney granitsy kembriya*: 74–76. Nauka, Moskwa (po rosyjsku).
- Volkova N.A., 1969b. Akritarkhi severo-zapada Russkoy platformy. *W: Tommotskiy yarus i problema nizney granitsy kembriya*: 224–236. Nauka, Moskwa (po rosyjsku).
- Volkova N.A., 1990. Akritarkhi srednego i verkhnego kembriya Vostochno-Yevropeyskoy Platformy. *Trudy Geologicheskogo Instituta*, 454 (po rosyjsku).
- Volkova N.A., Kirjanov V.V., 1995. Regionalnaya stratigraficheskaya skhema sredne-verhnekembrijskikh otlozheniy vostochno-evropeyskoy platformy. *Stratigrafia i Geologicheskaya Korrelatsiya*, 3: 66–74 (po rosyjsku).
- Volkova N.A., Kirjanov V.V., Piskun L.V., Paškevičienė L.T., Jankauskas T.V., 1983. Plant microfossils. *W: Upper Precambrian and Cambrian Palaeontology of the East-European Platform* (red. A. Urbaneck, A.Yu. Rozanov): 7–46. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wawryk W., 1932. Wyniki mikroskopowo-chemicznej analizy fosforytów kambryjskich z okolic Sandomierza. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 8: 266–272.
- Webby B.D., 1995. Toward an Ordovician time scale. *W: Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician system*. Las Vegas.
- Welsch M., 1986. Die Acritarchen der höheren Digermul-Gruppe, Mittelkambrium bis Tremadoc, Ost-Finnmark, Nord-Norwegen. *Palaeontographica Abteilung B*, 201: 1–109.
- Xian-Guang H., Aldridge R.J., Bergström J., Siveter David J., Siveter Derek J., Feng Xiang-Hong, 2004. The Cambrian Fossils of Chengjiang, China. *The Flowering of Early Animal Life*. Blackwell Publishing.
- Zang W., 1992. Sinian and Early Cambrian floras and biostratigraphy on the South China Platform. *Palaeontographica B*, 224: 75–119.
- Zhuravlev A., 2001. Biotic Diversity and Structure During the Neoproterozoic-Ordovician Transition. *W: The Ecology of the Cambrian Radiation* (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 173–199. Colombia University Press, New York.
- Żakowa H., Jagielska L., 1970. Najstarsze skamieniałości dolnego kambru Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 9–27.
- Żelaźniewicz A., Żaba J., 2002. Nowe dane o dynamice bloku górnośląskiego i małopolskiego na przełomie prekambru i paleozoiku. *Przegląd Geologiczny*, 50: 1227–1228.
- Żelaźniewicz A., Biernacka J., Bobiński W., Buła Z., Dymna K., Dziadzio P., Florek R., Fanning M., Habryn H., Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Sheghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geological Quarterly*, 58: 93–124.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczypko N., Ślęczka A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*.
- Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogeny in the Ediacaran-Cambrian: a perspective from SE Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 1503–1528.
- Żylińska A., 1999. Trace maker of *Cruziana simplicata* in the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. *W: 5th Conf. Cambrian Stage Subdiv. Working Group* (red. A.R. Palmer): 62–63. Utah, Nevada, California, USA.
- Żylińska A., 2001. Late Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51: 333–383.
- Żylińska A., 2002. Stratigraphic and biogeographic significance of Late Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 52: 217–238.
- Żylińska A., 2013a. The oldest Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Poland: taxonomic, stratigraphic and biogeographic reappraisal. *Acta Geologica Polonica*, 63: 57–87.
- Żylińska A., 2013b. Evolucja zespołów trylobitowych z drugiego i trzeciego oddziału kambru Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie biogeograficzne. *Przegląd Geologiczny*, 61: 30–39.
- Żylińska A., 2019. Rewizja fauny trylobitowej w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 i implikacje stratygraficzne. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 155: 37–38.

Literatura

- Żylińska A., 2021. Fauna trylobitowa kambru w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 – implikacje stratygraficzne. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 159: 85–89.
- Żylińska A., Masiak M., 2007. Cambrian trilobites from Brzechów, Holy Cross Mountains (Poland) and their significance in stratigraphic correlation and biogeographic reconstructions. *Geological Magazine*, 144: 661–686.
- Żylińska A., Szczepanik Z., 2009. Trilobite and acritarch assemblages from the Lower–Middle Cambrian boundary interval in the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Geologica Polonica*, 59: 413–458.
- Żylińska A., Szczepanik Z., Salwa S., 2006. Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland; biostratigraphy of the Wiśniówka Hill succession. *Acta Geologica Polonica*, 56: 443–461.
- Żylińska A., Weidner T., Ahlgren J., Ahlberg P., 2015. Exotic trilobites from the uppermost Cambrian Series 3 and lower Furongian of Sweden. *Acta Geologica Polonica*. 65: 21–67.
- Żylińska A., Świerczewska-Gładysz E., Szczepanik Z., Bojanowski M., Barski M., Olempska E., 2016. Najstarszy zespół biotyczny kambru Gór Świętokrzyskich w Katuszowie. *W: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Abstrakty*: 125–126.